

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 9, 2022

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

Почвы аккумулятивных берегов Восточно-Сибирского моря

С. В. Губин, А. В. Лупачев, А. К. Ходжаева 1073

Оценка выноса углерода с почвенными водами в доминирующих типах леса
Брянского Полесья

*А. И. Кузнецова, А. В. Горнов, М. В. Горнова, Д. Н. Тебенькова,
А. Д. Никитина, В. А. Кузнецов* 1086

Послепожарное состояние таежных почв хребта Хамар-Дабан (Прибайкалье)

Т. С. Кошовский, А. Н. Геннадиев, Н. С. Гамова, Е. А. Фаронова, Т. Е. Язрикова 1098

ХИМИЯ ПОЧВ

Динамика свойств почв и экосистемные запасы углерода при разных типах
землепользования (средняя тайга Карелии)

*И. А. Дубровина, Е. В. Мошкина, А. В. Туюнен, Н. В. Геникова,
А. Ю. Карпечко, М. В. Медведева* 1112

Мониторинг продуцирования парниковых газов на ландшафтном профиле
Васюганского болота (Западная Сибирь)

Л. И. Инишева, А. В. Головченко 1126

Фракционный состав соединений некоторых типоморфных химических элементов
в почвах прибрежной территории Баренцева моря (Хайпудырская губа)

Е. В. Шамрикова, О. С. Кубик, С. В. Денева 1139

МЕЛИОРАЦИЯ ПОЧВ

Влияние многолетнего капельного орошения плодовых насаждений на трансформацию
свойств черноземных почв

Т. Г. Фоменко, В. П. Попова, Е. А. Черников, А. А. Макарова, О. В. Ярошенко 1154

ДЕГРАДАЦИЯ, ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ

Подход к установлению зон экологической ответственности предприятий и уровней
природно-антропогенного фона почв

А. С. Яковлев, М. В. Евдокимова 1167

Влияние ризосферных бактерий на фракционный состав соединений тяжелых металлов
в системе почва–растение

И. О. Плеханова, В. О. Куликов, В. П. Шабаев 1179

ИСТОРИЯ НАУКИ

Научная преемственность в отечественном почвоведении

Л. Г. Богатырев, А. И. Бенедиктова, Ф. И. Земсков, В. В. Демин, М. М. Карпухин 1187

Contents

No. 9, 2022

Genesis and Geography of Soils

- Soils of the Accumulative Shores of the East-Siberian Sea
S. V. Gubin, A. V. Lupachev, and A. K. Khodzhaeva 1073
- Estimates of Dissolved Carbon Leaching from Soil in the Dominant Forest Types of the Bryansk Region
A. I. Kuznetsova, A. V. Gornov, M. V. Gornova, D. N. Tebenkova, A. D. Nikitina, and V. A. Kuznetsov 1086
- Post-Fire State of Taiga Soils and Vegetation of the Khamar-Daban Range (the Baikal Region)
T. S. Koshovskii, A. N. Gennadiyev, N. S. Gamova, E. A. Faronova, and T. E. Yazrikova 1098
-

Soil Chemistry

- Dynamics of Soil Properties and Ecosystem Carbon Stocks for Different Types of Land Use (Middle Taiga of Karelia)
I. A. Dubrovina, E. V. Moshkina, A. V. Tuyunen, N. V. Genikova, A. Yu. Karpechko, and M. V. Medvedeva 1112
- Monitoring of Greenhouse Gas Production on the Landscape Profile of the Vasyugan Swamp
L. I. Inisheva and A. V. Golovchenko 1126
- Fractional Composition of Compounds of Some Typomorphic Chemical Elements in the Soils of the Coastal Territory of the Barents Sea (the Khaipudyr Bay)
E. V. Shamrikova, O. S. Kubik, and S. V. Deneva 1139
-

Soil Reclamation

- Influence of Long-Term Drip Irrigation of Fruit Orchard on Transformation of the Chernozem Soil Properties
T. G. Fomenko, V. P. Popova, E. A. Chernikov, A. A. Makarova, and O. V. Yaroshenko 1154
-

Degradation, Rehabilitation, and Conservation of Soils

- Approach to Establishment of Enterprises Environmental Responsibility Zones and Natural-Anthropogenic Background Soil Values
A. S. Yakovlev and M. V. Evdokimova 1167
- Influence of Rhizospheric Bacteria on the State of Heavy Metals in the Soil-Plant System
I. O. Plekhanova, V. O. Kulikov, and V. P. Shabaev 1179
-

History of Science

- On Scientific Succession on the Example of Domestic Soil Science
L. G. Bogatyrev, A. I. Benediktova, Ph. I. Zemskov, V. V. Demin, and M. M. Karpukhin 1187
-
-

**ГЕНЕЗИС
И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ**

УДК 631.4

**ПОЧВЫ АККУМУЛЯТИВНЫХ БЕРЕГОВ
ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ**© 2022 г. С. В. Губин^а*, А. В. Лупачев^а, А. К. Ходжаева^а^аИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пушкино, Московской обл., 142290 Россия

*e-mail: gubin.stas@mail.ru

Поступила в редакцию 07.02.2022 г.

После доработки 28.03.2022 г.

Принята к публикации 30.03.2022 г.

На берегах аккумулятивного типа Восточно-Сибирского моря формируются почвы под морским влиянием – талассосоли, объединяющие слаборазвитые незадернованные почвы ваттов (регулярно затопляемой нагонно-приливной зоны), почвы маршей (периодически затопляемой зоны) разной степени засоления и под различными растительными ассоциациями, а также маритимные почвы – близкие по строению к зональным и не испытывающие затоплений, где влияние моря проявляется в аэральном привносе солей и органо-минерального материала с оголенных прибрежных участков. Слаборазвитые маршевые почвы сохраняют признаки исходного строения материала осадка, сформированного в зоне ваттов, на которые накладываются процессы засоления, сульфатредукции, оглеения, криогенного массообмена, а также поступления, накопления и слабой биохимической трансформации грубого органического вещества. В пределах маршей формируются в разной степени засоленные почвы с признаками перераспределения солей в толщах профилей, слабого увеличения их содержания в органосодержащих горизонтах и над мерзлотой, яркого проявления признаков сульфатредукции. На территории осоковых маршей доминируют органогенные слабозасоленные и торфянисто-глееватые почвы. Большая часть почв маршей исследуемой территории формируется в условиях полигонального мерзлотного рельефа, высокой обводненности профилей, близкого залегания многолетней мерзлоты.

Ключевые слова: Арктика, марши, ватты, маршевые почвы, маритимные почвы, синлитогенное почвообразование, многолетняя мерзлота, Tidalic Cryosols

DOI: 10.31857/S0032180X22090076

ВВЕДЕНИЕ

Почвы побережий арктических морей крайне слабо изучены. Большая протяженность береговой линии, разнообразие строения берегов, ландшафтов, отложений, характер приливных и сгонно-нагонных явлений, соленость моря определяют формирование широкого спектра почв, строение и свойства которых здесь осложнены суровостью климата, криогенными процессами, спецификой биоты [8, 9, 13, 17, 21, 23, 24, 30, 31]. Значительная часть побережий северных морей представлена берегами аккумулятивного типа со слабыми уклонами поверхностей. Это ведет к проникновению морских нагонных вод вглубь суши на десятки километров, подпитки ими многочисленных мелких озер, затопляемых заболоченных лугов, мерзлотных полигонов, что также оказывает влияние на формирование почв.

Формирующиеся под прямым или опосредованным влиянием моря, почвы объединены в неклассификационную группу талассосолей [24] и

включают слаборазвитые незадернованные почвы ваттов, почвы маршей разной степени засоления и под различными растительными ассоциациями [21, 31], маритимные почвы, близкие по строению к зональным, где влияние моря проявляется в аэральном привносе солей и органо-минерального материала с оголенных прибрежных участков [7].

**ОБЪЕКТЫ И ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ
РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ**

Изучены почвы аккумулятивных берегов Восточно-Сибирского моря, формирующиеся в зоне арктической тундры на севере Колымской низменности, в приустьевой части реки Б. Чукочей и на морских берегах, расположенных севернее [9] (рис. 1). Исследованы почвы ваттов – территорий, непосредственно прилегающих к береговой линии моря, берегам рек или мелких речных проток, затопляемых морскими водами даже при

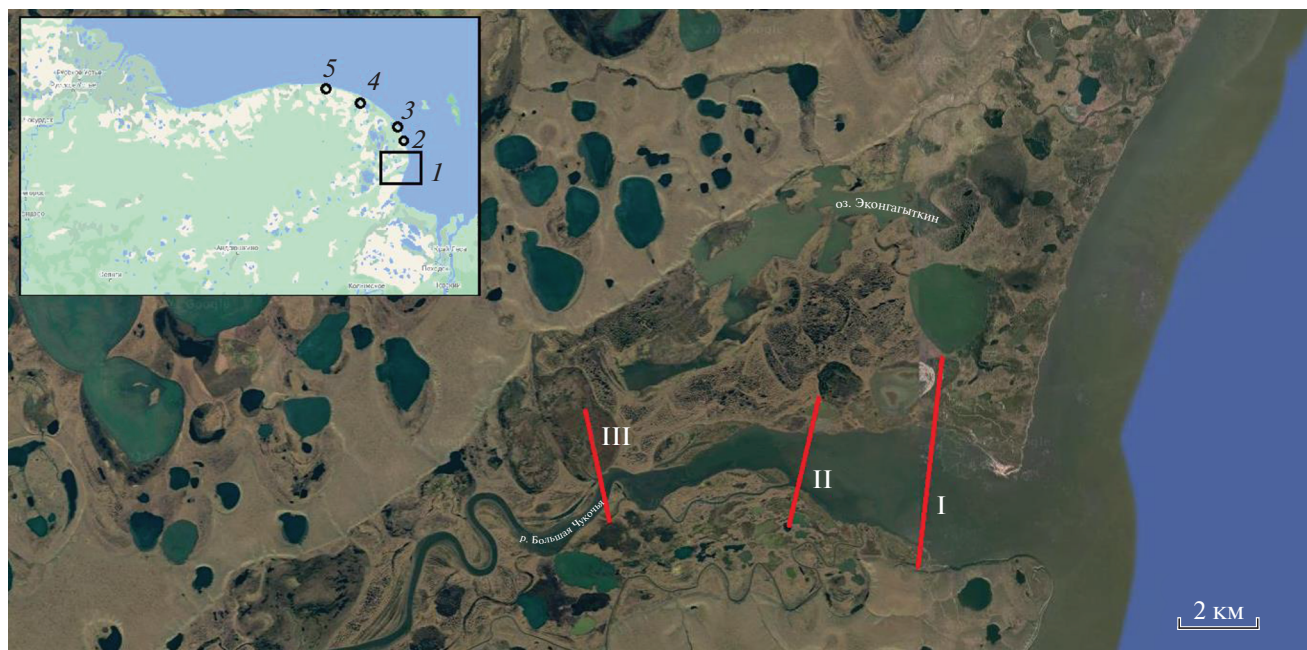


Рис. 1. Картограмма района проведения работ. Условные обозначения: 1 – губа р. Б. Чукочь (трансекты I, II, III); 2 – вис-ка Энюмчувеем; 3 – виска Агафонова; 4 – р. Гальгаваам; 5 – р. Б. Куропаточья.

низких ветровых нагонах, а также почвы засоленных и травяно-осоковых маршей – территорий, затопливаемых в ходе приливов и средних и высоких нагонов. На соседствующих участках коренного берега развиваются маритимные почвы, не испытывающие затопления, но подверженные процессу импультверизации солей, в том числе в составе пены.

Район побережья характеризуется арктическим морским климатом [1] с продолжительной зимой, температурами января $-35...-37^{\circ}\text{C}$, коротким летом с июльскими температурами $8-12^{\circ}\text{C}$, годовым количеством осадков около 150 мм, 30% из которых выпадают летом, когда часты туманы и моросящие дожди. Снежный покров держится с октября до июня, вскрытие рек и моря происходит во второй половине июня [3]. Зачастую штормами и ветровыми нагонами большие массы морских льдов в течение лета выносятся на низкие берега, где происходит их таяние. Летом в прибрежной части моря температура воды составляет $4-7^{\circ}\text{C}$. Поднятие уровня воды при экстремальных нагонах может превышать 1.5 м, при частых ординарных подъемах воды в 20–50 см. Мощность слоя сезонного оттаивания (СТС) в пределах береговой зоны от 30 до 80 см. Полное промерзание СТС происходит поздней осенью, медленное оттаивание деятельного слоя начинается в середине июня, после снеготаяния.

Исследуемая территория представляет собой постепенно расширяющуюся к морю долину реки Б. Чукочь, достигающую в приморской ча-

сти, занятой маршами и ваттами, более 10 км. Она ограничена высокими коренными активно разрушающимися берегами, сложенными пылеватыми высокольдистыми отложениями ледового комплекса, содержащими реликтовое органическое вещество [4–6, 17, 28]. Ширина акватории в устье около 2 км. Вглубь суши поверхность низкого аккумулятивного берега губы имеет крайне слабый подъем (менее 1°). Вблизи моря ее высотные отметки составляют 0.2–0.5, на удалении 10 км – 1.2–1.5 м над ур. м. В период высоких нагонов морские воды могут проникать вглубь суши более чем на 10 км, затопляя прилегающую обширную равнинную территорию маршей и подтопляя пойму реки. В прибрежной части устья губы минерализация вод в августе составляет около 3.0‰, при среднем показателе в море на удалении в 2 км от берега – 3.6‰ ($n = 6$). По данным водной вытяжки поверхностные слои донных отложений слабо засолены (0.2–0.5‰). В их гранулометрическом составе преобладает мелкий песок, в почвах маршей доминирует крупная пыль (табл. 1). Почвы и донные отложения прибрежной зоны характеризуются низким содержанием карбонатов, не превышающим 0.9% (табл. 2). Мелкие фрагменты раковин в исследуемом материале отсутствуют. Исследуемые почвы характеризуются морским типом засоления – хлоридно-сульфатным магниевым-натриевым. Показатели плотного остатка водной вытяжки (ПОВВ) из детрита, отобранного с поверхности в зоне ваттов 0.1–0.5% (табл. 3).

Таблица 1. Гранулометрический состав почв

Разрез	Горизонт	Глубина, см	Содержание фракций						Физи- ческий песок	Физи- ческая глина
			1–0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001	<0.001		
			%							
Наилок губы		0–15	0.14	56.75	26.81	4.37	5.61	6.33	83.70	16.30
Наилок моря		0–15	0.29	31.51	33.20	11.34	9.57	14.09	76.05	23.95
19-24	Omr%	0–8			Не опр.					
	Tmr%	8–15			Не опр.					
	C ^z = τ, dt, s	15–33	0.40	2.38	51.45	13.49	16.84	15.44	54.23	45.77
	C ^z = g, dt, s	33–40	0.08	0.67	54.19	15.79	14.97	14.30	54.94	45.06
19-8	C ^z = dt, ox	0–10	1.30	6.96	64.32	7.57	8.10	11.74	72.59	27.41
	C ^z = dt, g	10–22	2.42	10.14	50.12	7.29	9.00	12.03	62.68	37.32
	C ^z = τ, dt	22–30	3.26	11.20	49.42	7.31	13.68	15.13	63.88	36.12
	C ^z = dt, g, s	30–55	0.11	12.65	78.65	2.24	0.84	5.51	91.41	8.59
19-23	Omr%	0–5			Не опр.					
	TSmr%	5–20			Не опр.					
	GS ₁ %	20–30	0.61	1.92	55.95	12.99	13.29	15.24	58.48	41.52
	GS ₂ %	30–45	0.41	16.63	45.51	11.43	12.91	13.10	62.56	37.44
9-5	T%	0–7			Не опр.					
	TGs%	7–15	0.45	1.61	58.29	13.23	13.55	12.87	60.35	39.65
	Gs ₁ %	15–30	0.31	3.00	57.90	13.27	13.12	12.40	61.21	38.79
	Gs ₂ %	50	0.25	6.18	72.83	6.45	7.33	6.95	79.26	20.74

В пределах губы р. Б. Чукочьей заложены 3 почвенных трансекты, пересекающие ее береговую территорию (рис. 1). Трансекта I пересекает территорию левого берега губы в районе ее устья, охватывает зону ваттов и прилегающих к ней засоленных маршей. Трансекта II находится на удалении в 5 км от берега моря. Трансекта III удалена от устья губы примерно на 10 км и находится в районе формирования опресненных речными водами осоково-травяных маршей.

Дополнительно на двух участках низкого побережья Восточно-Сибирского моря, в 50 км севернее губы исследованы почвы в районах устьев и в долинах двух небольших речных протоков – висок (Эньюмчувеем и Агафонова), по которым осуществляется нагон морских вод вглубь суши, в находящиеся здесь озера. Изучены почвы ваттов, маршей. Минерализация вод в висках 0.3–0.5%. Маритимные почвы изучались на морском побережье и вдоль русел висок на удалении от 0.2 до 0.5 км от зоны маршей. Минерализация вод в прибрежной части моря в 200 м от устьев висок составляет 3.7–4.2%.

Северо-западнее, на участках побережья рек Гальгаваам и Б. Куропаточьей, исследовались мар-

шевые и маритимные почвы, удаленные от морского побережья на расстояние около 20 км при минерализации вод в реках около 0.4–0.6%.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Полевые исследования проведены в середине августа, в сроки, близкие к периоду максимального оттаивания СТС. В пределах трансект и на ключевых участках побережий изучены мерзлотный рельеф, микрорельеф, растительный покров, мощность СТС, описано морфологическое строение почв. Термическим шупом, с шагом в 5 см по глубине, измерена температура почв и отложений в прибрежной части моря. В маршевых озерах, реках, протоках, в обводненных полигонах и почвенных разрезах замерены температура, pH воды, ее электропроводность. Образцы отложений, почв, вод были отобраны для проведения дальнейших аналитических исследований. С целью стандартизации сушка насыщенных водой и обладающих высокой льдистостью образцов почв и отложений проведена после стока из них гравитационной влаги.

Аналитические исследования образцов почв, отложений и вод выполнены в ЦКП ИФХиБПП

Таблица 2. Химические свойства почв

Разрез	Горизонт	Глубина, см	С _{орг}	ППП		рН H ₂ O	C/N	СО ₂ карб, %	Обменные катионы, смоль (экв)/кг				Подвижные, мг/кг		Дитионит-растворимое	Окристал-лизированное	Амор-фное
				%	%				Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	P ₂ O ₅	K ₂ O			
Наилкок губы		0–15	1.03	11.30	7.8	Не опр.	0.64	5.96	4.74	1.23	1.12	3.42	3.86	0.73	0.39	0.34	
		0–15	0.71	10.60	7.4	8	0.72	6.82	4.54	1.15	1.91	3.22	2.63	0.81	0.69	0.12	
19–24	Омг%	0–8	26.11	Не опр.	5.4	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
		8–15	19.32	»	5.4	26	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
19–8	C ^h =т, dt, s	15–33	1.72	12.11	6.2	11	0.74	3.47	4.91	0.75	3.39	3.31	3.93	1.52	0.66	0.86	
		33–40	1.62	13.92	6.1	16	0.76	3.45	5.24	0.76	2.91	3.42	3.82	2.61	0.62	1.99	
		0–10	7.95	11.81	5.3	15	0.74	4.43	4.76	0.89	3.01	4.69	4.43	0.84	0.31	0.53	
		10–22	8.77	10.14	5.9	13	0.72	3.64	4.89	0.74	3.95	4.37	3.79	0.73	0.28	0.45	
		22–30	7.10	11.76	5.7	16	0.76	3.57	6.72	1.23	6.91	2.45	6.44	0.91	0.47	0.44	
		30–55	9.87	15.12	6.3	9	0.65	3.78	2.79	0.48	3.13	5.73	2.35	0.47	0.15	0.32	
19–23	Омг%	0–5	29.02	Не опр.	3.9	18	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
		5–20	26.49	»	3.7	17	0.89	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
19–5	GS ₁ %	20–30	2.26	8.80	5.6	13	0.89	4.12	3.89	1.00	2.14	3.36	3.93	0.47	0.32	0.15	
		30–45	2.30	9.60	5.9	12	Не опр.	4.54	3.14	0.99	2.05	3.92	4.31	0.62	0.45	0.17	
		0–7	14.40	24.32	6.2	15	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	
		7–15	2.51	12.80	6.1	15	0.72	4.01	5.86	0.94	3.03	Не опр.	Не опр.	0.49	0.23	0.26	
19–5	GS ₂ %	15–30	1.63	13.40	6.4	11	0.64	3.88	5.78	1.07	3.91	3.42	3.01	0.37	–	0.50	
		50	1.30	13.60	6.6	11	0.74	3.66	4.02	0.74	2.91	3.32	3.45	0.66	0.24	0.42	

Таблица 3. Характеристика катионно-анионного состава водных вытяжек

Разрез	Горизонт	Глубина, см	Удельная электрическая проводимость, мСм/см	Плотный остаток, %	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺
Наилот губы	Наилот моря	0-15	0.46	0.13	0.00	0.15	1.75	0.77	0.09	0.14	0.08	1.58
		0-15	0.80	0.46	0.00	0.45	3.63	0.51	0.07	0.09	1.49	1.71
19-24	0мг%	0-8				Не опр.						
	Тмг%	8-15	1.81	3.54	0.00	0.63	30.00	12.08	1.77	8.96	0.86	26.09
	C ^z = τ, dt, s	15-33	1.22	0.38	0.00	0.10	4.50	0.50	0.18	0.38	0.13	4.32
	C ^z = g, dt, s	33-40	1.21	0.38	0.00	0.13	5.75	0.29	0.30	0.39	0.13	4.22
	C ^z = dt, ox	0-10	1.85	0.62	0.00	0.08	6.88	1.82	0.26	0.74	0.27	6.56
	C ^z = g, dt	10-22	1.44	0.65	0.00	0.23	5.63	0.77	0.17	0.32	0.12	5.64
	C ^z = τ, dt	22-30	2.41	0.87	0.00	0.23	8.75	2.19	0.26	0.75	0.26	9.40
19-23	C ^z = dt, g, s	30-55	1.14	0.35	0.00	0.10	5.00	0.21	0.16	0.15	0.09	4.17
	0мг%	0-5				Не опр.						
	ТСмг%	5-20	3.30	6.42	0.00	0.00	47.50	40.10	7.83	25.33	0.98	45.38
	GS ₁ %	20-30	1.96	0.62	0.00	0.20	8.50	0.45	0.22	0.60	0.18	7.40
	GS ₂ %	30-45	2.00	1.22	0.00	0.08	9.00	0.33	0.15	0.78	0.18	7.23
	T%	0-7	0.37	1.73	0.00	2.63	3.44	1.20	0.89	1.32	1.44	4.16
	TGS%	7-15	0.49	0.21	0.00	0.33	0.25	0.45	0.10	0.12	0.07	1.82
19-5	GS ₁ %	15-30	0.69	0.23	0.00	0.35	2.25	0.09	0.08	0.09	0.08	2.59
	GS ₂ %	50	0.58	0.16	0.00	0.23	2.00	0.43	0.08	0.08	0.08	2.13

РАН по общепринятым для почв методикам [19]. Содержание валового углерода ($C_{\text{общ}}$) и азота ($N_{\text{общ}}$) в образцах определяли в лаборатории почвенных циклов азота и углерода ИФХиБПП РАН с помощью NCNS-анализатора (Leco 932, США). По разнице между содержанием $C_{\text{общ}}$ и углерода карбонатов находили содержание органического углерода ($C_{\text{орг}}$). Определение катионно-анионного состава водных вытяжек образцов проводили при отношении массы почвы к объему воды равном 1 : 25 в органомных горизонтах и 1 : 5 в минеральных. Определение обменных катионов (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+) выполняли методом Пфедффера в модификации Молодцова и Игнатовой. Содержание железа несиликатных (дитиониторастворимых) соединений в образцах установили по методу Мера-Джексона, аморфных (оксалаторастворимых) – по Тамму. По разности между несиликатным и аморфным железом находили содержание его окристаллизованных форм. Подвижные фосфаты (P_2O_5) определяли по методу Кирсанова. В почвенных вытяжках, приготовленных по Кирсанову, методом пламенной фотометрии устанавливали содержание калия (K_2O). Данные о гранулометрическом составе образцов почв получены пипеточным методом [18].

КЛАССИФИКАЦИОННЫЕ ПОДХОДЫ К ИЗУЧАЕМЫМ ПОЧВАМ

В современной классификации и диагностике почв России (КиДПР) упоминания о формирующихся под влиянием моря талассосолях – почвах маршей и ваттов, маритимных, отсутствуют [12].

В соответствии с принципами, заложенными в КиДПР, нами ранее предложено в стволе синлитогенных почв дополнительно на уровне отдела выделять *маршевые почвы* (МП), разделяя на типовом уровне их на маршевые гумусовые, маршевые торфяно-глеевые, гумусовые глеевые мерзлотные [7]. Для обозначения генетических горизонтов, сочетающих признаки синлитогенного и постсинлитогенного почвообразования, используется символ “%”. Присутствие мелкого растительного детрита в слоях и горизонтах предлагается обозначать индексом dt. *Почвы ваттов* отнесены к стволу первичного почвообразования, с выделением отдела слабо развитых маршевых почв (СМП). На типовом уровне СМП предложено разделять по наличию или отсутствию слоистости и присутствию поверхностного гумусово-слабо развитого горизонта W. Для слоев СМП введено обозначение %, добавляемое к их индексу, с сохранением, как предложено в КиДПР, показателей гранулометрического состава слагающего материала: супесчаного – $C^{\%}_{\text{...}}$, суглинистого – $C^{\%}_{\text{...}}$ и т.д. Слои принесенного торфа, детрита и другого органического материала обозначаются соответствующи-

ми индексами ($C^{\%}_{\text{т}}$, $C^{\%}_{\text{dt}}$). На подтиповом уровне почвы маршей и ваттов подразделяются по присутствию в горизонтах и слоях процессных признаков – s, g, ox, cr, fn, cr. Во всех рассматриваемых почвах многолетняя мерзлота залегает в пределах менее 1 м и по этому признаку они отнесены к мерзлотным [7].

ПОЧВЫ АККУМУЛЯТИВНЫХ БЕРЕГОВ ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ

Слаборазвитые маршевые мерзлотные почвы ваттов. В приустьевой части губы ватты занимают непосредственно прилегающую к морю часть побережья, простираясь вглубь его до 300–500 м (трансекта I). Их поверхность поднята над ур. м. на 20–30 см и полностью покрывается водами средних по высоте нагонов. Ровная, часто оголенная, поверхность ваттов нарушена небольшими углублениями, образовавшимися под действием выжатых морских льдин при их весенних подвижках. На ней разбросано множество мелких луж и небольших озер с минерализацией воды до 7.8 и 4.4% соответственно. Ватты покрыты небольшими пятнами несомкнутых группировок бескильницы ползучей, на замытых пятнах принесенного торфа формируются куртины осоки блестящей. На поверхности встречаются участки, нарушенные длинными (до 7 м) и узкими (около 3 см), замытыми морозобойными трещинами. Вдоль них на поверхности сохраняется выжатый криотурбированный органический материал, выдавленный на поверхность из средних частей СТС и позже частично размытый нагоновыми водами. Поверхности ваттов выполнены пылеватыми суглинками с абсолютным преобладанием крупной и средней пыли, низким содержанием ила (7–10%) и высоким участием растительного детрита (табл. 1, 2). Материал содержит от 1.5 до 5.0% $C_{\text{орг}}$, потери от прокаливания достигают 10%. Вода в разрезах с глубины 5–7 см. Мощность СТС в августе составляет 40–55 см. Ватты приустьевой части губы характеризуется широким разнообразием строения и свойств, формирующихся здесь СМП. В 50–200 м от уреза воды на лишенном растительности участке ватта заложена серия разрезов, обладающих существенными различиями строения – составом, мощностью, глубинами залегания слоев, выраженностью признаков почвообразования.

Разрез 19-24 заложен на удалении 230 м от берега в переходной к маршам зоне, на ровной оголенной поверхности с отдельными куртинами осок, пятнами аллохтонного заиленного торфа и детрита, а также лужами солоноватой воды. Вода в разрезе стоит с глубины 7 см, минерализация – 3.5%. Мощность СТС 40 см.

0мг%, 0–8 см. Слой неразложившегося, при-
внесенного, слегка заиленного, свежего расти-
тельного материала (опад и торф) с поверхности
прикрытого органично-минеральной серой пленкой.

Тмг%, 8–15 см. Темный заиленный полуразло-
жившийся торф, состоящий из опада осок и мха,
обводнен. Переход резкий.

$C_{\tau, dt, s}^{\%}$, 15–33 см. Темно-серый пылеватый су-
глинок с участием торфа, детрита и мелких черных
пятен выделений сульфидов, обводнен, сильный
запах сероводорода. Переход резкий.

$C_{g, dt, s}^{\%}$, 33–40 см. Голубовато-серый пылева-
тый суглинок с детритом, темными пятнами и зо-
нами выделений сульфидов, обводнен. Подсти-
ляется темным льдистым мерзлым суглинком.

Почва – *слаборазвитая маршевая слоистая гле-
еватая засоленная мерзлотная*.

Характеризуется хлоридно-сульфатным засо-
лением с наиболее высокой концентрацией солей
в верхнем органическом слое (табл. 3). С пере-
ходом в минеральные слои степень засоления резко
уменьшается (ПОВВ – 0,4%) и остается в профи-
ле стабильной при том же типе засоления и раз-
ной степени проявления признаков присутствия
сульфидов в отдельных слоях. Слои торфа и дет-
рита обладают кислой реакцией, минеральные –
от слабокислой до нейтральной. В минеральных
слоях, при потерях от прокаливания до 10–12%,
содержание $C_{орг}$ составляет около 2%. Слои ха-
рактеризуются низким содержанием карбонатов
и высоким подвижных форм фосфора и калия.

Особенности строения отдельных почв заклю-
чаются в нарушении криотурбациями верхних
слоев (их разрыве, перемешивании материала) до
глубины более 20 см. Нижние горизонты несут
признаки присутствия сульфидов содержания со-
лей в профиле (от 0,62 до 0,75%) с равномерным
распределением их по профилю.

Такие почвы можно диагностировать как *сла-
боразвитые маршевые слоистые криотурбирован-
ные засоленные мерзлотные*.

В пределах трансекты II изучена серия разре-
зов слаборазвитых маршевых почв, удаленных от
берега на 20–50 м и находящихся над урезом воды
на 30–80 см.

Разрез 16-06 заложен на поверхности, покры-
той разреженным покровом бескильницы. СТС –
65 см. Профиль имеет слоистое строение с верхним
слоем (0–2 см), выполненным сильно заиленным
уплотненным торфяным материалом, переплетен-
ным корнями бескильницы. Тип строения профи-
ля: $C_{\tau}^{\%} - C_{g}^{\%} - C_{g, ox}^{\%} - C_{\tau}^{\%} - C_{\tau, s}^{\%} - C_{ss}^{\%}$.
Вода с 40 см, нижние слои засолены (ПОВВ 5,6%),
тип засоления – хлоридно-натриевый. Профиль
издает сильный запах сероводорода. Надмерзлот-
ный слой мощностью более 10 см, с отрицатель-

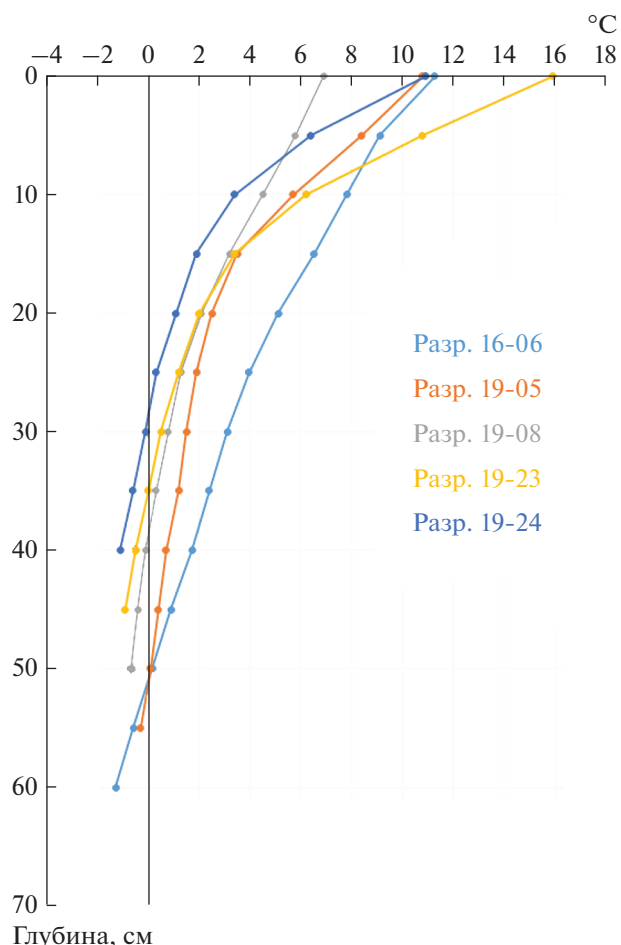


Рис. 2. Распределение температур в оттаявших профи-
лях маршевых и слаборазвитых маршевых почв.

ной температурой –1,8°C, находится в талом со-
стоянии (рис. 2).

Почва – *слаборазвитая маршевая слоистая гле-
еватая засоленная мерзлотная*.

Бликие по строению слаборазвитые маршевые
слоистые криотурбированные засоленные мерз-
лотные почвы небольшими массивами проникают
вглубь территории губы до 7 км. На отдельных ого-
ленных участках или с сильно разреженным покровом
шейхцерии формируется мелкая трещиноватая
полигональная сеть с размерами полигонов 60–
70 см, покрытых вынесенным из средних частей
профилей криотурбированным материалом. С
удалением от моря ширина зоны ваттов резко со-
кращается, они приурочены к краям береговой
линии губы и берегам мелких проток с обилием
луж и мелких солоноватых озер. Поверхности
подняты на 25–30 см над ур. м., мощность СТС
40–50 см. Под пятнами шейхцерии формируются
фрагменты торфяно-корневой дернины мощно-
стью до 5 см. Поверхность разбита системой за-
мытых длинных мерзлотных трещин (длиной до

5–7 м и шириной до 10–15 см), окаймленных низкими валиками излившегося материала из смеси пыли и грубого торфа, разрушающимися нагонными водами. Криотурбированный материал, перераспределяясь по поверхности ватты и перекрываясь свежими наносами, образует фрагментарное слоистое строение осадка. Формирующиеся почвы отнесены к слабо развитым маршевым слоистым криотурбированным глееватым засоленным мерзлотным. Севернее губы, на побережье моря, ватты ограничены обрывом активно разрушающейся морской террасы высотой до 2.5 м. Ширина их – от первых до десятков метров. На отдельных участках поверхность покрыта переотложенным, заиленным грубым торфянистым материалом или детритом.

Разрез 19-08 заложен в 8 м от берегового уступа, на выровненном участке ватты в 10 м от уреза воды. С поверхности покрыт трехсантиметровым слоем намытого детрита и разряженными пятнами шейхцерии. Мощность СТС 55 см, вода с глубины 5 см, минерализация – 0.7%. В море, на удалении 100 м от берега минерализация воды – 3.7%. Профиль имеет организацию $C_{dt, ox}^z = C_{dt, g}^z - C_{t, dt}^z = C_{dt, g, s}^z$. Слагающие профиль слои суглинка насыщены детритом. Материал верхнего слоя окислен, имеет охристую окраску и содержит мелкие включения оксидов железа. Залегающий под ним слой несет признаки слабого оглеения, нижняя его часть окрашена в сизые тона с черными примазками сульфидов.

Почва – *слаборазвитая маршевая слоистая глееватая засоленная мерзлотная*.

В гранулометрическом составе преобладает крупная пыль. Реакция профиля слабокислая, в надмерзлотных слоях кислая (табл. 1–3). Почва засолена (ПОВВ – 0.65%), с некоторым увеличением содержания солей в оторфованном слое центральной части профиля при сульфатно-хлоридном типе засоления. Содержание подвижных форм фосфора и калия высокое. Внутри береговой зоны небольшие участки ваттов встречены на удалении 1.5–2 км от моря на берегах висок, в зоне влияния средних морских нагонов. Минерализация вод в висках – 1–1.7%. В формирующихся СМП отсутствует слоистость. Они выполнены серым пылеватым суглинком с включением равномерно распределенного в нем детрита. Вода с глубины 20 см. В средних и нижних частях присутствуют отдельные пятна оглеения. В верхней сформирован темный горизонт W, мощностью до 3–5 см, обогащенный детритом, мелкими корнями, продуктами их гумификации со слабо выраженной непрочной мелкокомковатой структурой. Профиль слабо засолен (ПОВВ 0.2–0.3%), со слабым увеличением содержанием солей в надмерзлотной части (0.4–0.5%), при некотором преобладании содержания сульфатов над хлором, и доминированием Na в

составе катионов. $C_{орг}$ равномерно распределен по глубине (от 1.4 до 1.8%). Потеря от прокаливания от 8 до 12%, за исключением гор. W, в котором эти показатели составляют соответственно 2.8 и 15%.

Почвы с организацией профиля W – $C_{dt, g}^z$ отнесены к *пелоземам маршевым глееватым мерзлотным*.

Почвы маршей. В пределах береговой части губы выделяются две зоны маршей – засоленных, прилегающих к морскому побережью и осоково-злаковых – удаленных от него и реже затапливаемых нагонными водами. В зоне засоленных маршей присутствует система мелких засоленных озер, связанных между собой и морем и мелких западин с минерализацией вод 1.5–4.0%. Поверхность покрыта преимущественно осоками с участием шейхцерии и проективным покрытием (ПП) 60–100%.

Разрез 19-23 заложен в 600 м от берега моря, на поверхности поднятой на 80 см над его уровнем, под осоками с участием шейхцерии, ПП около 60%. Микрорельеф представлен отдельными осоковыми кочками и бугорками привнесенного полуразложившегося торфа. Мощность СТС – 50 см, вода с глубины 10 см.

Omr%, 0–5 см. Подстилочно-торфяный, слабо-разложившийся, рыхлый материал, состоящий из травянистого опада, слабо заилен.

TSmr%, 5–20 см. Черный, среднеразложившийся, заиленный моховой торф, пронизанный тонкими корнями осок, с запахом сероводорода. Обводнен. Переход резкий.

GS₁%, 20–30 см. Темно-сизый пылеватый суглинок, с черными пятнами сульфидов по зонам оторфованного материала. Единичные тонкие корни, обводнен. Переход резкий. Слабый запах сероводорода.

GS₂%, 30–45 см. Черный с сизоватым оттенком пылеватый суглинок, с тонкими прослоями, обогащенными сильноразложившимся торфянистым материалом. Обводнен. Подстиляется темным льдистым пылеватым суглинком.

Почва – *маршевая торфянисто-глеевая засоленная мерзлотная*.

Для данной почвы характерно резкое уменьшение содержания $C_{орг}$, с переходом в минеральные части профиля уменьшаются показатели потерь от прокаливания, что вызвано миграцией сюда подвижных форм органического вещества из торфяного горизонта (табл. 1–3). Кислая реакция верхних органогенных горизонтов сменяется на нейтральную с глубиной. При хлоридно-сульфатном засолении показатели ПОВВ в торфяном горизонте составляют 6.4% при сумме катионов и анионов – около 5%, что соответствует показателям солончаковых горизонтов. В минеральных горизонтах центральных частей профилей засо-

ление уменьшается, в надмерзлотных — возрастает. В составе обменных оснований доминируют магний и кальций при высоких значениях содержания натрия. Высоко также содержание подвижных форм фосфора и калия.

На удаленных от берегов озер и проток участках под покровом осоковой растительности формируются маршевые почвы с организацией профиля $O_{mgz}-T_{mgz}-T_{sz}-G_{sz}$ с оторфованной верхней частью профиля до глубины 30 см и яркими признаками присутствия сульфидов в нижних минеральных горизонтах. Торфяные горизонты верхних частей профилей засолены (ПОВВ до 2.3%), постепенно опресняются с глубиной (в центральных частях до 0.6%) при сохранении химизма засоления. Такие почвы относятся к *маршевым торфяно-глеевым засоленным мерзлотным*.

Большим сходством строения профилей, химизма засоления, основных свойств характеризуются почвы засоленных маршей низких морских побережий вне губы и прибрежных районов восток, где они занимают зоны шириной от десятков до первых километров. Почвы обладают слабой и средней степенями засоления минеральных горизонтов (ПОВВ — 0.3–0.5%) и более высокой верхних — торфянистых или серогумусовых (дерновых), в которых ПОВВ в зависимости от удаления от моря составляет от 1.5 до 2.0%. На слабозащитных участках засоленных маршей изредка проявляются признаки криотурбаций.

Почвы травяно-осоковых маршей. С удалением от морского побережья степень засоления маршей уменьшается, нагонные воды затапливают эту территорию не чаще двух раз в год. Минерализация вод в протоках, озерах колеблется от 0.5 до 1.2‰. Полигональный мерзлотный рельеф ведет к задержанию влаги в центральных частях полигонов, включая воды нагонов и атмосферные осадки, определяя степени их обводненности, засоления, характер протекающего здесь почвообразования. Обводненные полигоны заняты мхами и пушицей, в менее обводненных развит покров осоки обертковидной с ПП до 100%. Вода в профилях на глубине 5–8 см, мощность СТС 40–50 см. Уплотненные валики покрыты злаками, разнотравьем, стелющимися формами ив. Часть полигонов обводнена с поверхности, Подобные территории отнесены к маршевым осоковым лугам [2].

На территории осоковых лугов с полигонально-валиковым рельефом, размерами полигонов 16–18 м и валиками высотой 0.5–0.6 м, заложена серия разрезов, различающихся степенью обводненности почв и составом растительности.

Разрез 19-05 расположен в центральной части полигона с покровом осоки, мха при ПП 100%. Вода с глубины 5 см, минерализация — 0.4‰, СТС — 50 см.

T_{mgz} , 0–7 см. Бурый слабо разложенный заиленный осоковый торф, густо пронизан корнями. Переход резкий.

TG_{sz} , 7–15 см. Сизый пылеватый суглинок с включением отдельных крупных зон темного торфяного материала, мелких темных пятен сульфидов, редкими корнями осок. Переход постепенный.

G_{sz1} , 15–30 см. Сизый пылеватый суглинок с черными пятнами сульфидов и единичными корнями осок. Издаст сильный запах сероводорода. Переход постепенный.

G_{sz2} , 30–50 см. Сизый пылеватый суглинок с редкими мелкими черными пятнами.

Почва — *маршевая торфяно-глеевая засоленная мерзлотная*.

Почва не засолена, за исключением самого верхнего горизонта T_{mgz} , где значения ПОВВ достигают 1.8%. В гранулометрическом составе минеральных горизонтов доминирует пыль. При невысоких показателях содержания $C_{орг}$, потери от прокаливания высоки, реакция почв слабокислая (табл. 1–3).

На межполигональных валах шириной до 2 м, высотой 45 см покрытых разнотравно-злаковой растительностью с участием осок, мха, единичных ив, при мощности СТС около 40 см формируются торфяно-глеевые мерзлотные ($TG_{z}-Bg_{z}-[T_{mgz}]-G_{z}$), обладающие сухим профилем, с линзами уплотненного слабо заиленного торфа в центральных частях ПОВВ минеральных горизонтов менее 0.1, в торфяных — 0.3–0.4%. Профиль имеет слабокислую реакцию.

В обводненных полигонах с мохово-пушицевой растительностью, мощностью СТС 45 см, формируются маршевые торфяно-глеевые мерзлотные почвы. Почвы не засолены (ПОВВ < 0.1%), обладают слабокислой реакцией. На низких террасах долин крупных рек Гальгаваам, Б. Куропаточья, расположенных здесь озер в условиях отсутствия мерзлотного рельефа формируются маршевые торфяно-глеевые слабозасоленные мерзлотные почвы (ПОВВ 0.3–0.4%). Они встречаются на удалении до 20 км от морского побережья. Сходные почвы с организацией профиля $O-Tz-GTsz$ развиты и в обводненных полигонах под пушицево-осоковыми ассоциациями при мощности СТС 45 см.

На удалении 10 км от морского побережья вблизи речных берегов, в условиях отсутствия полигонов под осоково-разнотравной растительностью с участием мхов на пылеватых суглинках формируются маршевые мерзлотные почвы с грубогумусовым верхним горизонтом. Профили не обводнены. Мощность СТС 45 см. Горизонт АО мощностью 10 см состоит из смеси пылеватого суглинка с сильно измельченным полуразложившимся буроватым торфом, густо переплетенного

корнями травянистых растений с тенденцией образовывать мелкокомковатые структурные отделимости. Подстилающие минеральные горизонты (Vg_z , Vg , fe_z) обладают сизоватой-ржавой окраской с яркими охристыми пятнами, содержание которых возрастает с глубиной. Засоление отсутствует ($ПОВВ < 0.1\%$). Близкие по строению маршевые почвы описаны Еловской и Каравевой западнее, на побережье Восточно-Сибирского моря, где они формируются на опесчаненных пылеватых морских отложениях. Почвы засолены слабо, несут признаки формирования дернового горизонта и отнесены к маршевым дерновым глеевым [8, 10].

В условиях низких пологих берегов и хорошо выраженного мерзлотного полигонального рельефа переход от почв маршей к маритимным выражен неявно, зона их распространения не превышает первых сотен метров. Влияние моря проявляется в слабом засолении почв отдельных мерзлотных полигонов ($ПОВВ 0.1-0.3\%$), под влиянием аэрального переноса солей, включая материал морской пены, которая образуется при штормах и нагонах, а также заноса с маршей засоленного растительного детрита. Большинство формирующихся здесь почв представлены глееземами, торфяно-глееземами, торфяными мерзлотными почвами и их слабозасоленными вариантами.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Особенности условий формирования талассолей аккумулятивных берегов Северо-Восточного моря определяются суровостью климата, малой мощностью СТС, краткостью периода оттаивания профилей, их высокой обводненностью, низкими летними температурами с доминирующими значениями ниже температур биологической активности (5°C) (рис. 2). Важной чертой является относительная геологическая молодость побережья, оцениваемая концом плейстоцена началом голоцена [15, 27], современная активная перестройка его поверхности и береговой линии под влиянием термокарста и термоабразии. Большое значение в протекающем здесь почвообразовании имеет мерзлотный полигональный рельеф, который определяет перераспределение и задержание нагонных вод в полигонах, постоянную высокую обводненность формирующихся в них почв. Невысокая минерализация вод Восточно-Сибирского моря обеспечивает слабую засоленность прибрежных почв, а регулярные штормовые явления – значительную частоту и высоту нагонов, активную термоабразию берегового уступа, поступление в зону ваттов и маршей больших объемов грубого органического и пылеватого материала, что характерно для большинства почв аккумулятивных берегов Арктики [11, 20, 29, 30]. Вынос на прибрежную территорию значительных

объемов мощных плавучих льдов ведет к образованию эрозионных форм микрорельефа, а их таяние – к локальному опреснению почв и накопчивающихся отложений. Суровые климатические условия определяют ограниченный видовой состав растительности, при этом часть ее опада с ваттов, участков засоленных маршей нагонами выносятся за пределы территорий своего образования и, отлагаясь, участвует в формировании торфяных горизонтов из материала смешанного, автохтонно – аллохтонного происхождения.

Слаборазвитые маршевые мерзлотные почвы. Характерными чертами их строения является слабая проработка профилей процессами постлитогенного почвообразования, близкое залегание мерзлотного водоупора (30–80 см), обводненность профилей. Насыщенность почв водой при нагонах и сгонах препятствует активному поступлению в них свежих порций солей, их перераспределению с глубиной. При наличии в слоях органического вещества и солей, ярко проявляются морфохроматические признаки сульфидного засоления (отдельные округлые темноокрашенные зоны, диаметром 2–4 мм), при низком содержании солей – слабые признаки оглеения (охристые и сизые морфоны до нескольких сантиметров в диаметре). Присутствие слоев грубого органического материала ограничивает прогрев почв и снижает мощность СТС. СМП обладают преимущественно хлоридно-сульфатным магниевонариевым типом засоления. Засоленность почв определяется близостью моря и локальными условиями их формирования: наличием мелких водоемов, площадок, где происходит таяние выжатых морских льдов, нахождением больших масс снежных надувов. Повышенным засолением обладают слои с наличием грубого органического материала, особенно в верхних частях профилей ($ПОВВ > 3.5\%$), что позволяет отнести такие почвы к сильнозасоленным. С глубиной степень засоления уменьшается. Средним к сильному засолению ($ПОВВ - 0.6-0.8\%$) характеризуются СМП, формирующиеся на участках, прилегающих к береговому уступу, где происходит таяние надувов снега и максимум содержания солей смещен в центральные части профилей. На удаленных от моря ваттах встречены СМП с повышенным содержанием солей в надмерзлотных частях профилей ($ПОВВ$ до 2.5–3.5%), материал которых находится в талом состоянии при отрицательной температуре в середине августа ($-1...-2^{\circ}\text{C}$), что связано с отжатием солей в составе растворов к границе многолетней мерзлоты при осенне-зимнем промерзании. Реакция профилей СМП от кислой в верхних до слабощелочной и нейтральной в средних и нижних. Потери от прокаливанию в слоях, содержащих торф или детрит, в значительной степени определяется содержанием в них минеральных примесей. В сло-

ях, полностью состоящих из грубого органического материала, они достигают 25% при отношении $C : N = 12-15$, что может быть связано со слабой биогеохимической трансформацией органического материала, в целом характерной для почв побережий арктических морей [13, 14, 23]. В минеральных слоях содержание $C_{орг}$ составляет 1.5–1.8%, при потерях при прокаливании – 9–10% и некотором сужении соотношения $C : N$ до 8–10. В составе обменных оснований доминируют магний и кальций, при близком к ним содержании натрия. Почвы обладают низким содержанием карбонатов, сходным с пылеватыми отложениями прилегающего района и морскими осадками. Со свойствами минеральных осадков связаны и высокие показатели содержания подвижных форм фосфора и калия, достигающие значений 3–5 и 2.5–6 мг/кг соответственно, что близко к содержанию их в позднеплейстоценовых отложениях и почвах Колымской низменности [5, 6]. Отличия заключаются в преобладании в почвах маршей содержания подвижного калия над фосфором.

В минеральных слоях СМП содержание несиликатных соединений железа наиболее высоко (табл. 2), аморфные формы преобладают над окристаллизованными. Связи содержания этих соединений со степенью засоления и признаками формирования в них сульфидов не выявлено.

Специфика строения СМП проявляется в наличии в них признаков криотурбаций. Наиболее ярко они проявляются в почвах, которые не содержат прослоев грубого растительного материала в приповерхностных частях профилей и лишённых напочвенного растительного покрова.

В *маршевых почвах* побережий арктических морей существует устойчивая взаимосвязь строения и свойств в зависимости от удаленности от моря, развития мерзлотного полигонального рельефа, обводненности профилей, растительности [16, 20, 22–26]. Торфяные горизонты несут признаки заиливания ($Tmг_{\lambda}$), лежащие глубже минеральные части профилей дифференцированы на генетические горизонты. В их свойствах и строении сохраняются признаки, унаследованные от предыдущих, более активных стадий синлитогенного почвообразования, на которые накладывается влияние современного, постлитогенного. Почвы мерзлотных полигонов обводнены с поверхности или с глубины не более 5–15 см. В зависимости от мощности поверхностного торфяного горизонта, наличия органического материала в центральных частях профилей, их обводненности, мощности СТС могут меняться от 30 до 75 см. На засоленных маршах формируются маршевые торфяные мерзлотные почвы с широким диапазоном засоления. Наиболее засолены почвы, развивающиеся вблизи моря, особенно их верхние торфяные горизонты. Содержание несиликатных соедине-

ний железа в них меньше, чем в СМП, при преобладании окристаллизованных форм (табл. 2). Повышенным засолением обладают погребенные торфяные горизонты, что связано с сорбцией и удержанием солей грубым органическим материалом [13]. Почвы имеют кислую реакцию, содержат в минеральных горизонтах до 2.5% $C_{орг}$, что обеспечивает яркое проявление в них признаков формирования сульфидов, здесь высокое содержание подвижных форм калия и фосфора. Значительная обводненность почв маршей, наличие торфяного горизонта резко снижает проявление в них признаков криотурбаций.

На травянистых маршах, при доминировании постлитогенного педогенеза, разнообразие почв уменьшается. В условиях полигонального рельефа формируются маршевые торфяные, маршевые глеевые мерзлотные почвы, обводненные с глубины 5–15 см. Мощность торфяного горизонта в них не превышает 20 см, при потерях от прокалывания 30–45%. Показатели ПОВВ в почвах травянистых маршей составляют от 0.1 до 1% с максимумом содержания солей в верхних горизонтах при хлоридно-сульфатном типе засоления. Даже в условиях слабого засоления горизонты могут иметь интенсивную черную окраску, указывающую на наличие сульфидов, что может быть связано как с их реликтовым происхождением, так и с длительно идущей сульфатредукцией в устойчивых восстановительных условиях [20, 24]. Профили обладают слабокислой и кислой реакцией. Признаки криотурбаций в почвах маршей выражены слабо или отсутствуют.

На участках с полигонально-трещиноватым рельефом и на межполигональных валах в условиях отсутствия обводненности профилей формируются торфяно-глеевые и глеевые с грубогумусовым горизонтом. Верхние горизонты могут быть слабо засолены (ПОВВ до 0.3%), при потерях от прокалывания до 40%, отношением $C : N$ от 8 до 12, что свидетельствует о слабом поступлении в них минеральных взвесей с нагонными водами. Почвы обладают слабокислой реакцией, содержанием $C_{орг}$ в минеральных горизонтах до 1.3%, высокими показателями содержания в них подвижных форм калия и фосфора.

Маритимные мерзлотные почвы побережья обладают строением, характерным для зональных почв арктических тундр, и преимущественно представлены криоземами, мерзлотными глееземами и торфяно-глееземами. Влияние моря здесь проявляется в присутствии в горизонтах отдельных свойств и признаков, не формирующих самостоятельных генетических горизонтов (s, mg, g) и связано с импульверизацией солей (ПОВВ 0.1–0.3%), ветровом приносе с оголенных участков ваттов и маршей минерального материала и рас-

тительного детрита, устойчивым повышенным увлажнением из-за близкого нахождения моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Почвы маршей аккумулятивных берегов Восточно-Сибирского моря (в том числе слаборазвитые) обладают рядом черт строения, свойств, закономерностей развития и распространения, определяемых спецификой их формирования в восточном секторе российской Арктики. Наиболее высоким разнообразием строения, свойств, динамикой перестройки характеризуются слаборазвитые маршевые почвы. Наряду с факторами влияния моря, на формирование почв засоленных и травяно-осоковых маршей определяющее значение в их развитии приобретает наличие мерзлотного полигонального рельефа и развитие криогенных процессов, дополнительно способствующих переувлажнению профилей.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ.

Работа выполнена в рамках Госзадания АААА-А18-118013190181-6 и при поддержке грантов РФФИ 19-04-00125а, 19-05-00071а.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ.

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алисов Б.П., Полтораус Б.В.* Климатология. Изд-во Моск. ун-та, 1974. 296 с.
2. *Андреев В.Н., Перфильева В.И.* Растительность Нижнеколымской тундры. Растительность и почвы субарктической тундры. Новосибирск: Наука, 1980. 280 с.
3. Атлас сельского хозяйства Якутской АССР. М., 1989. 115 с.
4. *Губин С.В., Веремева А.А.* Почвообразующие породы Северо-Востока России, обогащенные органическим веществом // Почвоведение. 2010. № 11. С. 1334–1340.
5. *Губин С.В., Лупачев А.В.* Почвы и отложения озерно-аласных котловин тундр Колымской низменности // Почвоведение. 2020. № 7. С. 775–790. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20070047>
6. *Губин С.В., Лупачев А.В.* Почвы суглинистых водоразделов приморских тундр Севера Якутии: условия и процессы формирования // Почвоведение. 2017. № 2. С. 1–11. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17020046>
7. *Губин С.В., Лупачев А.В.* Предложения по классификации почв аккумулятивных берегов морей восточного сектора Российской Арктики // Почвоведение. 2022. № 1. С. 1–8. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22010051>
8. *Еловская Л.Г., Петрова Е.И., Тетерина Л.В.* Почвы Северной Якутии. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1979. 303 с.
9. *Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г.* Берега. М.: Мысль, 1991. 479 с.
10. *Караваева Н.А.* Тундровые почвы Северной Якутии. М.: Наука, 1969. 205 с.
11. *Кашенко В.С., Яшин И.М. и др.* Засоленные почвы дельты Северной Двины // Изв. Тимирязевской с.-х. академии. 1981. № 1. С. 85–93.
12. Классификация и диагностика почв России. М.: Ойкумена, 2004. 341 с.
13. *Костенкова А.Ф.* Маршевые почвы юга Приморья и особенности их солевого состава // Почвоведение. 1979. № 2. С. 22–29.
14. *Кузнецова А.М.* Эволюция морских отложений в маршевые почвы на различных типах берегов // Вест. Моск. ун-та. Сер. 17. Почвоведение. 1999. № 2. С. 20–27.
15. Органическое вещество донных отложений полярных зон Мирового океана. Л.: Недра, 1990. 280 с.
16. *Свиточ А.А.* Строение и возраст морских террас Нижне-Анадырской низменности Берингия в кайнозойе. Владивосток, 1976. С. 67–72.
17. *Сусекова Н.Г., Оганесян А.Ш.* Засоленные почвы о. Врангеля // Почвы ДВ и других регионов СССР: теоретические основы повышения их продуктивности, эффективности использования и охраны. Владивосток, 1990. Кн. 2. С. 87–92.
18. Теории и методы физики почв. Коллективная монография / Под ред. Е.В. Шеина и Л.О. Карпачевского. М.: Гриф и К, 2007. 616 с.
19. Теория и практика химического анализа почв / Под ред. Л.А. Воробьевой. М.: ГЕОС, 2006. 400 с.
20. *Холодов А.Л., Ривкина Е.М., Гуличинский Д.А., Федоров-Давыдов Д.Г., Губин С.В., Сороковиков В.А., Остроумов В.Е., Максимович С.В.* Оценка количества органического вещества, поступающего в арктический бассейн при термоабразии побережья моря Лаптевых и Восточно-Сибирского // Криосфера Земли. 2003. Т. VII. № 3. С. 3–12.
21. *Черноусенко Г.И., Орешникова Н.В., Украинцева Н.Г.* Засоление почв побережья северных и восточных морей России // Почвоведение. 2001. № 10. С. 1192–1206.
22. *Шамрикова Е.В., Денева С.В., Кубик О.С., Пунегов В.В., Кызьюрлова Е.В., Боброва Ю.И., Зуева О.М.* Кислотность органогенных горизонтов арктических почв побережья Баренцева моря // Почвоведение. 2017. № 11. С. 1325–1335. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17110107>
23. *Шамрикова Е.В., Денева С.В., Кубик О.С.* Распределение углерода и азота в почвенном покрове прибрежной территории Баренцева моря (Хайпудырская губа) // Почвоведение. 2019. № 3. С. 1–12. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19030092>

24. *Шляхов С.А.* Классификация почв морских побережий. Владивосток, 1996. 35 с.
25. *Jaworski A.Z., Tedrow J.C.F.* Pedologic properties of New Jersey tidal marshes // *Soil Sci.* 1985. V. 1. P. 21–29.
26. *Kincheloe K.L., Stehn R.A.* Vegetation patterns and environmental gradients in coastal meadows on the Yukon – Kuskokwim delta, Alaska // *Canadian J. Botany.* 1991. V. 7. P. 1616–1627.
27. *Reed D.J.* The response of coastal marshes to sea-level resurival or submergence // *Earth surface and landforms.* 1995. V. 20. P. 167–174.
28. *Shur Y., Fortier D., Jorgenson M.T., Kanevskiy M., Schirmermeister L., Strauss J., Vasiliev A., Ward Jones M.* Yedoma Permafrost Genesis: Over 150 Years of Mystery and Controversy // *Front. Earth Sci.* 2022. V. 9. P. 757891. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.757891>
29. *Speetjens N.J., Tanski G., Martin V., Wagner J., Richter A., Hugelius G., Boucher C., Lodi R., Knoblauch C., Koch B.P., Wunsch U., Lantuit H. and Vonk J.E.* Dissolved organic matter characterization in soils and streams in a small coastal low-arctic catchment // *Biogeosciences. Discussions.* Preprint. Discussion started: 13 December 2021. <https://doi.org/10.5194/bg-2021-317>
30. *Tarnocai C.* Soil and terrain development on the York Factory peninsula, Hudson Bay lowland // *Nature of Canada.* 1982. V. 3. P. 511–522.
31. *Tseits M.A., Dobrynin D.V.* Classification of marsh soils in Russia // *Eurasian Soil Science.* 2005. V. 38. Suppl. 1. P. S44–S48.

Soils of the Accumulative Shores of the East-Siberian Sea

S. V. Gubin¹*, A. V. Lupachev¹, and A. K. Khodzhaeva¹

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

*e-mail: gubin.stas@mail.ru

Thalassosols that form on the accumulative types of shores of the East-Siberian Sea unite initial soils of regularly flooded watten territories with sparse vegetation, episodically flooded marsh soils with different degree of salinization and maritime soils that are morphologically close to the zonal soils but are affected by the impulverization of salts and organo-mineral matter from the non-vegetated seashores. Weakly developed marsh soils have the initial features and structure of the marine sediments combined with the processes of salinization, sulfate-reduction, gleyization, cryogenic mass-exchange as well as the processes of accumulation and weak biochemical transformation of the coarse organic matter. Soils with different degree of salinization form within the marsh territories with the horizons of salt accumulation in the uppermost organogenic horizons and in the suprapermafrost layers along with well-expressed sulfate-reduction. Weakly salinized organogenic and peaty-gleyic soils dominate of the territories of sedge marshes. The majority of studied marsh soils form under the conditions of well-expressed polygonal microrelief, high water content and close underlying of permafrost.

Keywords: Arctic, marsh, watten, marsh soils, maritime soils, permafrost, Tidalic Cryosols

ГЕНЕЗИС
И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

ОЦЕНКА ВЫНОСА УГЛЕРОДА С ПОЧВЕННЫМИ ВОДАМИ
В ДОМИНИРУЮЩИХ ТИПАХ ЛЕСА БРЯНСКОГО ПОЛЕСЬЯ© 2022 г. А. И. Кузнецова^а, * А. В. Горнов^а, М. В. Горнова^а,
Д. Н. Тебенькова^а, А. Д. Никитина^а, В. А. Кузнецов^б^аЦентр по проблемам экологии и продуктивности лесов РАН, ул. Профсоюзная, 84/32, стр. 14, Москва, 117997 Россия^бМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, Москва, 119991 Россия

*e-mail: nasta472288813@yandex.ru

Поступила в редакцию 31.01.2022 г.

После доработки 15.03.2022 г.

Принята к публикации 30.03.2022 г.

Дана сравнительная оценка поступления органического углерода с атмосферными выпадениями и выноса растворенного органического углерода из почв хвойно-широколиственных лесов разного типа на почвообразующих породах песчаного гранулометрического состава. Объекты исследования — доминирующие типы хвойно-широколиственных лесов Брянского Полесья: сосняки кустарничково-зеленомошные, сосняки сложные бореально-неморальнотравные и полидоминантные широколиственные с елью неморальнотравные. В среднем за трехлетний период (2016–2019 гг.) наблюдений поступление углерода с дождевыми и снеговыми осадками в сосняках кустарничково-зеленомошных и сосняках сложных составляло 60 ± 4 кг С/(га год) и оказалось больше, чем в хвойно-широколиственных лесах, где уровень поступления составляет 47 ± 2 кг С/(га год). Вынос органического углерода из органогенных горизонтов в полидоминантных широколиственных лесах в среднем в 4 раза меньше (14 ± 4 кг С/(га год)), чем в сосняках кустарничково-зеленомошных, отличающихся мощной подстилкой (56 ± 22 кг С/(га год)), и в 2.5 раза меньше, чем в сосняках сложных (36 ± 12 кг С/(га год)). Случаи выноса органического углерода из нижних минеральных горизонтов для разных типов хвойно-широколиственных лесов оказались единичными и изменялись в среднем от 6 до 12 кг С/(га год). Внутривертикальное распределение растворенного органического углерода свидетельствует о более эффективной фиксации углерода в минеральной части почвенного профиля в сосновых лесах по сравнению с полидоминантными широколиственными лесами с елью.

Ключевые слова: заповедник “Брянский лес”, хвойно-широколиственные леса, атмосферные выпадения, лизиметрические воды, растворенный органический углерод, Albic Umbric Podzol

DOI: 10.31857/S0032180X2209012X

ВВЕДЕНИЕ

Растворенный органический углерод (РОУ) в почвах играет важную роль в биогеохимическом цикле углерода и в педогенезе. Перемещение РОУ из верхних горизонтов почв в более глубокие может приводить к стабилизации и, следовательно, к значительному увеличению депонирования углерода в почве [36]. Вынос РОУ с почвенными водами необходимо учитывать для характеристики как баланса углерода в наземных экосистемах [34], так и вклада выноса РОУ из почв в водные объекты [41]. Игнорирование этой составляющей цикла углерода приводит к некорректной оценке потоков углерода в лесах и занижению вклада лесных (и других наземных экосистем) в поступление органического углерода в водные экосистемы/океан. Так, глобальный вклад выноса углерода с почвенными водами в углеродный баланс наземных экосистем составляет более 15% от

экосистемной нетто продуктивности [41]. Локальные оценки в сосновых лесах умеренного пояса в Бельгии показали, что почвенный РОУ может составлять 11% от экосистемной нетто продуктивности [34]. Вклад выноса углерода с почвенными водами в лесных экосистемах Валдайского национального парка в поступление органического углерода в оз. Гусиное может достигать 8% от общего запаса углерода в водной экосистеме [5].

Экспериментальные измерения выноса углерода с почвенными водами в многолетней динамике в лесах России разных типов выполняются точно и не систематизированы. Многолетние (более 20 лет) измерения выноса соединений углерода с почвенными водами осуществляются в северо-таежных лесах Мурманской области [9, 10, 16]. Существуют оценки содержания углерода в почвенных водах за отдельные годы в среднета-

Таблица 1. Характеристика исследуемых типов леса

Показатель	Сосняк кустарничково-зеленомошный	Сосняк сложный	Полидоминантный широколиственный лес с елью
Координаты	52.55° N–34.04° E	52.53° N–34.01° E	52.54° N–34.05° E
Состав яруса А	9С1Б + Д	5С2Е2Б1Д + Кл + Лп + Ос	3Д3Кл3Лп1Е + В3 + Ос + Яс
Сомкнутость яруса А, %	50–70	70–90	60–90
Сомкнутость яруса В, %	10–30	30–60	40–60
Покрытие яруса С, %	30–70	30–70	60–80
Возраст, год	40–60	70–120	>120
Тип почв	Дерново-подзол иллювиально-железистый (Albic Umbric Podzol [43])		
Тип подстилки [4]	Ферментативная	Гумифицированная	Гумифицированная
Мощность подстилки, см	3–7	3–6	2–5
Мощность горизонта АУ, см	8–15	8–11	4–11
Мощность горизонта Е, см	6–10	9–22	17–49
Мощность горизонта ВF, см	20–40	20–29	25–40

ежных лесах Республики Карелия [30], Республики Коми [2, 20]. В сложных ельниках и смешанных хвойных лесах Московской области проводился четырехлетний мониторинг выноса углерода с почвенными водами [25]. Все эти исследования выполнены с применением методов, принятых в программе ICP Forests (www.icp-forests.org).

Анализ современных зарубежных и отечественных работ позволяет заключить, что оценка поступления соединений углерода с атмосферными выпадениями и их внутрипрофильной миграции является актуальной задачей в условиях возрастающего спроса на климаторегулирующие лесные экосистемные услуги [26].

Цель статьи – проанализировать величину поступления соединений углерода с атмосферными выпадениями и их миграцию с почвенными водами в доминирующих типах хвойно-широколиственных лесов европейской части России, формирующихся на легких почвообразующих породах.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объекты. Материал собран в юго-восточной части Брянского Полесья в пределах заповедника “Брянский лес”. Площадь заповедника составляет 12 тыс. га, охранной зоны – около 10 тыс. га. Более 80% этой территории покрыто лесами. В ботанико-географическом плане район относится к Полесской подпровинции Восточноевропейской провинции Европейской широколиственной-лесной области [23]. Заповедник и его охранная зона с давних времен и до введения охранного режима в 1987 г. подвергались рубкам и пожарам [8]. После нарушений обычно сажали сосну, поэтому современный лесной покров исследуемой территории представлен вторичными сообще-

ствами, среди которых на автономных позициях ландшафта широко распространены сосняки кустарничково-зеленомошные и сосняки сложные. Кроме того, здесь сохранились уникальные полидоминантные леса с елью. В ландшафтной структуре преобладают задровые местности. По данным ближайшей метеостанции г. Трубчевск (№ 26997) средняя годовая температура воздуха за период наблюдений с 2016 по 2019 г. составляет 7.8°C, среднегодовое количество осадков 397 мм [19]. В почвенном покрове преобладает дерново-подзол иллювиально-железистый [13] (Albic Umbric Podzol [43]) на флювиогляциальных отложениях. Ниже дана детальная характеристика этих лесов (табл. 1).

Сосняки кустарничково-зеленомошные преимущественно сформированы культурами, возраст которых составляет 40–60 лет. По классификации Заугольновой [28] – сосняки кустарничково-зеленомошные бореальнотравные. В древостое преобладает сосна обыкновенная (*Pinus sylvestris*), иногда встречается береза пушистая (*Betula pubescens*), единично отмечен дуб черешчатый (*Quercus robur*). Подрост представлен березой пушистой, дубом черешчатым, елью европейской (*Picea abies*) и др. Среди кустарников отмечены крушина ломкая (*Frangula alnus*) и ракитник русский (*Chamaecytisus ruthenicus*). В травяном покрове доминируют бореальные кустарнички: брусника обыкновенная (*Vaccinium vitis-idaea*), вереск обыкновенный (*Calluna vulgaris*) и черника обыкновенная (*Vaccinium myrtillus*). Покрытие зеленых мхов высокое – 90%. В сосняках кустарничково-зеленомошных выделен один доминирующий элемент мозаики – сосна с кустарничками и бореальными травами.

Сосняки сложные представлены как культурами, так и естественными лесами, возраст которых 70–120 лет. По классификации Заугольной [28] – смешанные леса с сосной, елью, дубом и другие неморально-бореальнотравные. Сосна отмечена в древостое, но некоторые экземпляры выпадают. В ярусе деревьев высоко участие березы пушистой, дуба черешчатого и ели европейской, реже встречаются клен остролистный (*Acer platanoides*), липа сердцевидная (*Tilia cordata*) и осина обыкновенная (*Populus tremula*). В подросте высоко участие липы сердцевидной, меньше дуба черешчатого, ели европейской, клена остролистного, единично встречаются вяз голый (*Ulmus glabra*) и осина обыкновенная. Синюзия кустарников представлена крушиной ломкой и лещиной обыкновенной (*Corylus avellana*). В травяном ярусе преобладают неморальные растения: звездчатка жестколистная (*Stellaria holostea*), осока волосистая (*Carex pilosa*), осока пальчатая (*Carex digitata*) и др. Встречаются и бореальные травы: майник двулистный (*Maianthemum bifolium*), ожика волосистая (*Luzula pilosa*) и др. В связи с увеличением сомкнутости верхних ярусов покрытие напочвенных мохообразных уменьшается до 1–15%. В сосняках сложных также выделен один доминирующий элемент мозаики – сосна с неморальными и бореальными травами.

Старовозрастные малонарушенные леса сохранились лишь на небольших участках и представлены полидоминантными лесами с елью. По классификации Заугольной [28] – широколиственные леса с елью неморальнотравные. Эти леса представляют собой продвинутый этап формирования растительности при отсутствии антропогенных воздействий на протяжении длительного времени. Возраст сообществ более 120 лет. Ярус деревьев полидоминантный. В нем содоминируют дуб черешчатый, ель обыкновенная, клен остролистный, липа сердцевидная, вяз голый и ясень обыкновенный (*Fraxinus excelsior*). Полностью выпадает из древостоя сосна обыкновенная – раннесукцессионный вид. В подросте преобладают вяз голый, клен остролистный, липа сердцевидная, реже встречаются ель европейская, ясень обыкновенный и др. Кустарники представлены лещиной обыкновенной и черемухой обыкновенной (*Padus avium*). В травяном покрове доминируют неморальные растения: звездчатка жестколистная, осока волосистая, пролесник многолетний (*Mercurialis perennis*), сныть обыкновенная (*Aegopodium podagraria*) и др. Напочвенные мохообразные из-за нехватки светового довольствия не встречаются. В широколиственных лесах с елью выявлено четыре доминирующих элемента мозаики – дуб с неморальными травами, ель с неморальными травами, клен с неморальными травами и окна с неморальными травами, образованные вывалами старых деревьев.

Как в сосняках, так и в полидоминантных широколиственных лесах с елью формируются дерново-подзолы со сходным строением почвенного профиля: O–AY–(AYe)–E–(BFe)–BF(BHF)–C [11]. Подстилка всех типов леса дифференцируется на подгоризонты. В сосняках сложных и полидоминантных лесах с елью подстилка отличается меньшей мощностью, фрагментарностью ферментативного горизонта, наличием выраженного гумифицированного горизонта (табл. 1). Под лесной подстилкой формируется серогумусовый горизонт мощностью до 15 см. Под серогумусовым горизонтом в сосняках кустарничково-зеленомошных выделяется маломощный элювиальный горизонт E, который в некоторых случаях не диагностируется как чистый E горизонт, и выделяется как переходный AYe/BFe. В сосняках сложных и полидоминантных широколиственных лесах элювиальный горизонт мощнее (10–30 см), но зачастую турбированный и неоднородный. Как в сосновых, так и в широколиственных лесах ярко выражен горизонт BF (от 20 до 40 см).

Подробная физико-географическая, геоботаническая характеристика всех объектов исследования, а также описание морфологических и физико-химических характеристик почв представлены ранее [7, 11, 14].

Методы. В каждом типе леса заложены постоянные пробные площади размером 50 × 50 м. На пробных площадях выполнены таксационные и геоботанические описания, проведен отбор почвенных образцов, установлены гравитационные лизиметры, осадкоприемники для дождя и снега.

При геоботанических исследованиях заложены площадки размером 20 × 20 м. В каждом типе леса сделано по 11 описаний. На всех площадках составлен полный флористический список с учетом ярусной структуры леса. В каждом ярусе определено проективное покрытие видов по шкале Ж. Браун-Бланке (Braun-Blanquet, 1964, цит. по [18]). Латинские названия сосудистых растений даны по [17], классификация исследуемых лесов проводилась при помощи электронного определителя типов леса европейской России [28].

В каждом типе леса установлены осадкоприемники для дождя и снега и гравитационные лизиметры под тремя почвенными горизонтами в доминирующих подкروновых элементах мозаики: O (глубина установки 5 см), AY (глубина установки 15 см) и E (глубина установки 50 см) – для полидоминантных широколиственных лесов с елью, O (глубина установки 5 см), AY (глубина установки 15 см) и BF (глубина установки 50 см) – для сосновых лесов. Поскольку в широколиственном лесу выделены окна как элемент мозаики, в них дополнительно устанавливались по 2 осадкоприемника и по 1 гравитационному лизиметру

воронки – 20 см; мощность дренажного слоя – 15 см; состав дренажа – полиэтиленовая крошка диаметром 3–5 мм; приемники фильтрата – полиэтиленовые бутылки, объемом 2.0 л.

Учеты в вегетационный сезон производили ежемесячно. В период с ноября по март пробные площади не доступны из-за снежного покрова, поэтому в зимний период вода накапливалась в коллекторы и отборы проводили однократно по истечении этого периода.

Для проведения физико-химических анализов отбирали пробу воды объемом не менее 500 мл, которую замораживали. Различия в объеме атмосферных выпадений и почвенных вод могут быть одной из причин варьирования концентраций химических веществ. Один из способов стандартизации результатов, предотвращающий возникновение очень высоких концентраций в ситуациях с малым количеством воды или, наоборот, эффектов разбавления, которые являются обычными для очень интенсивных дождей – использование средневзвешенных значений. Поэтому анализировали средневзвешенную пробу, полученную путем смешивания индивидуальных образцов с учетом соотношений в объемах, измеренных в полевых условиях. Потоки углерода получены как произведение концентраций этих средневзвешенных проб и соответствующих объемов поступлений.

При отборе и хранении образцов использовали критерии, предложенные в Руководстве UNECE-CLRTAP ICP по лесам [31]. Анализировали данные за трехлетний период: 1 – с ноября 2016 г. по ноябрь 2017 г., 2 – с ноября 2017 г. по ноябрь 2018 г., 3 – с ноября 2018 г. по ноябрь 2019 г. К зимнему периоду относится период с декабря по март, к вегетационному – с апреля по октябрь, из этого периода выделяли весенний – с апреля по май, летний – с июня по август и осенний – с сентября по ноябрь. Все пробы после размораживания фильтровали через мембранный фильтр М-Millipore с диаметром пор 0.45 мкм, что позволило учесть РОУ. Содержание РОУ определяли методом термokatалитического окисления с бездисперсионной ИК-регистрацией на анализаторе общего углерода/азота ТОС-V_{СРН}.

Потоки углерода (поступление с атмосферными выпадениями, поглощение и вынос углерода) определялись на основе разности массы элемента [5]. Для оценки поглощения/выноса углерода в подстилке в качестве приходной составляющей использовали массу элемента в атмосферных выпадениях, расходной – массу элемента в подстилочных лизиметрических водах (О); поглощение/вынос углерода в гумусовом горизонте – разница масс элементов в подстилочных лизиметрических водах и водах, прошедших гумусовый горизонт (АУ) почв; для нижних минеральных горизонтов – разницу масс элементов в лизиметрических водах, прошед-

ших гумусовый горизонт почв, и Е/ВF горизонт. Оценка поглощения углерода балансовым способом может быть завышена, поскольку не учитывает соотношение между процессами накопления углерода в горизонте и его использования биотой с последующей минерализацией.

Для определения запасов подстилки в каждом типе леса не менее чем в десятикратной повторности отбирали подстилку с использованием рамки размером 0.25 × 0.25 м. В лабораторных условиях образцы высушивали до сухого состояния при 105°C и взвешивали.

Статистическую обработку результатов проводили с использованием пакета STATISTICA ($\alpha = 0.1$). Для проверки значимости различий среднего использован непараметрический критерий Манна-Уитни. Сравнивали характеристики полидоминантных широколиственных лесов с елью с сосняками кустарничково-зеленомошными и сосняками сложными (табл. 2, 3).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Концентрации РОУ в атмосферных выпадениях и в почвенных водах. Концентрации РОУ в атмосферных выпадениях была значительно меньше ($p < 0.001$), чем в почвенных водах и составляла в среднем 17.4 ± 1.2 мг С/л против 72.5 ± 4.4 мг С/л, 69.0 ± 6.4 мг С/л и 70.5 ± 10.3 мг С/л в почвенных водах, прошедших через подстилку, гумусовый горизонт и ВF горизонт соответственно. Как и следовало ожидать, максимальная концентрация РОУ отмечена в подстилочных водах. Средняя годовая концентрация РОУ в атмосферных выпадениях значительно меньше в полидоминантных широколиственных лесах с елью, за счет вклада окон, где отмечено самое низкое содержание РОУ (табл. 2).

При значительной вариабельности концентраций РОУ в подстилочных водах можно отметить более высокую концентрацию РОУ в почвенных водах сосняков кустарничково-зеленомошных, что особенно ярко проявляется при учете сезонных отборов. Источником для РОУ в сосновых лесах является мощная, развитая подстилка, отличающаяся низким качеством опада. Запасы подстилки (горизонт О) в сосняках кустарничково-зеленомошных составляют 2.5 ± 0.2 кг/м², в сосняках сложных – 2.1 ± 0.2 кг/м², в то время как в полидоминантных широколиственных с елью – 1.4 ± 0.1 кг/м². В сложных сосняках также отмечена высокая концентрация РОУ с максимумом в осенний период по сравнению с летним ($p < 0.005$).

При анализе воды, прошедшей через АУ и Е/ВF горизонты, установлено, что в полидоминантных широколиственных лесах с елью вынос углерода из нижних горизонтов отмечается еди-

Таблица 2. Концентрации РОУ в природных водах (мг С/л) разных типов леса в период 2016–2019 гг.

Тип леса (объем выборки <i>n</i>)	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Атмосферные выпадения					
1 (47)	5.2 ± 2.1	18.8 ± 2.5	18.2 ± 2.4***	25.3 ± 5.2	18.8 ± 1.9***
2 (41)	4.9 ± 0.6	24.4 ± 1.9*	18.8 ± 2.0***	31.6 ± 4.5*	21.5 ± 1.9***
3 (78)	3.4 ± 0.8	12.6 ± 3.5	12.1 ± 1.3	25.5 ± 7.3	14.3 ± 1.9
Подстилочные (О) воды					
1 (34)	86.5 ± 18.0	143.0 ± 42.0	84.2 ± 18.4	61.8 ± 14.4*	84.1 ± 11.9
2 (29)	93.0 ± 34.0	96.3 ± 24.6	56.5 ± 5.4	113.0 ± 18.9**	76.2 ± 7.4
3 (35)	102	66.5 ± 8.5	61.8 ± 6.1	49.4 ± 5.6	59.7 ± 4.4
Почвенные воды, прошедшие гумусовый горизонт (АУ)					
1 (28)	67.0 ± 24.0	65.0 ± 18.0	78.2 ± 18.1	70.0 ± 11.7	75.0 ± 12.5
2 (21)	25	86.5 ± 16.5	49.5 ± 4.6	44.8 ± 5.5	51.0 ± 4.4
3 (17)	58	54.0	69.5 ± 19.6	113.0	70.5 ± 16.3
Почвенные воды, прошедшие Е/BF горизонт					
1 (12)	91	91.0 ± 60.0	62.4 ± 17.4	72.5 ± 7.5	71.2 ± 12.8
2 (5)	67	40.0	50.0 ± 4.0	44	51.8 ± 5.8
3 (12)	—	35.6 ± 16.4	80.7 ± 32.7	—	70.1 ± 24.9

Примечание. 1 – сосняк кустарничково-зеленомошный; 2 – сосняк сложный; 3 – полидоминантный широколиственный лес с елью; среднее ± ошибка среднего; * $p < 0.1$; ** $p < 0.01$; *** $p < 0.001$.

Таблица 3. Потоки углерода (кг С/га), характеризующие разницу между поступлением соединений углерода с атмосферными выпадениями и их выносом с почвенными водами в период 2016–2019 гг.

Тип леса	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Поглощение (положительные значения) или вынос (отрицательные значения) из горизонта О					
1	-10.9 ± 13.6	1.7 ± 3.9	9.9 ± 7.8	2.7 ± 5.6	3.3 ± 26.1
2	6.2 ± 1.4	6.9 ± 3.9	12 ± 5.1	-0.8 ± 7.6	24.3 ± 15.6
3	6.3 ± 1.2	10 ± 1.8	7.6 ± 1.1	9.8 ± 6.9	33.8 ± 4.7
Поглощение (положительные значения) или вынос (отрицательные значения) из гумусового горизонта АУ					
1	13.4 ± 12.4	6.3 ± 1.8	-10.9 ± 15.3	-2.4 ± 9.2	6.4 ± 31.4
2	0.1 ± 0.7	6.7 ± 1.4	4 ± 2.5	9.7 ± 10.1	20.6 ± 13.2
3	0.3 ± 0.3	2 ± 1.4	3.4 ± 1.8	1.7 ± 0.6	7.3 ± 2.2
Поглощение (положительные значения) или вынос (отрицательные значения) из горизонта Е/BF					
1	4.5 ± 2.7	5.4 ± 1.4*	18.4 ± 6*	10.3 ± 6.6*	38.6 ± 6.1*
2	0.3 ± 1.2	-3.1 ± 3.4*	10.4 ± 3.4*	2.2 ± 1.7*	9.8 ± 2.1*
3	—	-5 ± 5	1.2 ± 0.4	0.1 ± 0	-3.7 ± 5.2

Примечание. 1 – сосняк кустарничково-зеленомошный ($n = 3$); 2 – сосняк сложный ($n = 3$); 3 – полидоминантный широколиственный лес с елью ($n = 3$); среднее ± ошибка среднего; * $p < 0.1$.

нично. В сосняках кустарничково-зеленомошных концентрация РОУ в водах, прошедших BF горизонт, незначительно уменьшается в летний период или в среднем остается без изменения в весенне-осенний период по сравнению с водами из гумусового горизонта. В сосняках сложных в вегетационный период (весна, лето, осень) вынос из нижних минеральных горизонтов отмечается единично,

также можно отметить тенденцию к уменьшению концентрации РОУ.

Сезонная динамика потоков углерода в атмосферных выпадениях и почвенных водах. Поступление органического углерода с атмосферными выпадениями больше в летний сезон во всех типах леса за счет высоких концентраций, и объе-

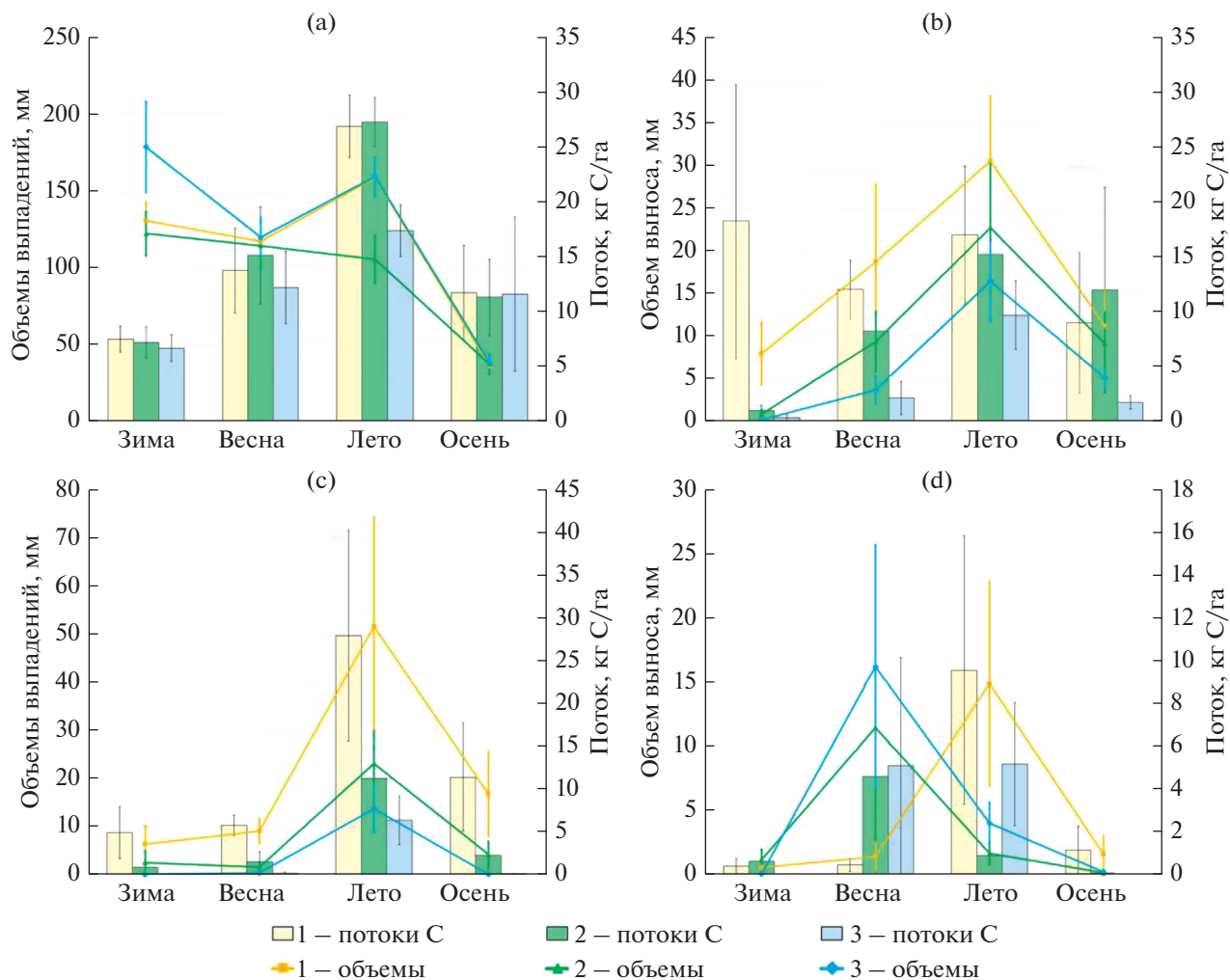


Рис. 2. Сезонное поступление углерода с атмосферными осадками и вынос углерода с почвенными водами (столбцы – кг С/га) и количество атмосферных выпадений и почвенных вод (линии – мм) в разных типах леса среднее по сезону (2016–2019 гг.) Обозначения: а – атмосферные выпадения, b – горизонт O, c – горизонт AU, d – горизонт E/BF; типы леса: 1 – сосняк кустарничково-зеленомошный, 2 – сосняк сложный, 3 – полидоминантный широколиственный лес с елью.

мов (рис. 2a). Максимальное количество осадков характерно для сосняка кустарничково-зеленомошного, минимальное – для сосняка сложного, особенно в летний период ($p < 0.08$). Средние объемы выпадений в полидоминантных широколиственных лесах с елью и сосняках кустарничково-зеленомошных сопоставимы.

Вынос углерода из органогенных горизонтов в полидоминантных широколиственных лесах в летний период в 30 и более раз больше, чем в зимний период ($p < 0.08$), и почти в 5 раз больше, чем в весенний и осенний периоды ($p < 0.08$) (рис. 2b). Вынос углерода из подстилки сосняков сложных в зимний период в 16 раз меньше, чем в другие периоды вегетационного сезона ($p < 0.08$) также в основном за счет малых объемов почвенных вод и незначительного поступления соединений углерода с атмосферными выпадениями. Варьирова-

ние выноса соединений углерода с водами из органогенных горизонтов в сосняках кустарничково-зеленомошных было значительным и в среднем не различалось в разные сезоны. Оценка поглощения углерода в подстилке на основании разницы поступления углерода и его выноса показывает, что в полидоминантных широколиственных лесах происходит круглогодичное поглощение углерода в подстилке, в то время как в сосновых лесах наблюдается вынос углерода в нижние горизонты в зимний или осенний периоды (табл. 3).

Вынос углерода из гумусового горизонта во всех типах леса в летний период значительно больше, чем в другие периоды ($p < 0.08$), в основном за счет максимальных объемов почвенных вод (рис. 2c). Оценка поглощения углерода в гумусовом горизонте показывает, что в сосняках кустарничково-зеленомошных почти ничего не на-

капливается за счет активного выноса в летний сезон. В сосняках сложного поглощение происходит круглогодично, с максимумом в осенний сезон.

Вынос углерода из нижних минеральных горизонтов в сосняках кустарничково-зеленомошных в летний период был в 20 и более раз больше, чем в зимний и весенний, также в основном за счет больших объемов почвенных вод и значительного поступления углерода с атмосферными выпадениями (рис. 2d). При этом накопление углерода в нижних минеральных горизонтах в сосняках кустарничково-зеленомошных происходит круглогодично ($p < 0.08$). Вынос углерода с почвенными водами из нижних минеральных горизонтов в полидоминантных широколиственных лесах с елью и сосняках сложного не отличается в разные сезоны (рис. 2d). В сосняках сложного углерод накапливается в основном в летний сезон, в то время как в зимний и весенний — преобладают процессы выноса. В полидоминантных широколиственных лесах с елью поглощение минимальное по сравнению с другими типами леса ($p < 0.08$), то есть практически не происходит, с отрицательным балансом в весенний период ($p < 0.08$).

Оценка годовых потоков углерода в атмосферных выпадениях и почвенных водах. В среднем за трехлетний период (2016–2019 гг.) наблюдений поступление углерода с промывающими полог дождевыми и снеговыми осадками в сосняках кустарничково-зеленомошных и сосняках сложного составляло 60 ± 4 кг С/(га год) и оказалось больше, чем в полидоминантных лесах, где уровень поступления составляет 47 ± 2 кг С/(га год). В сосновых лесах годовой уровень поступления соединений углерода значительно больше ($p < 0.08$), чем в полидоминантных широколиственных лесах с елью за счет более высоких концентраций (табл. 2).

Годовой вынос углерода с подстилочными водами в сосняках кустарничково-зеленомошных составил 56 ± 22 , в сосняках сложного — 36 ± 12 , в хвойно-широколиственных лесах отмечен минимальный вынос углерода ($p < 0.08$) — 14 ± 4 кг С/(га год). Годовой вынос углерода с почвенными водами, прошедшими подстилку и гумусовый горизонт, в сосняках кустарничково-зеленомошных составил 50 ± 11 , в сосняках сложного — 16 ± 3 , в хвойно-широколиственных лесах — 7 ± 3 кг С/(га год).

Случаи выноса органического углерода из нижних минеральных горизонтов для подзоны хвойно-широколиственных лесов оказались единичными и сопоставимыми во всех типах леса. В среднем за трехлетний период наблюдений среднегодовой вынос углерода с почвенными водами за пределы почвенного профиля в сосняках кустарничково-зеленомошных составил 12 ± 6 , в сосняках сложного — 6 ± 5 , в хвойно-широколиственных лесах — 10 ± 7 кг С/(га год).

ОБСУЖДЕНИЕ

Влияние типов леса на потоки РОУ в атмосферных выпадениях и их внутрипрофильную миграцию с почвенными водами. На поступление органического углерода с атмосферными выпадениями влияет древесный полог молодого сосняка кустарничково-зеленомошного, который отличается ажурностью, что способствует проникновению большого количества осадков, а также формированию значительного объема ствольных вод [15]. В более смешанных лесах (сосняках сложного), формируемых древостоем старшего возраста, более сомкнутый полог, особенно во время пика развития ассимиляционного аппарата (в летний сезон), способствует значительному уменьшению объема атмосферных вод, проникающих сквозь кроны деревьев, по сравнению с другими типами леса. В полидоминантных широколиственных лесах с елью сомкнутость полога достигает максимальных значений, однако за счет вклада окон средние объемы выпадений сопоставимы с сосняком кустарничково-зеленомошным. Разница в потоках РОУ между типами леса обусловлена в основном содержанием РОУ. Концентрации РОУ в атмосферных выпадениях в разных типах леса демонстрируют высокую вариабельность, что связано со строением крон и структурным разнообразием сообщества (количество элементов мозаики растительного покрова). Сокращение потока углерода в межкрупных пространствах за счет уменьшения концентрации РОУ характерно для лесных экосистем [9]. Высокое содержание РОУ в атмосферных выпадениях сосновых лесов также отмечалось в ряде работ, где значительное содержание углерода в атмосферных выпадениях хвойных лесов объяснялось шероховатостью поверхности [1, 25].

Выщелачивание РОУ из лесной подстилки — один из основных путей миграции углерода в нижние горизонты почвы [33]. Растворенное органическое вещество, мигрирующее из верхних горизонтов почв, может фиксироваться в них, что приводит к увеличению депонирования С в почве [36].

Вынос органического углерода из органогенных горизонтов в полидоминантных широколиственных лесах в среднем в 4 раза меньше, чем в сосняках кустарничково-зеленомошных и в 2.5 раза меньше, чем в сосняках сложного, за счет как небольших объемов выпадений, так и низких концентраций.

На поток РОУ подстилки могут влиять и такие свойства растительности, как количество и качество опада, определяющие основные свойства органогенных горизонтов почв. Связи запасов подстилки и концентрации РОУ были отмечены и ранее: для лесов с более развитой подстилкой и

низкой долей участия лиственных деревьев характерен более интенсивный вынос РОУ [33].

Результаты других исследований показывают, что смешивание медленно разлагаемой подстилки с низким качеством опада с быстро разлагаемой подстилкой, формируемой опадом высокого качества, способствует более интенсивному переносу углерода в минеральные горизонты почв [32, 38], в основном за счет увеличения потока РОУ из развитой подстилки, с одной стороны [33], и добавления доступного азота быстро разлагаемых фракций опада, с другой. Такой тип подстилки характерен для сосняков сложных, где также отмечены высокие концентрации РОУ, которые демонстрируют максимум в осенний период по сравнению с летним, когда, как известно, запасы подстилки достигают пика из-за проходящего листопада [24]. Это подтверждают и данные о большом содержании азота в подстилке лесов этого типа – 1.9%, в то время как в сосняках кустарничково-зеленомошных этот показатель составляет 1.4% [37].

Таким образом, полидоминантные леса характеризуются достаточно активным поступлением соединений углерода с атмосферными выпадениями и слабой интенсивностью его выноса с почвенными водами, что позволяет сделать вывод о интенсивном накоплении и использовании углерода в органогенных горизонтах, что, вероятно, связано с уровнем биоразнообразия, то есть высокими показателями видовой насыщенности [7] и биомассы почвенных макросaproфагов [6]. Таким образом, круговорот в этом типе леса более замкнут, более интенсивен.

Значительные потоки РОУ в сосновых лесах обусловлены большими запасами подстилки и поступлением углерода с атмосферными выпадениями. Меньшая биологическая активность, обусловленная незначительным по сравнению с полидоминантными лесами биоразнообразием и массой биоты, может способствовать выносу поступивших с атмосферными выпадениями соединений углерода из экосистемы. Максимальный вынос органического углерода отмечен в сосняках кустарничково-зеленомошных, что указывает на самый низкий уровень поглощения воды и органических соединений в сосняках кустарничково-зеленомошных, на менее интенсивный биологический круговорот в них.

Концентрация РОУ в почвенных водах, прошедших гумусовый горизонт, во всех типах леса превышает 35 мг С/л. Это может свидетельствовать о высоком потенциале фиксации соединений углерода в нижних минеральных горизонтах, то есть его сорбции горизонтом ВF, что было показано в ряде лабораторных экспериментов для еловых лесов европейской части России [12]. Уменьшение внутривершинной концентрации

РОУ в сосновых лесах может свидетельствовать о закреплении части углерода в минеральной части профиля. Оценка поглощения углерода в почвах сосняков сложных показывает, что в осенний период происходит более интенсивное накопление углерода в гумусовом горизонте почв, в то время как в сосняках кустарничково-зеленомошных накопление интенсивнее в нижних горизонтах почв. Это подтверждают данные о самых больших запасах углерода в слое 0–50 см в сосняках сложных – 57 и 48 т/га в сосняках кустарничково-зеленомошных [37].

Характеристика общих пулов и потоков углерода в лесных экосистемах Брянского Полесья. Более продуктивные сообщества полидоминантных широколиственных лесов отличаются самыми высокими запасами стволовой древесины: 228.8 т/га против 216.8 и 120.1 т/га в сосняках сложных и сосняках кустарничково-зеленомошных соответственно [1]. Почвенный пул углерода, включающий подстилку и минеральный слой 0–50 см, варьирует от 16% в полидоминантных широколиственных лесах с елью до 32% в сосняках кустарничково-зеленомошных от общего пула углерода экосистем (почвы + биомасса).

Общая продукция надземной и подземной частями растений в сосновых лесах составляет 6–8 т С/(га год) [3]. Полидоминантные широколиственные леса могут продуцировать до 10 т С/(га год) [3]. Средние скорости накопления почвенного углерода равны 0.95 ± 0.12 т С/(га год) в аналогичных хвойно-широколиственных лесах Германии [35] и $0.55–0.73$ т С/(га год) в лесах Бельгии [39].

Для лесов, развивающихся в сходных природно-климатических условиях, основным источником поступления углерода является опад, а основным процессом потери соединений углерода из экосистемы – эмиссия в атмосферу [21]. Годовое количество опада в таких лесах варьирует от 3.1 до 4.4 т С/(га год) [29], в то время как величина эмиссии в среднем составляет 3.2 т С/(га год) [40]. Таким образом величины этих потоков сопоставимы.

Наибольший вынос углерода с почвенными водами характерен для хвойных лесов, особенно сосновых [9, 15, 33]. Оценки выноса потоков РОУ из сосновых лесов умеренного пояса в Бельгии составляют около 100 кг С/(га год) [34]. По другим оценкам вынос углерода в сосновых лесах Северной Бельгии за период с 2002 по 2012 г. составляет 55–61 кг С/(га год) [42]. В сосновых лесах Брянского Полесья вынос РОУ практически в 5–10 раз меньше (6–12 кг С/(га год)), что может быть связано с менее гумидными климатическими условиями в этом регионе. Учитывая широкое распространение сосновых лесов на северо-западе европейской части России (до 20% от покры-

той лесом площади по [27]), суммарный вынос углерода из экосистем с почвенными водами может быть значительным. По сравнению с сосновыми лесами величина выноса почвенного углерода в широколиственных лесах значительно меньше — в лесах Брянского Полесья вынос составлял 10, в дубово-буковых лесах Северной Бельгии 19–30 кг С/(га год) [42].

Таким образом, вклад выноса РОУ с почвенными водами, основанный на доле выноса от скорости накопления С в минеральных горизонтах почв, составляет от 2% при выносе 6–12 кг С/(га год) до 14% при выносе 50–100 кг С/(га год).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Дана сравнительная оценка поступления органического углерода с атмосферными выпадениями и выноса растворенного органического углерода из почв хвойно-широколиственных лесов разного типа на почвообразующих породах песчаного гранулометрического состава. Показано, что в разных типах леса поступление соединений углерода с атмосферными выпадениями и их внутрипрофильная миграция с почвенными водами тесно связана со строением крон, перераспределяющих осадки, с качеством и количеством опада, определяющими запасы подстилки.

В среднем за трехлетний период (2016–2019 гг.) наблюдений среднегодовое поступление углерода с атмосферными выпадениями в сосняках кустарничково-зеленомошных и сосняках сложных составляло 60 ± 4 кг С/(га год) и оказалось больше, чем в хвойно-широколиственных лесах, где уровень поступления составляет 47 ± 2 кг С/(га год).

Вынос органического углерода из органических горизонтов в среднем в 4 раза больше в сосняках кустарничково-зеленомошных (56 ± 22 кг С/(га год)) и в 2.5 раза больше в сосняках сложных (36 ± 12 кг С/(га год)) по сравнению с полидоминантными широколиственными лесами (14 ± 4 кг С/(га год)). Это связано как с большей концентрацией РОУ в почвенных водах сосновых лесов, обусловленной мощной подстилкой, так и с высоким уровнем поступления углерода с атмосферными выпадениями. Случаи выноса органического углерода из нижних минеральных горизонтов оказались единичными: в сосняках кустарничково-зеленомошных вынос составлял 12 ± 6 , в сосняках сложных — 6 ± 5 , в полидоминантных лесах — 10 ± 7 кг С/(га год).

Внутрипрофильное распределение РОУ свидетельствует о закреплении части углерода в минеральной части профиля в сосновых лесах.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают благодарность чл.-корр. РАН, д. б. н., проф. Н.В. Лукиной за идею данного исследо-

вания и содействие на всех этапах проведения, а также сотрудникам заповедника “Брянский лес” за помощь в организации полевых работ.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках темы ГЗ ЦЭПЛ РАН № АААА-А18-118052590019-7 (анализ данных), а также при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-34-90137 (формирование баз данных наземных обследований).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккумуляция углерода в лесных почвах и сукцессионный статус лесов / Под ред. Н.В. Лукиной. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2018. 232 с.
2. Арчегова И.Б., Кузнецова Е.Г. Влияние древесных растений на химический состав атмосферных осадков в процессе восстановления среднетажных лесов // Лесоведение. 2011. № 3. С. 34–43.
3. Базилевич Н.И. Биологическая продуктивность экосистем северной Евразии. М.: Наука, 1993. 293 с.
4. Богатырев Л.Г. О классификации лесных подстилок // Почвоведение. 1990. № 3. С. 118–127.
5. Гашкина Н.А., Моисеенко Т.И., Дину М.И., Тацый Ю.Г., Баранов Д.Ю. Биогеохимическая миграция элементов в системе атмосферные осадки–крупные воды–почвенные воды–озеро в фоновом регионе (Валдайский национальный парк) // Геохимия. 2020. Т. 65. № 7. С. 693–710. <https://doi.org/10.31857/S0016752520050027>
6. Гераськина А.П. Влияние дождевых червей разных морфо-экологических групп на аккумуляцию углерода в лесных почвах // Вопросы лесной науки. 2020. Т. 3. № 2. С. 1–20. <https://doi.org/10.31509/2658-607x-2020-3-2-1-20>
7. Горнов А.В., Горнова М.В., Тихонова Е.В., Шевченко Н.Е., Кузнецова А.И., Ручинская Е.В., Тебенькова Д.Н. Оценка сукцессионного статуса хвойно-широколиственных лесов европейской части России на основе популяционного подхода // Лесоведение. 2018. № 4. С. 1–15. <https://doi.org/10.1134/S0024114818040083>
8. Евстигнеев О.И. Неруссо-Деснянское Полесье: история природопользования. Брянск, 2009. 139 с.
9. Ершов В.В. Фитогенное варьирование состава атмосферных выпадений и почвенных вод северотаежных лесов в условиях аэротехногенного загрязнения. Дис. ... канд. биол. н. Апатиты, 2021. 188 с.
10. Ершов В.В., Лукина Н.В., Орлова М.А., Исаева Л.Г., Смирнов В.Э., Горбачева Т.Т. Оценка динамики состава почвенных вод северотаежных лесов при снижении аэротехногенного загрязнения выбро-

- сами медно-никелевого комбината // Сибирский экологический журн. 2019. Т. 26. № 1. С. 119–132.
11. Казакова А.И., Семиколенных А.А., Горнов А.В., Горнова М.В., Лукина Н.В. Влияние растительности на лабильные характеристики лесных почв задровых местностей заповедника “Брянский лес” // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17. Почвоведение. 2018. № 3. С. 9–15.
 12. Караванова Е.И., Золовкина Д.Ф., Степанов А.А. Взаимодействие водорастворимых органических веществ хвойной подстилки с минералами и горизонтами подзолистой почвы и подзолов // Почвоведение. 2020. № 9. С. 1071–1084. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20090075>
 13. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
 14. Кузнецова А.И., Лукина Н.В., Тихонова Е.В., Горнов А.В., Горнова М.В., Смирнов В.Э., Гераськина А.П., Шевченко Н.Е., Тебенькова Д.Н., Чумаченко С.И. Аккумуляция углерода в песчаных и суглинистых почвах равнинных хвойно-широколиственных лесов в ходе восстановительных сукцессий // Почвоведение. 2019. № 7. С. 803–816. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19070086>
 15. Лукина Н.В., Еришов В.В., Горбачева Т.Т., Орлова М.А., Исаева Л.Г., Тебенькова Д.Н. Оценка состава почвенных вод северотаежных хвойных лесов фоновых территорий индустриально развитого региона // Почвоведение. 2018. № 3. С. 284–296. <https://doi.org/10.7868/S0032180X18030036>
 16. Лукина Н.В., Никонов В.В. Питательный режим лесов северной тайги: природные и техногенные аспекты. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 1998. 316 с.
 17. Маевский П.Ф. Флора средней полосы европейской части России. М., 2014. 635 с.
 18. Миркин Б.М., Розенберг Г.С., Наумова Л.Г. Словарь понятий и терминов современной фитоценологии. М.: Наука, 1989. 223 с.
 19. ООО “Расписание Погоды”, 2004–2022 [Электронный ресурс]. <https://rp5.ru/> (дата обращения 15.03.2022)
 20. Пристова Т.А., Забоева И.В. Химический состав атмосферных осадков и лизиметрических вод подзола иллювиально-железистого под хвойно-лиственными насаждениями (Республика Коми) // Почвоведение. 2007. № 12. С. 1472–1481.
 21. Пулы и потоки углерода в наземных экосистемах России / Под ред. Г.А. Заварзина. М.: Наука, 2007. 315 с.
 22. Рассеянные элементы в бореальных лесах / Отв. ред. А.С. Исаев. М.: Наука, 2004.
 23. Растительность европейской части СССР. Л.: Наука, 1980. 431 с.
 24. Семенюк О.В., Телеснина В.М., Богатырев Л.Г., Бенедиктова А.И. Использование особенностей структурно-функциональной организации подстилок для оценки интенсивности круговорота в городских насаждениях (на примере Москвы) // Почвоведение. 2021. № 5. С. 592–605. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21050178>
 25. Султанбаева Р.Р., Копчик Г.Н., Смирнова И.Е., Копчик С.В. Поступление и миграция растворимого органического углерода в почвах лесных экосистем подзоны широколиственно-хвойных лесов // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17. Почвоведение. 2015. № 4. С. 37–42.
 26. Тебенькова Д.Н., Лукина Н.В., Данилова М.А., Кузнецова А.И., Горнов А.В., Шевченко Н.Е., Катаев А.Д., Газарин Ю.Н., Чумаченко С.И. Мультифункциональность и биоразнообразие лесных экосистем // Лесоведение. 2019. № 5. С. 341–356.
 27. Уткин А.И., Замолотчиков Д.Г., Честных О.В. Пулы углерода фитомассы и почв сосновых лесов России // Хвойные бореальной зоны. 2004. Т. 22. № 1–2.
 28. Ценофонд лесов Европейской России [Электронный ресурс]. <http://cepl.rssi.ru/bio/flora/main.htm> (дата обращения 15.03.2022)
 29. Шаблий И.В. Формирование дубово-сосновых насаждений в условиях свежих судубрав Южной части Полесья и Северной лесостепи. Автореф. дис. ... канд. биол. н. Киев, 1990. 25 с.
 30. Шильцова Г.В., Ласточкина В.Г. Влияние полога соснового и березового леса на химический состав осадков в заповеднике “Кивач” // Тр. Карельского научного центра РАН. 2006. № 10. С. 180–184.
 31. Clarke N., Zindra D., Ulrich E., Mosello R., Derome J., Derome K., König N., Lövblad G., Draaijers G.P.J., Hansen K., Thimonier A., Waldner P. Sampling and Analysis of Deposition. 66 p. Part XIV // Manual on methods and criteria for harmonized sampling, assessment, monitoring and analysis of the effects of air pollution on forests. UNECE, ICP Forests, Hamburg. 2010. ISBN: 978-3-926301-03-1. <http://www.icp-forests.org/Manual.htm>
 32. Córdova S.C., Olk D.C., Dietzel R.N., Mueller K.E., Archontoulis S.V., Castellano M.J. Plant litter quality affects the accumulation rate, composition, and stability of mineral-associated soil organic matter // Soil Biology and Biochemistry. 2018. V. 125. P. 115–124.
 33. Fröberg M., Hansson K., Kleja D.B., Alavi Gh. Dissolved organic carbon and nitrogen leaching from Scots pine, Norway spruce and silver birch stands in southern Sweden // Forest ecology and management. 2011. V. 262. № 9. P. 1742–1747. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2011.07.033>
 34. Gielen B., Neirynek J., Luysaert S., Janssens I.A. The importance of dissolved organic carbon fluxes for the carbon balance of a temperate Scots pine forest // Agricultural and Forest Meteorology. 2011. V. 151. № 3. P. 270–278. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2010.10.012>
 35. Grüneberg E., Ziche D., Wellbrock N. Organic carbon stocks and sequestration rates of forest soils in Germany // Global change biology. 2014. V. 20. № 8. P. 2644–2662.
 36. Kalbitz K., Kaiser K. Contribution of dissolved organic matter to carbon storage in forest mineral soils // J. Plant Nutr. Soil Sci. 2008. V. 171. P. 52–60. <https://doi.org/10.1002/jpln.200700043>

37. Kuznetsova A.I., Geraskina A.P., Lukina N.V., Smirnov V.E., Tikhonova E.V., Shevchenko N.E., Gornov A.V., Ruchinskaya E.V., Tebenkova D.N. Linking Vegetation, Soil Carbon Stocks, and Earthworms in Upland Coniferous–Broadleaf Forests // *Forests*. 2021. V. 12. Article 1179.
38. Lehmann J., Kleber M. The contentious nature of soil organic matter // *Nature*. 2015. V. 528. № 7580. P. 60–68.
39. Lettens S., van Orshoven J., van Wesemael B., Muys B., Perrin D. Soil organic carbon changes in landscape units of Belgium between 1960 and 2000 with reference to 1990 // *Global Change Biology*. 2005. V. 11. № 12. P. 2128–2140.
40. Mukhortova L., Schepaschenko D., Moltchanova E., Shvidenko A., Khabarov N., See L. Respiration of Russian soils: Climatic drivers and response to climate change // *Science of the Total Environment*. 2021. V. 785. P. 147314.
41. Nakhavali M., Lauerwald R., Regnier P., Guenet B., Chadburn S., Friedlingstein P. Leaching of dissolved organic carbon from mineral soils plays a significant role in the terrestrial carbon balance // *Global change biology*. 2021. V. 27. № 5. P. 1083–1096.
42. Verstraeten A., De Vos B., Neiryneck J., Roskams P., Hens M. Impact of air-borne or canopy-derived dissolved organic carbon (DOC) on forest soil solution DOC in Flanders, Belgium // *Atmospheric environment*. 2014. V. 83. P. 155–165.
43. *World Reference Base for Soil Resources* 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports. 2015. IUSS Working Group. Rome: FAO, 203 p.

Estimates of Dissolved Carbon Leaching from Soil in the Dominant Forest Types of the Bryansk Region

A. I. Kuznetsova^{1, *}, A. V. Gornov¹, M. V. Gornova¹, D. N. Tebenkova¹,
A. D. Nikitina¹, and V. A. Kuznetsov²

¹ Center for Forest Ecology and Productivity RAS, Moscow, 117997 Russia

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

*e-mail: nasta472288813@yandex.ru

The problem of assessing carbon fluxes and pools in forests is relevant in connection with climate change and the contribution of forests to carbon stocks. This article provides a comparative assessment of the input of carbon with throughfall and the dissolved organic carbon leaching from soils of different types of coniferous–broadleaf forests on sandy soil-forming rocks. The objects of study are the dominant types of coniferous–broadleaf forests of the Bryansk region: Pine forests, Pine–Broadleaf forests, and Broadleaf–Spruce forests. On average, over three years (2016–2019) of observations, the carbon input with rain and snow precipitation in Pine forests and Pine–Broadleaf forests was 60 ± 4 kg C/ha per year and turned out to be higher than in Broadleaf–Spruce forests, where the input level is 47 ± 2 kg C/ha per year. The removal of organic carbon from organic horizons in Broadleaf–Spruce forests is on average 4 times lower (14 ± 4 kg C/ha per year) than in Pine forests, characterized by thick litter (56 ± 22 kg C/ha per year), and 2.5 times lower than in Pine–Broadleaf forests (36 ± 12 kg C/ha per year). Leaching of carbon from the lower mineral horizons for different types of coniferous–broadleaf forests varied on average from 6 to 12 kg C/ha per year. The intra-profile distribution of DOC indicates a more efficient carbon fixation in the mineral part of the profile in pine forests than in Broadleaf–Spruce forests.

Keywords: Bryansk Forest Reserve, coniferous–broadleaf forests, throughfall, soil water, dissolved organic carbon, Albic Umbric Podzol

ГЕНЕЗИС
И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.41.

ПОСЛЕПОЖАРНОЕ СОСТОЯНИЕ ТАЕЖНЫХ ПОЧВ
ХРЕБТА ХАМАР-ДАБАН (ПРИБАЙКАЛЬЕ)¹

© 2022 г. Т. С. Кошовский^{a, *}, А. Н. Геннадиев^a, Н. С. Гамова^{a, b}, Е. А. Фаронова^a, Т. Е. Язрикова^a

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

^bБайкальский государственный природный биосферный заповедник,
ул. Красногвардейская, 34, п. Танхой, Республика Бурятия, 671220 Россия

*e-mail: tkzv@ya.ru

Поступила в редакцию 02.03.2022 г.

После доработки 30.03.2022 г.

Принята к публикации 30.03.2022 г.

Изучена гарь природного происхождения на территории Байкальского государственного природного биосферного заповедника, находящаяся в пределах бассейна р. Мишиха в поясе темноводной пихтовой с кедром тайги на буроземах ожелезненных (Skeletal Cambisols (Humic, Protosodic)) и литоземах метаморфизованных ожелезненных (Cambic Leptosols (Humic, Protosodic)), в местообитании, типичном для среднегорья северного макросклона хребта Хамар-Дабан. Выявлены изменения почвенного и растительного покрова на участке гари по сравнению с фоновым ненарушенным лесным ландшафтом. Отмечено значительное изменение и упрощение структуры послепожарного фитоценоза. Показано уменьшение мощностей подстильно-торфяных горизонтов и появление новых пирогенных горизонтов, выявлено уменьшение концентрации лабильного углерода, аммонийного и лабильного азота, возрастание содержания лабильного фосфора. Общее содержание полициклических ароматических углеводов после пожара уменьшилось из-за выгорания органического вещества, сорбирующего полиарены. Концентрация группы высокомолекулярных ПАУ в почвах в результате воздействия огня значительно возрастает.

Ключевые слова: лесные пожары, лабильные формы углерода, азота и фосфора, элементы микробной биомассы, полиарены, постпирогенная эрозия почв, пирогенные сукцессии лесной растительности, Skeletal Cambisols (Humic, Protosodic), Cambic Leptosols (Humic, Protosodic)

DOI: 10.31857/S0032180X22090118

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время лесные пожары становятся все более и более значимым негативным фактором трансформации природной среды. Они оказывают влияние на все компоненты ландшафта, но наиболее существенно – на почвенный и растительный покров. Для противодействия этому опасному явлению, разработки программ борьбы с лесными пожарами и их последствиями необходима научная основа, в том числе данные о состоянии почв и растительности после прохождения огня.

Возникновение лесного пожара может быть вызвано природными причинами, не связанными с деятельностью человека [50]. Но дополнительное антропогенное воздействие приводит к увеличению как частоты, так и распространенности лесных пожаров [37, 42]. Для оценки роли человека необходимо изучение в качестве фона результатов

естественных лесных пожаров, происхождение которых не обусловлено антропогенным фактором. Примером таких пожаров могут, в частности, служить пожары на склонах хребта Хамар-Дабан, покрытых лесом, в пределах территории Байкальского заповедника, где возгорание деревьев часто происходит из-за молниевых разрядов [2, 7].

Растительность и почвы в зависимости от силы и характера пожара получают различную степень повреждений. Верховой пожар приводит к гибели древостоя, низовой огонь повреждает кустарники и ослабляет древесные породы; при комбинированном пожаре происходит гибель всего фитоценоза [40]. По завершении пожара запускается пирогенная сукцессия [36], направленность, темпы и стадии которой различны и зависят от таких факторов, как климатические и микроклиматические условия, исходный тип растительного сообщества, степень повреждения древостоя и др. [6].

В условиях Прибайкалья выделены следующие наиболее общие стадии пирогенной сукцессии: до 1 года – “черная гарь” без травянистого покрова; от 1 до 3–5 лет – травяная стадия; до 20–

¹ К статье имеются дополнительные материалы, доступные для авторизированных пользователей по doi: 10.31857/S0032180X22090118.

25 лет – древесный подрост; до 40 лет – хвойный жердняк или вторичный мелколиственный лес, до 60 лет – средневозрастной хвойный или мелколиственный с подростом хвойных пород лес [7]. В ходе послепожарного возобновления леса значительно меняется флористический состав и структура фитоценозов.

Почвенный покров при пожаре также подвергается существенной и многоаспектной трансформации [36]. Характеру пирогенных изменений почвенных параметров посвящено большое число работ [27, 32, 35, 39]. Наиболее часто оцениваются такие последствия пожаров, как мощность и свойства поверхностных горизонтов почв и лесной подстилки [11, 13, 19]. Значимым последствием оказывается ускоренная эрозия почв, спровоцированная лесным пожаром [15, 16, 40, 53].

В почвах после пожара трансформируется состав почвенного органического вещества [33, 42], изменяются содержание и формы соединений биогенных элементов азота, углерода и фосфора, которые являются важными показателями экологического состояния почв [38, 49, 51]. Следует отметить, что по ряду вопросов существует определенная разница в представлениях различных исследователей. Так, согласно одним работам, органический азот частично улетучивается в момент пожара, а частично минерализуется и переходит в аммоний, то есть в доступную для растений форму [35]. В то же время ряд авторов указывает на отсутствие аммонийных форм азота на выгоревших площадках [3].

Содержание биогенных элементов в почвах во многом обусловлено характером послепожарной сукцессии. Так, в канадских бореальных лесах концентрация С и N в лесной подстилке быстро выросла в первые 3 декады развития древостоя после пожара и оставалась достаточно высокой в дальнейшем [44]. В то же время в дерново-глубокоподзолистых тяжелосуглинистых почвах Нижнего Приангарья после пожара наблюдалась потеря углерода и азота из лесной подстилки [3, 18].

Противоречивые данные приводятся по содержанию подвижного фосфора в почвах после прохождения огня. Есть указания на потерю подвижных форм этого элемента [3]. Вместе с тем некоторые авторы обнаруживали увеличение валовых и подвижных форм фосфора в поверхностных горизонтах [18]. Хуме с соавт. предполагают, что влияние лесного пожара на концентрацию фосфора будет меньшим по сравнению с его воздействием на углерода и азота в связи с меньшей летучестью фосфора во время горения [44].

При пожарах происходит формирование и трансформация конденсированных органических соединений, в том числе полициклических ароматических углеводородов [31, 43, 54, 55]. Обнаруживаемые тенденции противоречивы. Так, по данным [55] лесные пожары на севере Фран-

ции приводят к возрастанию содержания низкомолекулярных полиаренов: нафталина (в 20 раз), фенантрена (в 5 раз), антрацена, флуорена, пирена. Содержание высокомолекулярных соединений, напротив, на участках гари не увеличивалось. Согласно другим исследованиям, природные пожары приводят к возрастанию количества высокомолекулярных полиаренов в почвах [21, 31] – от 5–15 до 90 нг/г. При этом показано [5], что средние суммы ПАУ в фоновых почвах северо-таежных территорий могут достигать 120 нг/г.

Цель работы – анализ и оценка влияния лесного пожара естественного происхождения на свойства почв в пределах репрезентативного участка хребта Хамар-Дабан на территории Байкальского биосферного заповедника. Для этого поставлены следующие задачи: а) дать характеристику пирогенных изменений морфологических свойств почв, их магнитной восприимчивости, содержания органического углерода; б) выявить динамику содержания биогенных элементов в почвах в послепожарный период; в) установить состав и концентрации пирогенных полициклических ароматических углеводородов в почвах; г) охарактеризовать уровень постпирогенной эрозии почв.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Участок исследования. Территория исследования расположена в Байкальском государственном природном биосферном заповеднике (Республика Бурятия), в низовьях бассейна р. Мишиха, на северо-западных отрогах хребта Хамар-Дабан (51°–52° с. ш., 105°–106° в. д.). Участок занимает среднюю часть покрытого лесом горного склона гребневидной в плане формы восточной и юго-восточной экспозиций (рис. 1). Общая длина склона составляет 2 км, перепад высот 700 м, уклоны меняются в пределах от 10° до 30°. Исследованные склоны являются типичными для северного макросклона хребта Хамар-Дабан [26].

Климат исследуемой территории относится к умеренному континентальному. Среднегодовое количество осадков на исследуемых высотах составляет 1100 мм/год, что близко к максимальным значениям для наветренных склонов гор Прибайкалья, а максимум их выпадения приходится на летние месяцы. Средняя высота снежного покрова достигает 1.5–2 м [14]. Относительно сухая весна при меньшей, чем обычно, высоте снежного покрова в предшествующую зиму способствует увеличению пожарной опасности за счет высыхания лесной подстилки и опада [4].

Растительность до пожара на данном участке была представлена темнохвойным кедрово-пихтовым (*Pinus sibirica*–*Abies sibirica*) лесом с разреженным кустарниковым ярусом (*Lonicera pallasii*, *Spiraea flexuosa*) ветреницево- (*Arsenjevia baicalen-*

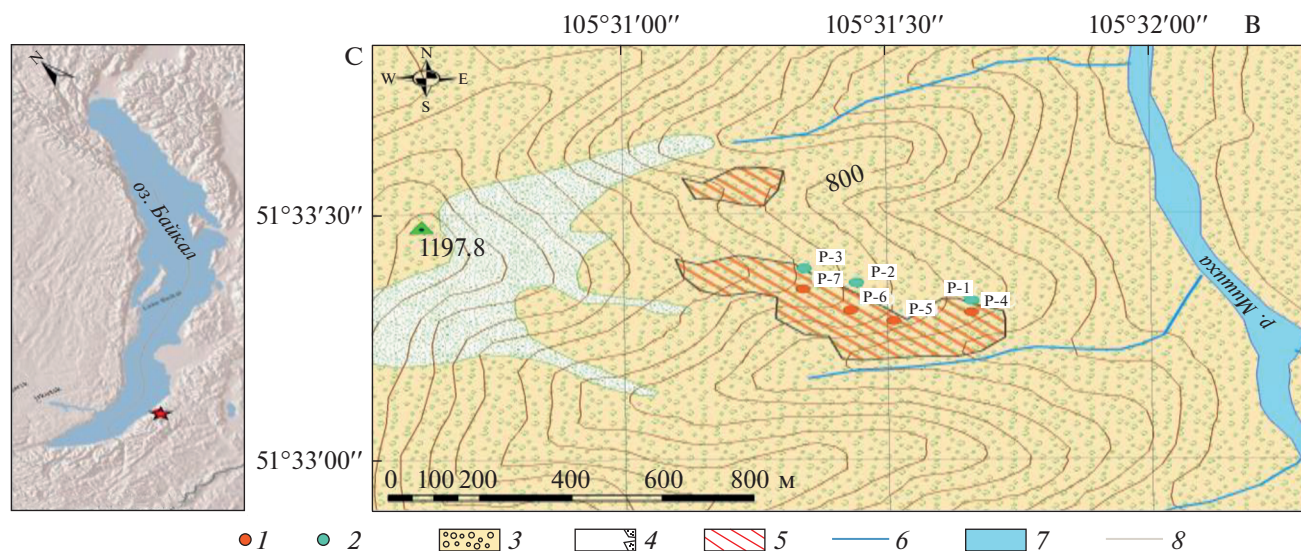


Рис. 1. Участок исследования. Условные обозначения: 1 – точки отбора проб на гари (P-4...P-7), 2 – точки отбора проб на фоновых участках (P1...P3), 3 – залесенные территории, 4 – гольцы, 5 – участки гарей 2011 г., 6 – ручьи, 7 – реки, 8 – горизонталы, проведены через 50 м.

sis) злаково-разнотравным (*Galium triflorum*, *Thalictrum minus*, *Melica nutans*, *Milium effusum*, *Calamagrostia langsdorffii*) с папоротниками (*Dryopteris expansa*) и таежным мелкотравьем (*Maianthemum bifolium*, *Trientalis europaea*, *Gymnocarpium dryopteris*, *Phegopteris connectilis* и др.). На участках опушек и более разреженных древостоев к кустарникам добавляется малина (*Rubus idaeus*), а в травяном ярусе орляк (*Pteridium pinetorum*); на каменистых участках обилеи бадан (*Bergenia crassifolia*). Подобные фитоценозы характерны для среднегорных склонов речных долин северного макросклона Хамар-Дабана [23, 26, 28].

Почвы участка исследования представлены буроземами ожелезненными (Skeletal Cambisols (Humic, Protosodic)); при малой мощности мелкоземистой части профиля литоземами серогумусовыми метаморфизованными ожелезненными (Cambic Leptosols (Humic, Protosodic)) [25, 46]. В почвенном профиле выделяются серогумусовый и структурно-метаморфический генетические горизонты, а также органогенные опадо-подстилочные и переходные горизонты, в последних наблюдаются признаки ожелезнения. Каменистость почв быстро нарастает к нижней части профиля: в среднем для участка массовая доля камней в слое 0–5 см составляет 10, в слое 5–10 см 11, в слое 10–20 см 17%. Почвы верхних позиций катены обладают большей скелетностью, по сравнению с почвами геохимически подчиненных позиций.

Пожар на исследуемом участке возник вечером 02 июля 2011 г. и длился в течение четырех дней. Причиной пожара стал молниевый разряд при сухой грозе. Вытянутая снизу вверх по склону полоса гари верхового пожара имеет длину 700 м и ширину 250 м в пределах высот 660–950 м над ур. м.

и занимает среднюю половину горного склона. Расположение гари типично для пожаров, возникающих от молний, удары которых чаще приходится на выступающие гребневидные формы рельефа [12].

Общая площадь возгорания составила 12,8 га, из них 10 га пройдено низовым пожаром, а площадь 2,8 га пройдена верховым пожаром в сопровождении низового. Интенсивность горения на участке исследования была средней и высокой. Подстильно-торфяные горизонты повреждены на всей площади гари, но в различной степени: в ряде локаций они обуглены, в других случаях – полностью выжжены.

Отбор образцов. Описание растительности на участке проводили ежегодно с 2011 по 2016 гг. на размеченных постоянных пробных площадях. Кроме того, были заложены “фоновые” площадки в прилегающем ненарушенном лесном фитоценозе. Выбор площадей сделан согласно общепринятой методике для геоботанических исследований динамики растительного покрова [22].

Полевое исследование почв с отбором проб выполнено в августе 2016 г. На исследованной территории были заложены две параллельные трансекты: одна на участке гари (4 точки), другая на фоновом участке, не затронутом пожаром (3 точки). Точки располагались вдоль линий тока воды на верхней, средней и нижней частях склона. В каждой точке опробования почвы изучали в трех разрезах. Почвенные пробы отбирали с глубин 0–5, 5–10, 10–20 см объемно-весовым способом для определения плотности почв ненарушенного сложения и их каменистости.

Пробоподготовка. Образцы почв, отобранные на анализ подвижных форм углерода, азота и фосфора, были подвергнуты заморозке для прекращения микробиологической деятельности. Образцы, предназначенные для анализа полициклических ароматических углеводородов (ПАУ), были высушены до воздушно-сухого состояния. Их обработка включала просеивание с определением степени каменистости почв (включения более 1 мм). Плотность почвы определяли путем взвешивания образца, отобранного из измеренной формы параллелепипеда в почвенной толще, и учета влажности почв. Для анализа на концентрацию ПАУ и органического углерода, магнитной восприимчивости и трассеров эрозии почв почвенные образцы измельчали до размерности 0.25 мм.

Определение биогенных элементов. Общее содержание органического углерода в почвах определяли по методу И.В. Тюрина в модификации Д.С. Орлова и Н.М. Гриндель (мокрое озоление хромовой смесью со спектрофотометрическим окончанием) в лаборатории углеродистых веществ биосферы кафедры геохимии ландшафтов и географии почв географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова.

Анализ лабильных форм элементов выполняли в лаборатории общего почвоведения факультета почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова в почвенных образцах поверхностного слоя 0–10 см, в трехкратной повторности для каждой точки описаний. Образцы почвы перед анализом размораживали при +4°C в течение нескольких дней. В привезенных в замороженном виде образцах всего было проведено 6 видов анализов: лабильные формы углерод, азот и фосфор, аммонийный азот, содержание углерода и азота микробной биомассы.

Содержание лабильных форм углерода и азота и аммонийный азот определяли в экстракте 0.05 М K₂SO₄ в соотношении раствор : почва 1 : 5 [34, 52, 57]. Концентрации экстрагируемых углерода и азота измеряли на автоматическом анализаторе TOC/CPN. Обменный аммонийный азот в почвах выявляли коллометрически на спектрофотометре Genesys 10uv, для анализа использовался салицилат-нитропусидный метод [47].

Лабильные формы фосфора исследовали в вытяжке Кирсанова фотометрическим методом в спектрофотометре Genesys 10uv при использовании в качестве восстановителя аскорбиновой кислоты в присутствии антимиония тартрата калия.

Содержание углерода и азота микробной биомассы в почвах выявляли методом экстракции и фумигации: образцы анализировали после фумигации в парах хлороформа, стабилизированного амиленом, при этом экстрагирование и измерение было аналогичным с лабильными формами углерода и азота [20].

Определение магнитных свойств почв и содержания сферических магнитных частиц. Магнитную восприимчивость почв анализировали на приборе Magnetic Susceptibility Balance. Содержание магнитной фракции вычисляли путем ее извлечения из суспензии с предварительно диспергированной в ультразвуковой ванне почвенной массы при помощи постоянных неодимовых магнитов. Подсчет количества сферических магнитных частиц (СМЧ) в выделенной магнитной фракции проводили при помощи микроскопа Carl Zeiss Axio-scope 40 и встроенной видеокамеры “Спецтехника”. Эродированность почв после пожара оценивали на основе метода магнитного трассера, использующего в качестве маркеров почвенной эрозии СМЧ [8, 41, 45].

Определение содержания и состава полициклических ароматических углеводородов проводили методом спектроскопии Шпольского, который включал 2 этапа: этап экстракции ПАУ из почвенных образцов в органических растворителях и этап спектрофлуориметрического анализа при температуре жидкого азота (–196°C). Экстракция битумоида с полиаренами в его составе проходила при комнатной температуре в течение суток в нормальном гексане. Контроль полноты экстракции осуществляли с использованием ультрафиолетовых ламп: при выявлении флуоресценции под ультрафиолетовым светом делали следующую экстракцию, и так вплоть до отсутствия свечения. Непосредственно анализ ПАУ осуществляли на спектрофлуориметрическом комплексе, состоящем из прибора “Флюорат Панорама”, криогенной приставки “КРИО-1” и монохроматора “ЛМ-3” (производство “Люмэкс”, Россия). Подробнее методика изложена в источниках [1, 9].

Для количественного анализа ПАУ проведена градуировка приборов на растворах с заранее известными в них концентрациями индивидуальных углеводородов, подготовленных из сертифицированного стандарта SRM 2260a. По результатам градуировки составлены уравнения, далее применяемые при количественном расчете, и вычислены пределы обнаружения. Была выявлена концентрация следующих соединений: дифенила, гомологов нафталина, флуорена, фенантрена, антрацена, хризена, пирена, тетрафена, перилена, бенз(а)пирена, бенз(ghi)перилена. Содержание ПАУ в каждом образце определяли в трехкратной аналитической повторности.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Послепожарное состояние растительности. После прохождения огня лесное сообщество претерпело существенные изменения. Древостой, образованный малоустойчивыми к воздействию пожара кедром и пихтой, погиб на обследуемом участке полностью (рис. S1). С 2013 г. отмечено начало выпадения стволов горельника, и к 2016 г.

Таблица 1. Средние значения глубин нижних границ генетических горизонтов (см) в послепожарных и фоновых почвах

Индекс горизонта	Генетический горизонт	Фоновые почвы (9 разрезов)		Послепожарные почвы (12 разрезов)	
		глубина, см	мощность, см	глубина, см	мощность, см
Op	Лесной опад	+1.1–0	1.1	+0.1–0	0.1
O	Оторфованная лесная подстилка	0–1.8	1.8	–	0
O _{rig}	Обугленная оторфованная лесная подстилка	–	0	0–0.7	0.7
A _{rig}	Пирогенный гумусовый	–	0	0.7–1.9	1.2
A _У	Серогумусовый	1.8–8.1	7.7	1.9–6.1	4.2
ay/bm,f	Переходный серогумусово-структурно-метаморфический железненный	8.1–10.7	2.6	6.1–7.9	1.8
bm,f/ay	Переходный структурно-метаморфическо-серогумусовый железненный	10.7–11.7	1.0	7.9–11.5	3.6
BMf	Структурно-метаморфический железненный	11.7–27.9	>15	11.5–29.3	>15

на гари выпали почти все крупные стволы кедров; среди погибшего пихтового древостоя на корню оставалось некоторая часть стволов. Древесный подрост на гари отмечен, начиная с 2012 г. (первые всходы кедра), в 2013 г. отмечено 5 пород (кедр (*Pinus sibirica*), пихта (*Abies sibirica*), береза пушистая (*Betula pubescens*), а также породы подлеска ива козья (*Salix caprea*) и рябина сибирская (*Sorbus sibirica*)), в 2014–2015 гг. добавляется второй вид березы – *Betula platyphylla*, а в 2016 г. отмечены единичное присутствие ели сибирской (*Picea obovate*).

Кустарниковый ярус на гари представлен в основном малиной (*Rubus idaeus*), которая заселила этот участок с 2012 г. и сохранилась в дальнейшем. В 2016 г. на гари также присутствовали бузина (*Sambucus sibirica*), реже – спирея извилистая (*Spiraea flexuosa*) и смородина черная (*Ribes nigrum*). Общее проективное покрытие кустарникового яруса в пределах гари непостоянно. В нижней части склона с гарью в 2016 г. сохранялся обширный участок обильно плодоносящего малинника, тогда как по мере продвижения к верхней части склона кустарники были редки.

Пирогенные изменения морфологических свойств почв затронули верхнюю часть почвенного профиля в виде вкрапления углей и обугленных фрагментов почвенного органического вещества, в средней и нижней частях профиля изменению подверглись глубины и мощности генетических горизонтов (табл. 1). Неравномерное воздействие огня привело к увеличению неоднородности в мощностях горизонтов (рис. 2) – в точках нижней части гари потери подстилки более существенны, в сравнении с нижней частью.

В органической части профиля после пожара сформировались специфические пирогенные горизонты [17]: *rig* – угли и обугленные веточки, лежащие фрагментарно на 20% поверхности почвы;

O_{rig} – обугленная лесная подстилка, черно-бурого цвета, с горизонтальной делимостью; *A_{rig}* – темно-серый органико-минеральный горизонт, легкосуглинистый, мелкокомковатый до порошистого, с соотношением мелкозема, корней и обугленных растительных остатков около 40/30/30%.

Мощность слоя лесного опада осталась резко сниженной на территории гари, несмотря на пятилетнюю давность пожара, что связано с невозможностью восстановления древесного яруса. Средняя мощность обугленной оторфованной подстилки *O_{rig}* составила 0.7 см, что в 2.5 раза меньше исходной лесной подстилки. Плотность обугленной подстилки больше, в ней заметнее выражена слоистость и меньше доля живой фазы.

Система минеральных горизонтов также претерпевает изменения. Общая мощность гумусового горизонта уменьшается на 3.5 см, из которых часть преобразуются в интенсивно обугленный горизонт *A_{rig}*, а остальные потери, вероятно, связаны с уплотнением из-за выгорания органических остатков и с локальным смывом. В почвах гари переходные горизонты между гумусовым и метаморфическим характеризуются менее выраженными признаками гумусонакопления.

Каменность послепожарных почв возросла в верхнем пятисантиметровом слое в сравнении с фоновыми почвами, с 7.7 до 12.2%, что связано с выгоранием органического материала и локальным латеральным выносом мелкозема. На большей глубине расхождения по каменности между фоновыми почвами и почвами гари незначительны (рис. S2). Несмотря на возрастание каменности, плотность верхнего слоя почв ненарушенного сложения на гари снижена в сравнении с фоном (0.39 против 0.42 г/см³).

Пирогенные изменения магнитных свойств почв и оценка послепожарной эрозии. Воздействие высоких температур приводит к изменению ряда свойств

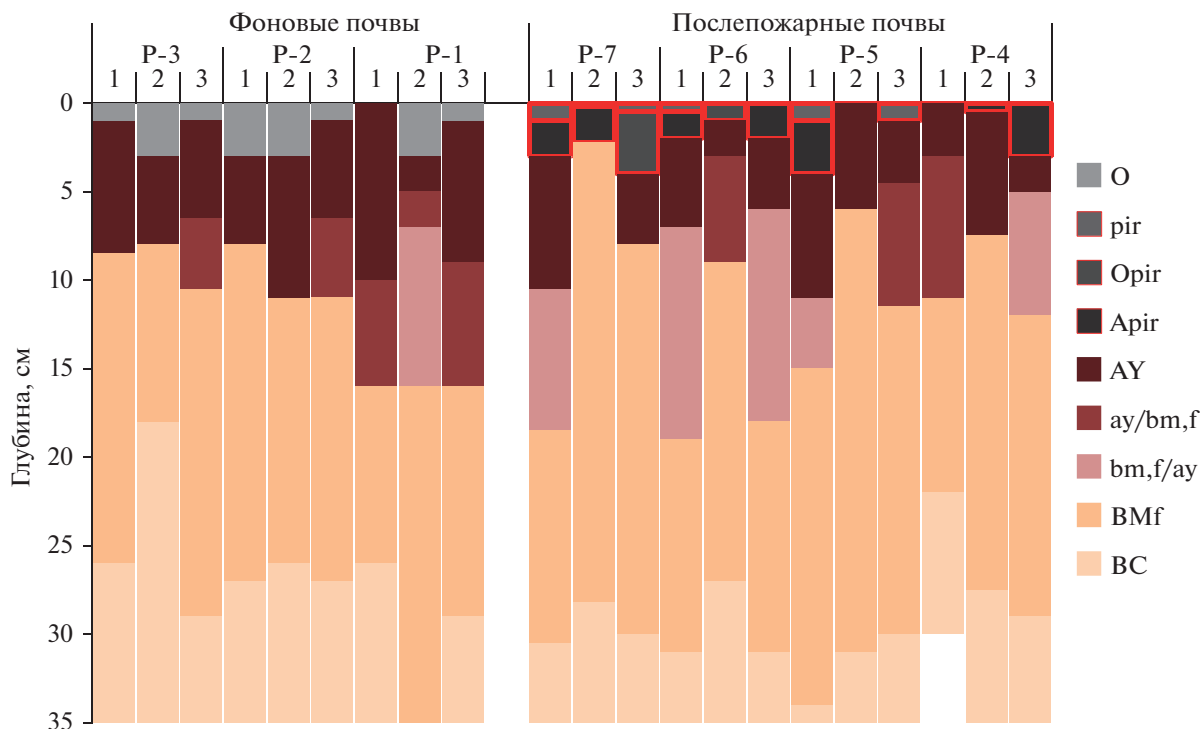


Рис. 2. Глубины генетических горизонтов в почвах фоновой и послепожарной катен. Обозначения: P-1...P-7 – номера точек описания; 1, 2, 3 – номера повторностей закопшек в точках описания; генетические горизонты: O – лесная подстилка, pir – слой углей на поверхности почвы, Opir – обугленная лесная подстилка, Apir – серогумусовый пирогенный, AY – серогумусовый, ay/bm,f – переходный серогумусово-структурно-метаморфический ожелезненный, bm,f/ay – переходный структурно-метаморфическо-серогумусовый ожелезненный, BMf – структурно-метаморфический ожелезненный, BC – переходный к почвообразующей породе.

почвенных минералов. Так, измеренная магнитная восприимчивость постпирогенных почвенных горизонтов оказалась существенно больше фоновых: в слое 0–5 см почв гари среднее значение с доверительным интервалом составляет 153 ± 57 ($N = 7$), а в фоновых почвах – 31 ± 5 ($N = 8$). Для более глубоких слоев почвы разница составляет 1.5–2 раза; при этом в пирогенных почвах наблюдается поверхностный максимум значений, а в фоновых – их равномерное профилное распределение. Соответственно образом меняется и количество извлекаемой из почвенной суспензии магнитной фракции почв: среднее значение в фоновых почвах 0.8, в почвах гари – 2.5 г/кг.

Для оценки послепожарной эрозии почв использован метод магнитного трассера, основанный на количественном учете латерального перераспределения в почвах СМЧ. В изучаемом регионе они могли поступать на поверхность почвы из атмосферы после выбросов угольного пепла из топков паровых локомотивов, действовавших на Транссибирской магистрали до 1960-х гг. Метод магнитного трассера разрабатывался и многократно применялся некоторыми авторами данной статьи для определения темпов эрозии почв и аккумуляции наносов на распахиваемых склонах [8, 41, 45], но для оценки пирогенной эрозии он применен впервые.

Согласно ряду исследований [32, 35, 40], эрозия почв, спровоцированная прохождением огня, является существенным фактором изменения почвенного покрова и ландшафтов в целом. Особенно заметно пирогенные эрозионно-аккумулятивные процессы проявляют себя на залесенных горных склонах, где в результате смыва происходит удаление верхних органико-аккумулятивных горизонтов и формирование из нанесенного материала в пределах подножий склонов стратифицированных почв.

Среднее содержание трассеров миграции твердофазного вещества почв СМЧ в почвах гари не уменьшилось, а, напротив, возросло в 2 раза (рис. 3). Причинами возрастания количества выявленных СМЧ может быть как остаточное их концентрирование при уменьшении объемов верхних горизонтов из-за сгорания материала, так и увеличение извлекаемости магнитами СМЧ из почвы за счет дегидратации минералов при воздействии высоких температур.

Отсутствие существенных потерь СМЧ в почвах гари указывает и на незначительность послепожарной эрозии почв для исследуемого участка, несмотря на высокую крутизну склонов. Вероятно, это связано с такими свойствами почв, как высокая каменистость и легкий гранулометрический состав. Выпадающие осадки в таких почвах

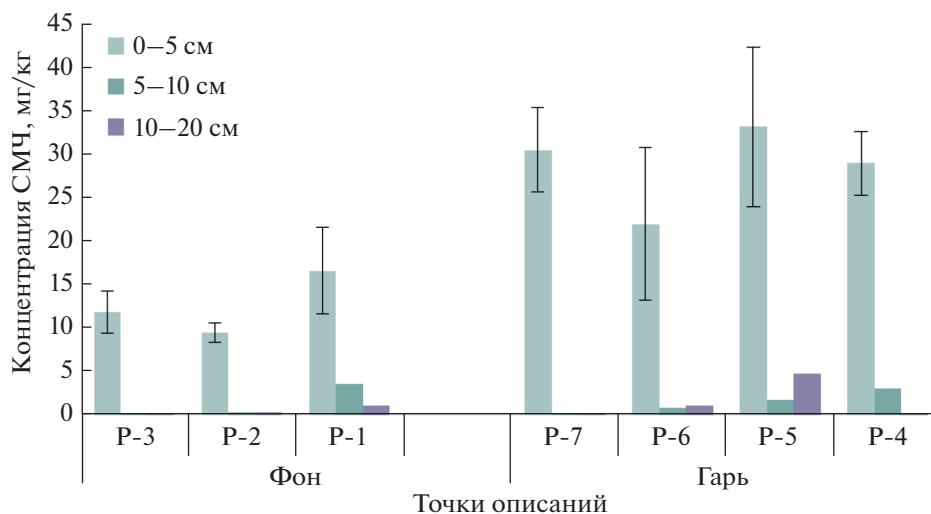


Рис. 3. Концентрация сферических магнитных частиц в трех слоях почв в фоновой и послепожарной катенах. Для слоя 0–5 см показан разброс значений из двух повторностей.

вовлекаются в провальную фильтрацию и не образуют поверхностных водных потоков.

Вместе с тем полученные данные показывают увеличение внутрикатенарной разнонаправленной вариабельности концентрации СМЧ в почвах гарей в сравнении с фоновыми участками. Это свидетельствует о локальном перемещении твердофазного вещества почв после пожара, вызванном, кроме слабо проявляющегося поверхностного водного стока, вывалами горелых деревьев, пирогенными просадками почв, сгоранием вещества органогенных горизонтов.

Биогенные элементы в послепожарных почвах. Общее содержание органического углерода в почвах фоновой участка и участка гари 2011 г. существенно не различается, сниженные значения в почвах гари наблюдаются только для слоя 10–20 см (рис. S3).

Однако содержание углерода и азота микробной биомассы и их лабильных форм меньше на всех точках гари по сравнению с фоновыми почвами (табл. 2, рис. 4).

Наибольшее изменение на выгоревшей территории по сравнению с фоном проявляется в уменьшении концентрации лабильного углерода для точек в нижней части катены (значения лабильного углерода на фоне составляют 379 ± 147.9 мг/кг, на гари до 253.1 ± 32.5 мг/кг). В верхних частях катены уменьшение содержания лабильных форм углерода менее значительно (рис. 4а).

Отношение лабильных форм углерода и азота в почвах гарей больше по сравнению с теми же позициями фоновой катены. Так, соотношение С/Н на фоновом участке составляет по катене сверху вниз 7.6 ± 0.3 , 8 ± 1.7 и 5.9 ± 1.3 , а на пройденной пожаром территории составляет соответственно 9.2 ± 0.5 , 11 ± 1.5 и 7.8 ± 1.9 (рис. 4г).

Данные показывают, что через 5 лет после пожара происходит уменьшение содержания лабильного азота в верхнем почвенном горизонте. Для лабильных форм азота (рис. 4б) разница гарь–фон выражена не только в аккумулятивной позиции (63.2 ± 15.3 мг/кг для фона против 32.5 ± 10.1 мг/кг для гари), но и в транзитной (32.4 ± 6.2 для фона против 21.7 ± 2 мг/кг для гари). Концентрация аммонийного азота на гари уменьшается с 20.8 ± 2.6 до 11.7 ± 2.1 мг/кг для верхней, с 17.3 ± 7.8 до 8 ± 3.8 мг/кг для средней, и с 34.3 ± 6.2 до 17.4 ± 9.8 мг/кг для нижней частей катены (рис. 4д).

Концентрация лабильного фосфора на протяжении всей катены фоновой, незатронутой пожаром участка почти не меняется (59.2 ± 7.9 – 62.7 ± 3.3 мг/кг почвы). На гари, напротив, существенная внутрикатенарная дифференциация: в верхней части склона содержание фосфора больше фоновое в 1.1 раза, а в нижней части — уже в 3 раза (рис. 4с). Это, вероятно, свидетельствует о его переносе вниз по склону.

Содержание микробной биомассы в почвах гари пятилетнего возраста уменьшается на всех катенарных позициях (рис. 4е, 4ф). Таким образом, на гари пятилетнего возраста в изучаемой катене выявлена потеря доступных форм углерода и азота и увеличена доля доступного фосфора, с возрастанием его содержания вниз по склону.

Состав и содержание ПАУ в фоновых и пирогенных почвах. Для выявления происхождения ПАУ в исследованных почвах проанализировано содержание полиаренов в каменистых включениях, являющихся составной частью материнской породы (табл. 3). Общая сумма ПАУ в каменистых включениях оказалась очень низкой: средняя по медиане 3.8 нг/г, при разбросе от 2.3 до 6.6 нг/г. В почвенных образцах медиана суммарного содержания составляет 43.6 нг/г, значения варьируют от

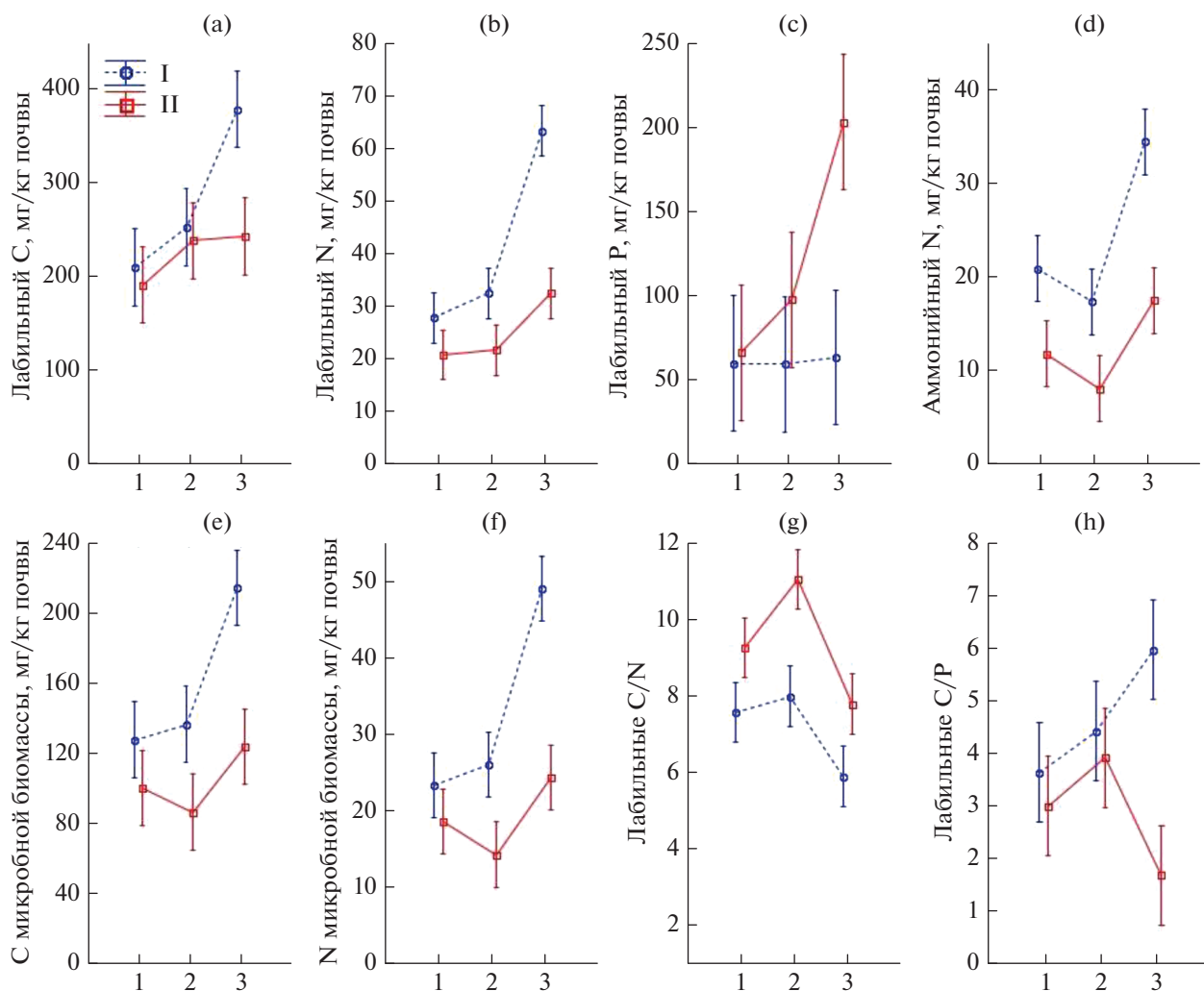


Рис. 4. Распределение биогенных элементов в поверхностных горизонтах почв исследованных катен. Обозначения: а – лабильный углерод, б – лабильный азот, с – лабильный фосфор, d – аммонийный азот, е – углерод микробной биомассы, f – азот микробной биомассы; g – отношение содержания лабильного углерода к лабильному азоту, h – отношение содержания лабильного углерода к лабильному фосфору; I – почвы фоновых участков, II – почвы гари. Подписи горизонтальной оси: 1 – верхняя часть склона, 2 – средняя часть, 3 – нижняя часть.

Таблица 2. Содержание лабильных форм углерода и азота в верхних минеральных горизонтах буроземов железистых (Skeletal Cambisols (Humic, Protosodic)) и литоземов серогумусовых железистых (Cambic Leptosols (Humic, Protosodic))

Горизонт	Положение в рельефе	Участок	Лабильные формы			Микробные формы		NH ₄ ⁺	
			C	N	C/N	C	N	мг/кг	%
			мг/кг			мг/кг			
AY	Склон, верхняя часть	Фон	379.0	63.2	5.9	214.2	48.9	34.3	54.3
AY	Склон, средняя часть	Фон	340.2	47.7	7.5	170.3	35.5	24.3	51.0
AY	Склон, нижняя часть	Фон	236.7	34.8	7.2	132.4	27.8	19.3	55.5
rig/AY	Склон, верхняя часть	Гарь	191.7	20.8	9.2	100.5	18.6	11.7	56.4
Arig/AY	Склон, средняя часть	Гарь	205.8	21.7	9.5	92.6	16.2	10.0	45.8
AY	Склон, нижняя часть	Гарь	211.3	21.8	9.7	96.6	17.3	9.5	43.3

8.4 до 353 нг/г. Таким образом, источником большей части ароматических углеводородов в почвах исследуемого участка являлось их поступление из атмосферы или формирование в результате биохимических процессов, а не наследование от почвообразующих пород при выветривании. Приведенные количества в целом являются характерными для фоновых территорий, не загрязненных техногенными веществами [10, 24].

В среднем по всем пробам в составе ассоциаций полиаренов в почвах преобладают легкие ПАУ: нафталин (34% от среднего значения по всем пробам), дифенил (29%), фенантрен (20%). Высокомолекулярные ПАУ содержатся в меньших количествах: пирен (6.3%), бенз(ghi)перилен (3.4%), хризен (2.3%), тетрафен (2.2%). Наименьшие весовые доли в ассоциации у антрацена (0.7%), бенз(а)пирена (0.3%), перилена (0.5%). Для поверхностных горизонтов характерна нафталин-дифенил-фенантреновая ассоциация, для глубоких горизонтов – фенантрен-нафталин-дифениловая.

В радиальном распределении суммы ПАУ выделяется максимум в поверхностном пятисантиметровом слое (среднее по всем разрезам 80 нг/г), глубже значения уменьшаются до 34 нг/г и между слоями 5–10 и 10–20 см статистически значимых отличий не наблюдается. Одной из причин поверхностно-аккумулятивного типа распределения полиаренов в почвах может быть их атмосферное поступление на поверхность почвенного покрова и прочная сорбция органическим веществом [56]. Действительно, коэффициенты корреляции содержания ПАУ и органического углерода являются положительными при $p < 0.05$ для всех ПАУ, за исключением дифенила и фенатрена. Поверхностно-аккумулятивное распределение полиаренов характерно для всех индивидуальных ПАУ, за исключением фенатрена, содержание которого, напротив, с глубиной возрастает.

В отличие от представленных в ряде исследований положений [48, 55], пирогенное воздействие на исследуемой территории привело к уменьшению концентрации суммы ПАУ в почвах. В слое 0–5 см содержание полиаренов в фоновых и гаревых почвах близко друг к другу при некотором сокращении концентрации в почвах гари. В слоях 5–10 и 10–20 см различие между гарью и фоном статистически достоверно и достигает уменьшения в 1.5 раза в почвах гари по сравнению с фоновыми. Причинами такого снижения концентрации, по-видимому, является выгорание органического материала вместе с сорбированными в нем полиаренами. В то же время есть указания на то, что расположенные рядом с очагами пожаров почвы, непосредственно не затронутые огнем, получают дополнительные порции полиаренов, приносимые с частицами дыма и пепла [30].

Фоновые и послепожарные почвы значительно отличаются по составу ПАУ, причиной чего

является разная реакция почвенных индивидуальных полиаренов на воздействие огня: их количество изменено в различных пропорциях в почвах гари относительно фоновых почв. Для количественной оценки этих трансформаций был использован коэффициент пирогенности $K_{\text{пир}}$, рассчитанный как отношение содержания индивидуального полиарена в фоновых почвах к его содержанию в пирогенных почвах:

$$K_{\text{пир}} = C_{\text{гарь}}/C_{\text{фон}} \text{ при } C_{\text{гарь}} > C_{\text{фон}}$$

$$\text{и } K_{\text{пир}} = -C_{\text{фон}}/C_{\text{гарь}} \text{ при } C_{\text{гарь}} < C_{\text{фон}},$$

где $C_{\text{гарь}}$ – среднее содержание индивидуального полиарена в изученных пирогенных почвах, $C_{\text{фон}}$ – среднее содержание индивидуального полиарена в изученных фоновых почвах.

Соответственно, изученные ПАУ были разделены на 4 группы по изменению их содержания в почвах в результате пожара (табл. 4):

1. Полиарены, содержание которых значительно снижено после прохождения пожара во всех частях почвенного профиля (флуорен);
2. Содержание в среднем снижено в результате пожара, но не во всех частях почвенного профиля (дифенил, нафталин, фенантрен);
3. Содержание в среднем возросло после пожара, но не во всех частях почвенного профиля (хризен, пирен, антрацен);
4. Содержание возросло в результате пожара во всех частях почвенного профиля (тетрафен, бенз(а)пирен, бенз(ghi)перилен, перилен).

В группу 1 и 2 вошли легкие полиарены, составляющие большую часть ассоциаций ПАУ. Именно уменьшение их концентрации привело к потере общей суммы ПАУ в пирогенных почвах относительно фоновых (табл. 4). Данные полиарены, вероятно, накапливаются длительное время в гумусовых и подстильно-торфяных горизонтах таежных почв за счет атмосферных выпадений и биохимического синтеза, например, формирования фенатрена из компонентов смолы хвойных растений [5]. В горизонтах, не затронутых выгоранием, содержание ПАУ в почвах гари также уменьшено при сравнении с фоновыми почвами. Вероятно, потери ПАУ в горизонтах на глубине обусловлены сокращением приходной части баланса поступлением с радиальными миграционными токами с верхних горизонтов, при протекающей биохимической деструкции полиаренов.

В группы 3 и 4 входят тяжелые полиарены собственно пирогенного происхождения, количество которых возросло в почвах после пожара. Их продуцирование связывают с воздействием высоких температур на органическое вещество почвы [56].

Кроме трансформации состава углеводородного комплекса и его параметров, лесной пожар приводит к изменению типа радиального распре-

Таблица 3. Средние значения и ошибка среднего для концентраций ПАУ в постпирогенных, фоновых почвах и в каменистых включениях почв, нг/г

Глубина, см	N*	Флуорен	Дифенил	Гомологи нафталина	Фенантрен	Хризен	Пирен	Антрацен	Тетрафен	Бенз(а)-пирен	Бенз(ghi)-перилен	Перилен	Сумма ПАУ
Послепожарные почвы, средние значения и доверительный интервал среднего при $\alpha = 0.95$													
0–5	25	2.2 ± 0.6	10.9 ± 6.7	33.6 ± 4	7.6 ± 2.9	1.8 ± 0.4	7.6 ± 1.5	1.1 ± 0.4	2.9 ± 0.8	0.7 ± 0.1	4.6 ± 0.9	0.6 ± 0.2	73.6 ± 10.5
5–10	12	0.2 ± 0.1	9.1 ± 3	9.2 ± 1.3	2.8 ± 0.8	0.9 ± 0.4	0.8 ± 0.2	0.1 ± 0.02	0.3 ± 0.1	0.1 ± 0	1 ± 0.6	0.05 ± 0.03	24.6 ± 2.7
10–20	12	<ПО**	3.3 ± 1.3	7.8 ± 0.8	15.2 ± 5.2	0.5 ± 0.2	0.9 ± 0.2	0.2 ± 0.2	0.1 ± 0.1	<ПО	0.5 ± 0.2	0.02 ± 0.01	28.8 ± 5.5
Фоновые почвы, средние значения и доверительный интервал среднего при $\alpha = 0.95$													
0–5	19	2.9 ± 1.1	48.7 ± 18	17.3 ± 2.4	7.3 ± 2.8	2.6 ± 0.5	4.8 ± 0.6	0.4 ± 0.2	1 ± 0.2	0.7 ± 0.1	2.2 ± 0.4	0.5 ± 0.1	88.3 ± 19.8
5–10	12	0.3 ± 0.2	5.5 ± 4.4	16.5 ± 2	18.5 ± 5.9	0.4 ± 0.1	1.1 ± 0.1	0.1 ± 0.05	0.1 ± 0.02	0.02 ± 0.01	0.2 ± 0.1	<ПО	42.9 ± 9.1
10–20	12	0.1 ± 0.1	5.2 ± 2.2	13.9 ± 1.3	19.7 ± 3.7	0.1 ± 0.1	0.6 ± 0.04	0.1 ± 0.1	0.1 ± 0.01	0.01 ± 0.002	0.3 ± 0.1	<ПО	40.1 ± 4.2
Каменистые включения в фоновых почвах, средние значения и доверительный интервал среднего при $\alpha = 0.95$													
0–5	6	0.2 ± 0.1	<ПО	2 ± 0.3	1.7 ± 0.2	0.8 ± 0.2	0.3 ± 0.1	0.2 ± 0.1	0.2 ± 0.1	<ПО	<ПО	<ПО	5.5 ± 0.5
5–10	6	0.3 ± 0.1	0.3 ± 0.1	1.2 ± 0.1	0.9 ± 0.1	0.4 ± 0.1	0.2 ± 0.2	0.04 ± 0.04	0.1 ± 0.04	<ПО	0.2 ± 0.1	0.04 ± 0.04	3.7 ± 0.3
10–20	6	0.3 ± 0.1	0.1 ± 0.1	0.8 ± 0.1	1.2 ± 0.1	0.2 ± 0.1	0.1 ± 0.02	0.2 ± 0.1	0.2 ± 0.1	0.1 ± 0	<ПО	<ПО	3.2 ± 0.2

* N – количество аналитических определений для вычисления среднего арифметического.

** ПО – предел обнаружения.

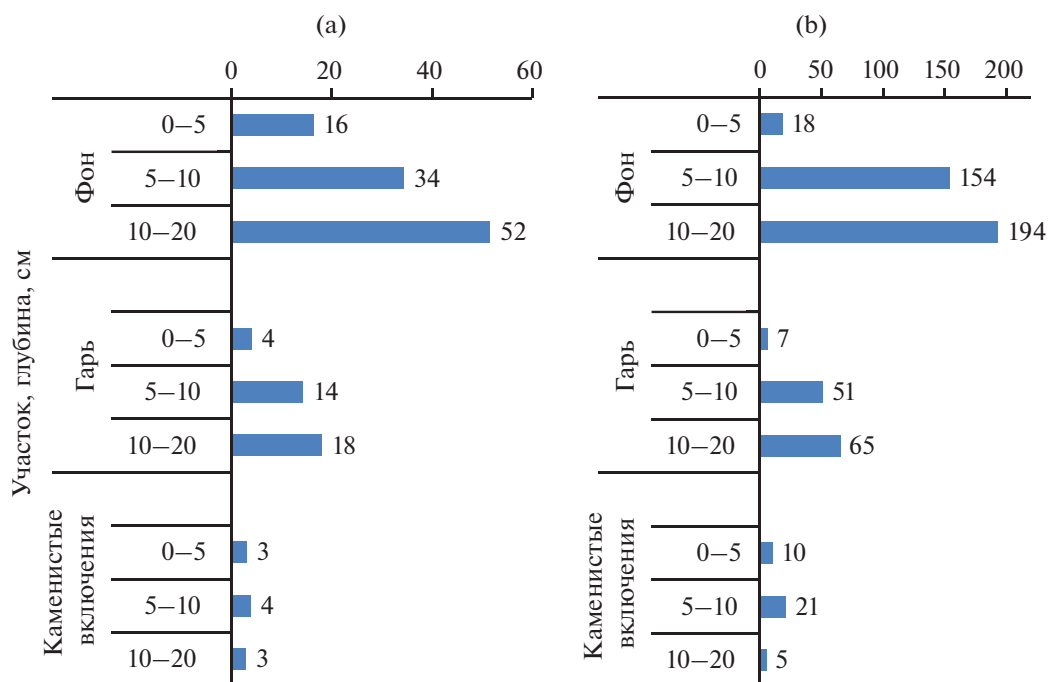


Рис. 5. Отношения концентраций ПАУ в почвах фоновых, гари и в каменистых включениях. Обозначения: а – отношение концентраций высокомолекулярных ПАУ к низкомолекулярным; б – отношение концентраций фенантрена к антрацену.

деления полиаренов. Например, менее контрастным на гари, в сравнении с фоном, становится профильное распределение дифенила, хризена, бенз(а)пирена и перилена, что является следствием суммарного эффекта протекания процессов биодegradации, вымывания, фотодеструкции и др., интенсивность которых зависит как от внешних факторов, так и от свойства самих ПАУ.

Особенности трансформации состава полиаренов в почвах после пожара могут быть охарактеризованы путем использования отношений между концентрациями различных индивидуальных ПАУ. Такие отношения могут указывать на тип источника ПАУ (пирогенный или петрогенный), расстояние от источника поступления в почву, интенсивность и длительность процессов деструкции ПАУ. В данной работе использованы два коэффициента: а) отношение концентрации

низкомолекулярных полиаренов (двух-трехкольчатых) к концентрации высокомолекулярных (четырёх-шестикольчатых) полиаренов пирогенного происхождения; низкие значения этого коэффициента свидетельствуют о повышенной пирогенности; б) отношение концентрации фенантрена к антрацену – полиаренов с одинаковой атомной массой, но различной устойчивостью к деструкции из-за особенностей молекулярного строения [29]; повышенные значения коэффициента характерны для почв, в которых деструкция идет более интенсивно (рис. 5).

Анализ указанных коэффициентов для почв исследуемой гари и фоновых почв показал существенную разницу между ними. Наибольшие различия оказались характерны для отношений низкомолекулярных ПАУ к высокомолекулярным ПАУ (рис. 5а). Для почв гари выявлены заметно

Таблица 4. Коэффициенты пирогенности (K_{Pir}) индивидуальных ПАУ

Глубина, см	Флуорен	Дифенил	Нафталин	Фенантрен	Хризен	Пирен	Антрацен	Тетрафен	Бенз(а)-пирен	Бенз-(ghi)перилен	Перилен	Сумма ПАУ
0–5	–1.3	–4.5	1.9	1.0	–1.5	1.6	2.8	2.9	1.1	2.1	1.3	–1.2
5–10	–1.2	1.7	–1.8	–6.5	2.1	–1.4	–2.2	1.8	6.4	4.2	–	–1.7
10–20	–4.8	–1.5	–1.8	–1.3	3.7	1.5	2.3	2.6	4.8	1.7	5.0	–1.4

Примечание. Отрицательное значение – уменьшение после пожара (в количество раз), положительное значение – увеличение после пожара (в количество раз).

более низкие значения (особенно в приповерхностном слое 0–5 см), чем для фоновых почв.

Максимальные значения второго коэффициента обнаружены в фоновых почвах, что свидетельствует об их повышенной деструктивной активности по отношению к полиаренам. Отмечающееся возрастание величины этого коэффициента сверху вниз по профилю почв может быть связано с более благоприятными условиями для разложения ПАУ на некоторой глубине, а также с большей миграционной способностью низкомолекулярных полиаренов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Лесные пожары в пределах исследованной территории хребта Хамар-Дабан приводят к существенной трансформации поверхностных и подповерхностных горизонтов почв и растительного покрова.

Структура растительного сообщества гари упрощается: уменьшается число ярусов и их сомкнутость. В течение пяти лет после прохождения пожара в травяно-кустарничковом ярусе общее проективное покрытие достигает уровня, характерного для фонового ненарушенного леса; кустарники резко увеличивают сомкнутость за счет малины, а древесный ярус в виде подроста и моховой лишай начинают свое восстановление.

На большей части территории исследованной гари опад и оторфованная лесная подстилка со средней суммарной мощностью порядка 3 см уничтожены, и в течение пяти лет после пожара их мощность остается сниженной. В почвах гари появились обугленная оторфованная лесная подстилка (0.7 см) и пирогенный органо-минеральный горизонт (1.2 см). Общие запасы углерода в послепожарных почвах относительно фоновых почв снижены на 20%.

Общее содержание почвенного углерода после пожара направленно не изменилось, но при этом уменьшилась концентрация лабильных форм углерода и его запасы в микробной биомассе, снизилось содержание лабильного и аммонийного азота. Характер пирогенной трансформации зависит от катенарного положения: в нижних частях катен послепожарные потери биогенных элементов более значимые, возможно из-за более интенсивного латерального выноса. Концентрация лабильного фосфора, напротив, возрастает после пожара; в нижних частях катены более интенсивно.

Общее содержание изученных полициклических ароматических углеводородов уменьшилось в результате пожара, вероятно, за счет выгорания органического материала, сорбирующего полиарены. Концентрация тяжелых 4–6-ядерных полиаренов, напротив, значимо увеличилась, а их доля в общей сумме ПАУ возросла в 3–4 раза.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают благодарность ведущему инженеру Н.И. Хлыниной за помощь в аналитических работах.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Анализ полученных данных проведен в рамках госбюджетной темы “Антропогенная геохимическая трансформация компонентов ландшафта”. Работа Н.С. Гамовой поддержана грантом РНФ (21-77-20042).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Рис. S1. Растительность в средней части гари, участок с доминированием орляка (*Pteridium pinetorum*) в 2016 г.

Рис. S2. Каменистость слоев почв в фоновой и послепожарной катенах.

Рис. S3. Распределение органического углерода в профилях почв гари 2011 г. и фоновых почв.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеева Т.А., Теплицкая Т.А. Спектрофлуориметрические методы анализа полициклических ароматических углеводородов в природных и техногенных средах. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 215 с.
2. Алексеенко И.В., Гамова Н.С. Влияние лесных пожаров на свойства почв таежных ландшафтов хребта Хамар-Дабан // Биогеохимия техногенеза и современные проблемы геохимической экологии. Барнаул, 2015. Т. 1. С. 171–174.
3. Безкоровайная И.Н., Иванова Г.А., Тарасов П.А., Сорokin Н.Д., Богородская А.В., Иванов В.А., Конард С.Г., Макрае Д.Дж. Пирогенная трансформация почв сосняков средней тайги Красноярского края // Сибирский экологический журн. 2005. № 1. С. 143–152.
4. Валендик Э.Н., Иванова Г.А. Пожарные режимы в лесах Сибири и Дальнего Востока // Лесоведение. 2001. № 4. С. 69–79.
5. Габов Д.Н., Безносиков В.А., Кондратенко Б.М. Полициклические ароматические углеводороды в подзолистых и торфянисто-подзолисто-глееватых почвах фоновых ландшафтов // Почвоведение. 2007. № 3. С. 282–291.
6. Гамова Н.С. Изменение флористического состава гарей Байкальского заповедника на ранних стадиях пирогенных сукцессий // Природа Байкальской Сибири: труды заповедников и национальных парков Байкальской Сибири. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2017. Т. 2. С. 93–101.
7. Гамова Н.С. Пирогенные смены лесной растительности центральной части Хамар-Дабана (Южное Прибайкалье) // Проблемы ботаники Южной Сибири и Монголии. Барнаул, 2014. С. 55–59.
8. Геннадиев А.Н., Жидкин А.П., Олсон К.Р., Качинский В.Л. Эрозия почв в различных условиях зем-

- лепользования: оценка методом магнитного трасера // Почвоведение. 2010. № 9. С. 1126–1134.
9. *Геннадиев А.Н., Пиковский Ю.И., Жидкин А.П., Ковач Р.Г., Кошовский Т.С., Смирнова М.А., Цибарт А.С.* Факторы и модификации углеводородного состояния почв // Почвоведение. 2015. № 11. С. 1314–1329.
 10. *Дымов А.А., Дубровский Ю.А., Габов Д.Н.* Пирогенные изменения подзолов иллювиально-железистых (средняя тайга, республика Коми) // Почвоведение. 2014. № 2. С. 144–154.
 11. *Евдокименко М.Д.* Лесоэкологические последствия пожаров в светлохвойных лесах Забайкалья // Экология. 2011. № 3. С. 191–196.
 12. *Иванов В.А., Иванова Г.А.* Пожары от гроз в лесах Сибири. Новосибирск: Наука, 2010. 164 с.
 13. *Карпачевский М.Л.* Изменение свойств почв в связи с сукцессионной динамикой таежных экосистем после пожаров и рубок. Автореф. дис. ... канд. биол. н. 1996.
 14. *Картушин В.М.* Агроклиматические ресурсы юга Восточной Сибири (пояснительный текст к серии агроклиматических карт Иркутской, Читинской областей и Бурятской АССР). Иркутск, ВСКНИ, 1969. 100 с.
 15. *Краснощечков Ю.Н.* Высотно-поясные особенности эрозионных процессов в лесных экосистемах бассейна Байкала // География и природные ресурсы. 2007. № 4. С. 42–48.
 16. *Краснощечков Ю.Н.* Почвозащитная роль горных лесов бассейна озера Байкал. Новосибирск: Изд. СО РАН, 2004. 224 с.
 17. *Краснощечков Ю.Н.* Почвы горных лесов Прибайкалья их трансформация под влиянием пожаров // Почвоведение. 2018. № 4. С. 387–401.
 18. *Краснощечков Ю.Н., Валендик Э.Н., Безкоровайная И.Н., Верховец С.В., Кисляхов Е.К., Кузмиченко В.В.* Влияние контролируемого выжигания шелкопрядников на свойства дерново-подзолистых почв в Нижнем Приангарье // Лесоведение. 2005. № 2. С. 16–24.
 19. *Краснощечков Ю.Н., Евдокименко М.Д., Чередникова Ю.С., Болонева М.В.* Послепожарное функционирование лесных экосистем в Восточном Прибайкалье // Сибирский экологический журн. 2010. Т. 17. № 2. С. 221–230.
 20. *Макаров М.И., Малышева Т.И., Маслов М.Н., Кузнецова Е.Ю., Меньяло О.В.* Углерод и азот микробной биомассы в почвах южной тайги при определении разными методами // Почвоведение. 2016. № 6. С. 733–744.
 21. *Максимова Е.Ю., Цибарт А.С., Абакумов Е.В.* Полициклические ароматические углеводороды в почвах, пройденных верховым и низовым пожаром // Известия Самарского научного центра РАН. 2013. Т. 15. № 3. С. 63–68.
 22. Методы изучения лесных обществ / Под ред. В.Т. Ярмишко, И.Н. Лянгузовой. С.-Пб.: НИИ-Химии СПбГУ, 2002. 240 с.
 23. *Молозжников В.Н.* Растительность Прибайкалья. Saarbrücken, Germany. LAP Lambert Academic Publishing, 2014. 612 с.
 24. *Пиковский Ю.И., Смирнова М.А., Геннадиев А.Н., Завгородняя Ю.А., Жидкин А.П., Ковач Р.Г., Кошовский Т.С.* Параметры нативного углеводородного состояния почв различных биоклиматических зон // Почвоведение. 2019. № 11. С. 1307–1321.
 25. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
 26. Предбайкалье и Забайкалье. М.: Наука, 1965. 492 с.
 27. *Тарасов П.А., Иванов В.А., Иванов Г.А., Краснощечкова Е.Н.* Постпирогенные изменения гидротермических параметров почв среднетаежных сосняков // Почвоведение. 2011. № 7. С. 795–803.
 28. Типы лесов гор Южной Сибири / Под ред. В.Н. Смагина. Новосибирск: Наука, СО, 1980. 336 с.
 29. *Хаустов А.П., Редина М.М.* Геохимические маркеры на основе соотношений концентраций полициклических ароматических углеводородов в компонентах окружающей среды // Вода: химия и экология. 2014. № 12. С. 98–107.
 30. *Цибарт А.С., Геннадиев А.Н.* Влияние пожаров на свойства лесных почв Приамурья (Норский заповедник) // Почвоведение. 2008. № 7. С. 783–792.
 31. *Цибарт А.С., Геннадиев А.Н., Кошовский Т.С., Гамова Н.С.* Полициклические ароматические углеводороды в пирогенных почвах заболоченных территорий Мещеры // Почвоведение. 2016. № 3. С. 312–320.
 32. *Bento-Gonçalves A., Vieira A., Úbeda X., Martin, D.* Fire and soils: Key concepts and recent advances // Geoderma. 2012. V. 191. P. 3–13. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2012.01.004>
 33. *Alcañiz M., Outeiro L., Francos M., Úbeda X.* Effects of prescribed fires on soil properties: A review // Science of the Total Environment. 2018. V. 613. P. 944–957. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.09.144>
 34. *Brookes P.C., Landman A., Pruden G., Jenkinson D.S.* Chloroform fumigation and release of soil nitrogen: a rapid direct extraction method to measure microbial biomass nitrogen // Soil Biol. Biochem. 1985. V. 17. P. 837–842. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(85\)90144-0](https://doi.org/10.1016/0038-0717(85)90144-0)
 35. *Certini G.* Effects of fire on properties of forest soils: a review // Oecologia. 2005. V. 143. № 1. P. 1–10. <https://doi.org/10.1007/s00442-004-1788-8>
 36. *Certini G.* Fire as a soil-forming factor // Ambio. 2014. V. 43. № 2. P. 191–195. <https://doi.org/10.1007/s13280-013-0418-2>
 37. *Chuvieco E., Giglio L., Justice C.* Global characterization of fire activity: Toward defining fire regimes from Earth observation data // Global change biology. 2008. V. 14. № 7. P. 1488–1502. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01585.x>
 38. *Covington W.W., Sackett S.S.* Soil mineral nitrogen changes following prescribed burning in ponderosa pine // Forest Ecology and Management. 1992. V. 54. № 1–4. P. 175–191. [https://doi.org/10.1016/0378-1127\(92\)90011-W](https://doi.org/10.1016/0378-1127(92)90011-W)
 39. *DeBano L.F.* The role of fire and soil heating on water repellency in wildland environments: a review // J. Hydrology. 2000. V. 231. P. 195–206. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00194-3](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00194-3)
 40. Effects of Fire on Soil and Water // Wildland Fire in Ecosystems. Ogden, UT: US Department of Agriculture, Forest Service, Rocky Mountain Research Station. 2005. V. 42. 250 p. <https://doi.org/10.2737/RMRS-GTR-42-V4>
 41. *Gennadiev A.N., Chernyanskii S.S., Kovach R.G.* Magnetic spherules as soil microcomponents and tracers of

- mass-transfer process // *Eurasian Soil Science*. 2004. V. 37. № 5. P. 4866–4999.
42. *González-Pérez J.A., González-Vila F.J., Almendros G., Knicker H.* The effect of fire on soil organic matter—a review // *Environment international*. 2004. V. 30. № 6. P. 855–870. <https://doi.org/10.1016/j.envint.2004.02.003>
43. *González-Vila F.J., Lopez J.L., Martín F., Del Río J.C.* Determination in soils of PAH produced by combustion of biomass under different conditions // *Fresenius' J. analytical chemistry*. 1991. V. 339. № 10. P. 750–753. <https://doi.org/10.1007/BF00321738>
44. *Hume A., Chen H.Y., Taylor A.R., Kayahara G.J., Man R.* Soil C: N: P dynamics during secondary succession following fire in the boreal forest of central Canada // *Forest Ecology and Management*. 2016. V. 369. P. 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2016.03.033>
45. *Hussain I., Olson K.R., Jones R.L.* Erosion patterns on cultivated and uncultivated hillslopes determined by soil fly ash contents // *Soil Science*. 1998. V. 163. № 9. P. 726–738.
46. IUSS Working Group WRB World Reference Base for Soil Resources 2014. International Soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps World Soil Resources Reports. № 106. FAO. Rome, 2014. 181 p.
47. *Kandeler E.* Ammonium // *Methods in soil biology*. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1996. P. 406–408.
48. *Kim E.J., Oh J.E., Chang Y.S.* Effects of forest fire on the level and distribution of PCDD/Fs and PAHs in soil // *Science of the Total Environment*. 2003. V. 311. № 1–3. P. 177–189. [https://doi.org/10.1016/S0048-9697\(03\)00095-0](https://doi.org/10.1016/S0048-9697(03)00095-0)
49. *Knicker H.* How does fire affect the nature and stability of soil organic nitrogen and carbon? A review // *Biogeochemistry*. 2007. V. 85. № 1. P. 91–118. <https://doi.org/10.1007/s10533-007-9104-4>
50. *Pausas J.G., Keeley J.E.* A Burning Story: The Role of Fire in the History of Life // *BioScience*. 2009. V. 59. № 7. P. 593–601. <https://doi.org/10.1525/bio.2009.59.7.10>
51. *Prieto-Fernández A., Acea M.J., Carballas T.* Soil microbial and extractable C and N after wildfire // *Biology and Fertility of Soils*. 1998. V. 27. № 2. P. 132–142. <https://doi.org/10.1007/s003740050411>
52. *Solaiman Z.* Measurement of microbial biomass and activity in soil // *Advanced techniques in soil microbiology*. Springer, Berlin, Heidelberg, 2007. P. 201–211. https://doi.org/10.1007/978-3-540-70865-0_13
53. *Thomaz E.L., Antoneli V., Doerr S.H.* Effects of fire on the physicochemical properties of soil in a slash-and-burn agriculture // *Catena*. 2014. V. 122. P. 209–215. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.06.016>
54. *Vane C.H., Rawlins B.G., Kim A.W., Moss-Hayes V., Kendrick C.P., Leng M.J.* Sedimentary transport and fate of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAH) from managed burning of moorland vegetation on a blanket peat, South Yorkshire, UK // *Science of the Total Environment*. 2013. V. 449. P. 81–94. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.01.043>
55. *Vergnoux A., Malleret L., Asia L., Doumenq P., Theriault F.* Impact of forest fires on PAH level and distribution in soils // *Environmental research*. 2011. V. 111. № 2. P. 193–198. <https://doi.org/10.1016/J.ENVRES.2010.01.008>
56. *Wilcke W.* Synopsis polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in soil a review // *J. plant nutrition and soil science*. 2000. V. 163. № 3. P. 229–248. [https://doi.org/10.1002/1522-2624\(200006\)163:3](https://doi.org/10.1002/1522-2624(200006)163:3)
57. *Wu J., Joergensen R.G., Pommerening B., Chaussod R., Brookes P.C.* Measurement of soil microbial biomass C by fumigation-extraction—an automated procedure // *Soil biology & biochemistry*. 1990. V. 22. № 8. P. 1167–1169. [https://doi.org/10.1016/0038-0717\(90\)90046-3](https://doi.org/10.1016/0038-0717(90)90046-3)

Post-Fire State of Taiga Soils and Vegetation of the Khamar-Daban Range (the Baikal Region)

T. S. Koshovskii¹, *, A. N. Gennadiev¹, N. S. Gamova^{1,2}, E. A. Faronova¹, and T. E. Yazrikova¹

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

² *Baikalsky State Natural Biosphere Reserve, Tankhoi, 671220 Russia*

*e-mail: tkzv@ya.ru

Abstract—We have studied the forest burnt area of natural origin on the territory of the Baikalsky State Natural Biosphere Reserve, located within the basin of the Mishikha River in the belt of dark-coniferous fir (*Abies sibirica*) with Siberian cedar pine (*Pinus sibirica*) taiga forest on burozems iron-rich (Skeletal Cambisols (Humic, Protospodic)) and lithozems of metamorphosed iron-rich (Cambic Leptosols (Humic, Protospodic)), in a habitat typical of the middle highlands of the northern macroslope of the Khamar-Daban Range. Changes in the soil and vegetation cover on the burnt area were revealed in comparison with the background undisturbed forest landscape. A significant change and simplification of the structure of the post-fire plant community. A decrease in the capacity of litter-peat horizons, a decrease in the concentrations of labile carbon, ammonium and labile nitrogen, and an increase in the content of labile phosphorus are shown. The total content of polycyclic aromatic hydrocarbons decreased after the fire due to the burnout of organic matter sorbing polyarenes. The concentration of a group of high molecular weight PAHs significantly increases in soils as a result of fire exposure.

Keywords: forest fires, total and microbial carbon, nitrogen, phosphorus, polyarenes, post-pyrogenic soil erosion, pyrogenic successions of forest vegetation, Skeletal Cambisols (Humic, Protospodic), Cambic Leptosols (Humic, Protospodic)

УДК 631.4

ДИНАМИКА СВОЙСТВ ПОЧВ И ЭКОСИСТЕМНЫЕ ЗАПАСЫ УГЛЕРОДА ПРИ РАЗНЫХ ТИПАХ ЗЕМЛЕПОЛЬЗОВАНИЯ (СРЕДНЯЯ ТАЙГА КАРЕЛИИ)

© 2022 г. И. А. Дубровина^а, *, Е. В. Мошкина^б, А. В. Туонен^б,
Н. В. Геникова^б, А. Ю. Карпечко^б, М. В. Медведева^б

^аИнститут биологии КарНЦ РАН, ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, 185910 Россия

^бИнститут леса КарНЦ РАН, ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, 185910 Россия

*e-mail: vorgo@mail.ru

Поступила в редакцию 17.01.2022 г.

После доработки 01.03.2022 г.

Принята к публикации 30.03.2022 г.

Исследовано влияние типа землепользования на свойства альфегумусовых почв нормального увлажнения и экосистемные запасы углерода в среднетаежной подзоне Карелии. Проанализированы изменения в строении почвенных профилей, основные химические и микробиологические показатели верхних горизонтов, запасы $C_{\text{орг}}$ и $C_{\text{мик}}$ почвы в метровом слое и структура углеродных пулов участков. Исследовали 130-летний сосняк в качестве контроля, пашню, сенокос, а также молодой ольшанник 15 лет и средневозрастной сосняк 65 лет. В почвах пашни, сенокоса и молодого леса зафиксирован повышенный уровень рН и элементов питания при соотношении C/N около 16. Наибольшее содержание $C_{\text{орг}}$ отмечено в почве пашни (2.7%) и средневозрастного леса (3.9%) при $N_{\text{общ}}$ около 0.2%. В почвах пашни, сенокоса и спелого леса содержание $C_{\text{мик}}$ составляет 129–167 мг C/кг, на участках молодого и средневозрастного лесов содержание $C_{\text{мик}}$ находится в диапазоне 312–447 мг C/кг. Максимальные запасы $C_{\text{мик}}$ зафиксированы в почве (121 г C/м²) и подстилке (70 г C/м²) молодого леса. В почвах пашни и средневозрастного леса запасы $C_{\text{мик}}$ находятся в пределах 70–81 г C/м², на сенокосе и в спелом лесу 56 г C/м². Запасы $C_{\text{орг}}$ почвы в метровом слое максимальны на пашне и составляют 205 т C/га, и уменьшаются в ряду сенокос – молодой – средневозрастной – спелый лес с 89 до 39 т C/га. Общие экосистемные запасы углерода максимальны на пашне – 208 т C/га, что несколько превышает запасы в зрелых лесах – 180–193 т C/га. Запасы $C_{\text{орг}}$ молодого леса – 152 т C/га, на сенокосе запасы углерода минимальны – 96 т C/га.

Ключевые слова: изменение землепользования, почвенные функции, запасы углерода, органический углерод почвы, углерод микробной биомассы, альфегумусовые почвы

DOI: 10.31857/S0032180X22090052

ВВЕДЕНИЕ

Биогеоценозы суши определяют жизнь и благополучие человека и являются важными источниками разнообразных экосистемных услуг, включая продукты питания, материальные и энергетические ресурсы. Наземные экосистемы в глобальном масштабе представляют собой крупнейший пул углерода, включая порядка 508–609 Пг C растительного покрова и 1523–1929 Пг C верхнего метрового слоя почвы. Вследствие этого биогеоценозы являются вторым по величине источником выбросов углекислого газа после энергопотребления и любые сдвиги в эмиссии CO₂ оказывают воздействие на общий углеродный баланс атмосферы [37]. Изменения в землепользовании и земном покрове значительно меняют потоки углерода в биосфере и считаются одной из основ-

ных движущих сил, ответственных за деградацию экосистем [43]. Данные изменения напрямую влияют на емкость накопления углерода в растительной биомассе, а также на содержание органического углерода почвы. Естественные биогеоценозы обычно выступают как чистые поглотители углерода атмосферы. Смена видового состава и скорости фотосинтеза, а также изменение почвенной среды могут вести к выбросам CO₂ и экосистема становится источником углерода. Изменения в землепользовании в значительной степени коррелируют со сменой климата через биофизические и биогеохимические процессы и влияют на наземный цикл углерода [34]. Быстрые трансформации климата, не имеющие исторических прецедентов, являются триггером широкомасштабной модификации и истощения экосистем и предоставляемых ими услуг [41, 47].

В исторической перспективе одним из ведущих процессов изменения землепользования наряду со сведением лесов для нужд сельского хозяйства является периодическое забрасывание сельскохозяйственных угодий. Данный процесс происходит во всем мире, особенно интенсивно в умеренных и высоких широтах. По некоторым оценкам за последние три столетия в мире было выведено в залежь порядка 472 млн га земель, в том числе около 50 млн га в России [21, 33, 36]. В настоящее время более 280 млн га земель подвергается циклической заброшенности, например, в России наблюдается не только сокращение, но стабилизация и увеличение сельскохозяйственных угодий [22]. На залежных землях происходит восстановление экосистем путем естественной сукцессии. Данный процесс сопровождается накоплением углерода в биомассе растений и почве [25, 27, 28, 38]. Заброшенные земли могут восстанавливаться не только естественным путем, но и при активном участии человека. Политика, связанная с менеджментом землепользований, предполагает, что управление природными ресурсами и эффективное решение экологических проблем повышают уровень и качество жизни людей. Примерами контролируемого восстановления растительного покрова могут служить искусственное лесоразведение, возделывание технических культур для биоэнергетики, экстенсивное сельское хозяйство и агротуризм. Сочетание пассивного и активного управления позволяет достичь высоких показателей связывания углерода в почвах заброшенных угодий [32].

Поскольку системы землепользования имеют решающее значение для функционирования социальной сферы и экологического баланса территорий, управление земельными ресурсами имеет серьезные последствия для решения глобальных проблем изменения климата, обеспечения продовольственной безопасности и сохранения биоразнообразия [48]. Для разработки стратегий управления земельными ресурсами необходимы исследования по интегральной оценке различных типов землепользования, их влияния на свойства почв и запасы углерода на региональном уровне.

Ранее авторами были изучены свойства и функции подзолистых почв, а также структура экосистемных запасов углерода вследствие изменения типа землепользования в среднетаежной подзоне Карелии [10]. Следующим этапом работы стало аналогичное исследование различных типов землепользования на альфегумусовых почвах (Podzols). Подзолы занимают в мире порядка 485 млн га и особенно распространены в бореальной зоне России, Скандинавии и Канады [40]. Исследования влияния типа землепользования на свойства подзолов средней тайги единичны [19, 20] и представляют интерес, поскольку данные почвы широко используются в практике земледелия более 1000 лет

и подвергались многочисленным трансформациям в связи со сменой землепользования [21].

Целью работы являлось исследование влияния разных типов землепользования на свойства и функции альфегумусовых почв, а также структуру экосистемных запасов углерода.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследование проводили в пределах Онежско-Ладожского водораздела в окрестностях пос. Эссойла Пряжинского района Карелии. Климат региона умеренно-холодный, переходный от морского к континентальному. В южной части Карелии среднегодовая температура воздуха составляет 2°C при 650 мм осадков в год [2]. Естественная растительность относится к среднетаежной подзоне зеленомошных хвойных лесов. Почвообразование идет на четвертичных отложениях последнего оледенения. Для района исследования характерен аккумулятивный водно-ледниковый тип рельефа, который представлен холмисто-рядовыми формами [3]. Среди минеральных почв нормального увлажнения преобладают подзолы иллювиально-железистые (Albic Podzols), сформированные на водно-ледниковых песках, супесях и завалуненной морене.

В качестве объектов исследовали 5 характерных для данной климатической зоны типов землепользования сельскохозяйственного и лесохозяйственного назначения (табл. 1). Ключевые участки выбирали на возвышенных элементах рельефа с песчаными почвами нормального увлажнения. Пашня и сенокос находятся в длительном сельскохозяйственном использовании. Молодой и средневозрастной леса представляют собой участки естественного лесовозобновления на бывших сельскохозяйственных угодьях. Спелый лес произрастает на территории, не подвергавшейся земледельческому освоению.

Отбор проб и анализ почв. На участках закладывали почвенные разрезы, проводили морфологическое описание и определяли классификационную принадлежность почв [31, 51]. В генетических горизонтах определяли плотность сложения (ρ), образцы отбирали в трехкратной повторности и исследовали обменную кислотность, содержание и запасы органического углерода и углерода микробной биомассы. Для расчета запасов углерода в подстилке на лесных участках были собраны образцы подстилки в шестикратной повторности. Для анализа вариабельности общих агрохимических свойств и микробиологической активности в верхних минеральных горизонтах почв на каждом участке из прикопок отбирали образцы с приблизительно одинаковой глубины. В почвенных образцах определяли обменную кислотность (pH_{KCl}) потенциометрически; содержание органического

Таблица 1. Характеристика участков

Рельеф, координаты	Землепользование	Растительность	Почва
Верхняя часть склона 61°51'01.3" N, 33°08'01.8" E	Пашня частный надел, вспашка с отвалом пласта, внесение органических удобрений	Картофель	Агростратозем гумусовый артистратифицированный на погребенном подзоле Plaggic Anthrosol over Albic Podzol
Верхняя часть пологого склона 61°49'47.2" N, 33°08'36.6" E	Сенокос сенокошение регулярное, 1–2 раза в год	Луг злаково-разнотравный с преобладанием тимофеевки луговой (<i>Phleum pratense</i> L.) и ежи сборной (<i>Dactylis glomerata</i> L.)	Агрозем альфегумусовый иллювиально-железистый Umbric Podzol
Средняя часть пологого склона 61°49'45.4" N, 33°08'37.0" E	15-летний лес молодой древостой, I класс бонитета	Ольшанник злаково-разнотравный, в напочвенном покрове доминирует ежа сборная (<i>Dactylis glomerata</i> L.) и вейник лесной (<i>Calamagrostis arundinacea</i> (L.) Roth.)	Агрозем альфегумусовый иллювиально-железистый Umbric Podzol
Пологий участок в верхней части гряды 61°51'03.2" N, 33°08'00.0" E	65-летний лес средневозрастный древостой, I класс бонитета	Сосняк орляково-разнотравный, в напочвенном покрове преобладают черника обыкновенная (<i>Vaccinium myrtillus</i> L.) и орляк обыкновенный (<i>Pteridium aquilinum</i> (L.) Kuhn)	Дерново-подбур оподзоленный Entic Podzol
Верхняя часть пологого склона 60°49'32.9" N, 33°16'03.9" E	130-летний лес спелый древостой, IV класс бонитета	Сосняк брусничный, в напочвенном покрове преобладают брусника обыкновенная (<i>Vaccinium vitis-idaea</i> L.) и черника обыкновенная (<i>Vaccinium myrtillus</i> L.)	Подзол иллювиально-железистый Skeletic Albic Podzol

углерода ($C_{орг}$) методом высокотемпературного каталитического сжигания; содержание общего азота ($N_{общ}$) по Кьельдалю; соотношение C/N ; содержание подвижного фосфора (P_2O_5) и калия (K_2O) по Кирсанову; сумму обменных оснований (S) по Каппену-Гильковицу, а также гранулометрический состав почв (разделение на фракции по Качинскому) методом лазерной дифракции на анализаторе частиц LS 13320 "Beckman Coulter".

Содержание углерода микробной биомассы ($C_{мик}$) исследовали методом субстрат-индуцированного дыхания (СИД), которое оценивали по скорости начального максимального дыхания микроорганизмов после обогатения почвы глюкозой и инкубации в течение 1.5–2 ч при температуре 22°C. Для верхних горизонтов почв определяли параметры экофизиологического статуса микробного сообщества – соотношение $C_{мик}/C_{орг}$ и микробный метаболический коэффициент QR ,

представляющий собой отношение БД/СИД. Запасы углерода в почве рассчитывали для каждого генетического горизонта, затем суммировали.

Анализ растительности. На участках проводили геоботаническое описание растительности и определение возраста древостоя. Для расчета запасов напочвенной фитомассы использовали данные Федеральной службы государственной статистики и собственные измерения. Запас фитомассы древостоя рассчитывали на основании таксационных измерений по ОСТ 56-69-83 и показателей плотности древесины, затем данные распределяли по отдельным фракциям и запас углерода пересчитывали согласно общепринятым коэффициентам. Основные экосистемные запасы углерода определяли в пяти пулах: надземная фитомасса (древостой и напочвенный покров); подземная фитомасса; дебрис – сухостой и валеж; лесная подстилка; углерод почвы в слое 0–100 см.

Таблица 2. Гранулометрический состав почв (содержание фракций мелкозема, %)

Горизонт, глубина, см	Размер фракций, мм						
	1.0–0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001	<0.001	<0.01
Агростратозем гумусовый артистратифицированный на погребенном подзоле, пашня							
P1, 0–24	22.81	53.39	18.23	2.37	1.94	1.26	5.57
P2, 24–44	24.05	54.92	15.79	2.20	1.85	1.19	5.24
RY _{гг} , 44–75	21.28	47.61	23.07	3.77	2.81	1.46	8.04
E, 75–85	15.77	47.16	25.22	5.61	4.52	1.72	11.85
BF, 85–96	17.44	55.32	20.89	2.69	2.26	1.40	6.35
C, 96–100	11.07	52.76	23.65	5.67	5.08	1.77	12.52
Агрозем альфегумусовый иллювиально-железистый, сенокос							
P1, 3–20	62.11	26.20	8.94	1.17	0.92	0.66	2.75
P2, 20–38	63.53	23.26	9.54	1.65	1.30	0.72	3.67
BF, 38–49	89.44	9.41	0.45	0.20	0.30	0.20	0.70
C, 49–100	88.90	9.96	0.54	0.17	0.27	0.16	0.60
Агрозем альфегумусовый иллювиально-железистый, 15-летний лес							
P1, 3–20	11.96	55.30	24.58	3.72	2.86	1.58	8.16
P2, 20–30	10.35	55.13	25.55	4.03	3.16	1.78	8.97
BF, 30–49	12.57	47.59	29.14	4.96	3.84	1.90	10.70
BC, 49–65	10.14	43.10	32.57	6.48	5.55	2.16	14.19
C, 65–100	9.83	39.54	32.93	7.69	7.60	2.41	17.70
Дерново-подбур оподзоленный, 65-летний лес							
AУе, 7–17	30.98	56.10	10.20	0.99	0.94	0.79	2.72
BF, 17–29	28.27	50.01	16.71	2.04	1.76	1.21	5.01
BC, 29–55	47.21	45.76	4.75	0.70	0.84	0.74	2.28
C, 55–100	76.54	19.43	2.13	0.77	0.87	0.26	1.90
Подзол иллювиально-железистый, 130-летний лес							
E, 7–15	36.24	44.38	12.93	3.03	2.24	1.18	6.45
BF, 15–29	46.15	37.14	11.06	2.37	2.19	1.09	5.65
BC, 29–62	35.39	44.50	11.52	4.07	3.20	1.32	8.59
C, 62–100	37.90	38.71	14.33	3.82	3.98	1.26	9.06

Статистическая обработка. Для анализа различий средних значений в исследованных показателях применяли однофакторный дисперсионный анализ (ANOVA) с апостериорным анализом по критерию Тьюки при уровне значимости $p \leq 0.05$. В таблицах и диаграммах приведены средние значения \pm ошибка среднего, значимые различия обозначены разными буквами. Подробное описание методов, используемых приборов и алгоритмов расчета показателей изложено ранее [10].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Морфология профиля. Исследованные почвы сформированы на отложениях легкого гранулометрического состава и представлены крупно- и мелкозернистыми песками (табл. 2). На участке 15-летнего леса почвообразующей породой явля-

ются водно-ледниковые супеси, на всех остальных участках — песчаная завалуненная морена. Почва пашни отнесена к отделу стратоземов в стволе синлитогенных почв (рис. 1). Верхняя часть профиля представлена мощным агрогумусовым горизонтом 44 см с мелкокомковатой структурой, подразделяющимся на два подгоризонта по плотности. Далее идет стратифицированный серогумусовый горизонт RY_{гг} с включением мелких угольков по всей толще. Горизонт имеет комковато-глыбистую структуру и карманную границу. На глубине 75 см вскрывается подзол с нарушенным подзолистым горизонтом E мощностью от 2 до 10 см. Интенсивно окрашенный горизонт BF мощностью около 10 см переходит в породу на глубине 96 см. Почва диагностирована как агростратозем гумусовый артистратифицированный на погребенном подзоле (Plaggic Anthrosol over

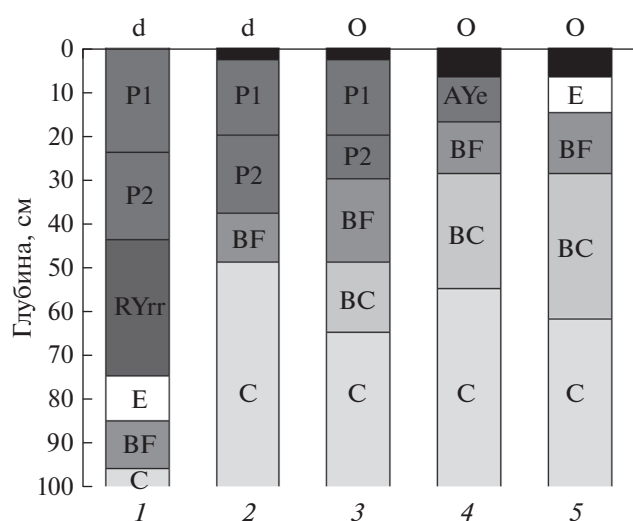


Рис. 1. Схематическое строение почвенных профилей. Здесь и далее: 1 – пашня; 2 – сенокос; 3 – лес, 15 лет; 4 – лес, 65 лет; 5 – лес, 130 лет.

Albic Podzol). Для почв под сенокосом и 15-летним лесом характерно сходное строение. В них были выделены агрогумусовые горизонты с ровными границами и альфегумусовые, подзолистые горизонты отсутствуют. В почве сенокоса диагностирован мощный агрогумусовый горизонт 38 см, в верхней части которого сформирована дернина. Ниже расположен альфегумусовый горизонт BF небольшой мощности, резко переходящий в породу. Под 15-летним лесом в верхней части агрогумусового горизонта сформирована рыхлая листовая подстилка мощностью в среднем 3 см. Горизонт BF более мощный, чем под сенокосом и

плавно переходит в породу. Почвы диагностированы как агроземы альфегумусовые иллювиально-железистые (Umbric Podzol). Под 65-летним лесом на почве сформирована хорошо развитая подстилка мощностью в среднем 7 см. В почве выделен рыхлый серогумусовый горизонт мощностью 10 см, в нижней части которого присутствуют минеральные отбеленные зерна. Ниже расположен альфегумусовый горизонт, плавно переходящий в породу. Почва диагностирована как дерново-подбур оподзоленный (Entic Podzol). Под спелым 130-летним лесом представлена зональная почва – подзол иллювиально-железистый (Skeletal Albic Podzol). Для территории характерна сильная завалуненность, до 50% площади разреза занимают крупные валуны. Подзолистый горизонт неоднородный, мощностью до 8 см, в верхней части прокрашен гумусом. Выше сформирована лесная подстилка мощностью в среднем 7 см, в нижней части хорошо разложившаяся. Альфегумусовый горизонт яркоокрашенный, плотный, с постепенным переходом в породу.

Агрофизические и агрохимические показатели почв. Плотность сложения почв значительно различается в верхних горизонтах (рис. 2, табл. 3). На глубине 5–20 см максимальная плотность отмечена на сенокосе – 1.39 г/см³, минимальная в 65-летнем лесу (0.99 г/см³) а на остальных участках показатели плотности имеют близкие значения около 1.1–1.2 г/см³. Глубже 30 см показатели плотности выравниваются и составляют порядка 1.4–1.5 г/см³ во всех почвах.

Значения обменной кислотности сильно колеблются в зависимости от глубины и типа почвы.

Таблица 3. Показатели почвенного плодородия и микробиологической активности в верхних минеральных горизонтах почв ($n = 6$)

Показатель	Пашня	Сенокос	Лес		
			15 лет	65 лет	130 лет
Горизонт	P1	P1	P1	AY	E
Глубина, см	5–15	5–15	5–15	7–17	7–12
ρ , г/см ³	1.13 ± 0.01 <i>abd</i>	1.39 ± 0.03 <i>c</i>	1.13 ± 0.03 <i>abd</i>	0.99 ± 0.05 <i>b</i>	1.17 ± 0.06 <i>d</i>
pH _{KCl}	4.71 ± 0.15 <i>a</i>	4.88 ± 0.21 <i>a</i>	4.90 ± 0.11 <i>a</i>	3.89 ± 0.06 <i>b</i>	3.43 ± 0.03 <i>b</i>
P ₂ O ₅ , мг/кг	541.3 ± 19.3 <i>a</i>	405.0 ± 15.9 <i>b</i>	1478.8 ± 33.9 <i>c</i>	144.5 ± 8.4 <i>d</i>	14.5 ± 3.2 <i>e</i>
K ₂ O, мг/кг	32.9 ± 1.8 <i>a</i>	60.0 ± 2.7 <i>b</i>	216.3 ± 6.2 <i>c</i>	17.3 ± 1.2 <i>d</i>	10.8 ± 0.9 <i>e</i>
S, смоль(экв)/кг	6.13 ± 0.39 <i>a</i>	4.41 ± 0.21 <i>b</i>	4.25 ± 0.14 <i>b</i>	0.29 ± 0.03 <i>c</i>	0.14 ± 0.01 <i>d</i>
C _{орг} , %	2.65 ± 0.14 <i>a</i>	1.85 ± 0.16 <i>b</i>	1.78 ± 0.17 <i>b</i>	3.88 ± 0.38 <i>c</i>	0.79 ± 0.06 <i>d</i>
N _{общ} , %	0.20 ± 0.01 <i>ac</i>	0.14 ± 0.01 <i>bd</i>	0.13 ± 0.01 <i>b</i>	0.17 ± 0.01 <i>cd</i>	0.03 ± 0.01 <i>e</i>
C/N	15.7 ± 0.10 <i>a</i>	15.6 ± 0.34 <i>a</i>	16.6 ± 0.14 <i>a</i>	27.2 ± 1.41 <i>b</i>	28.3 ± 0.99 <i>b</i>
C _{мик} , мг C/кг	129.4 ± 9.2 <i>a</i>	166.7 ± 5.3 <i>a</i>	312.0 ± 106.5 <i>b</i>	447.1 ± 55.3 <i>b</i>	144.3 ± 15.6 <i>a</i>
C _{мик} /C _{орг} , %	0.52 ± 0.06 <i>ac</i>	0.82 ± 0.04 <i>ac</i>	1.70 ± 0.18 <i>bc</i>	1.14 ± 0.09 <i>c</i>	2.17 ± 0.31 <i>bd</i>
QR	0.49 ± 0.09 <i>a</i>	0.42 ± 0.03 <i>a</i>	0.16 ± 0.03 <i>b</i>	0.13 ± 0.02 <i>b</i>	0.20 ± 0.02 <i>b</i>

Примечание. Приведены средние значения ± ошибка среднего, значимые различия при $p \leq 0.05$ обозначены разными буквами.

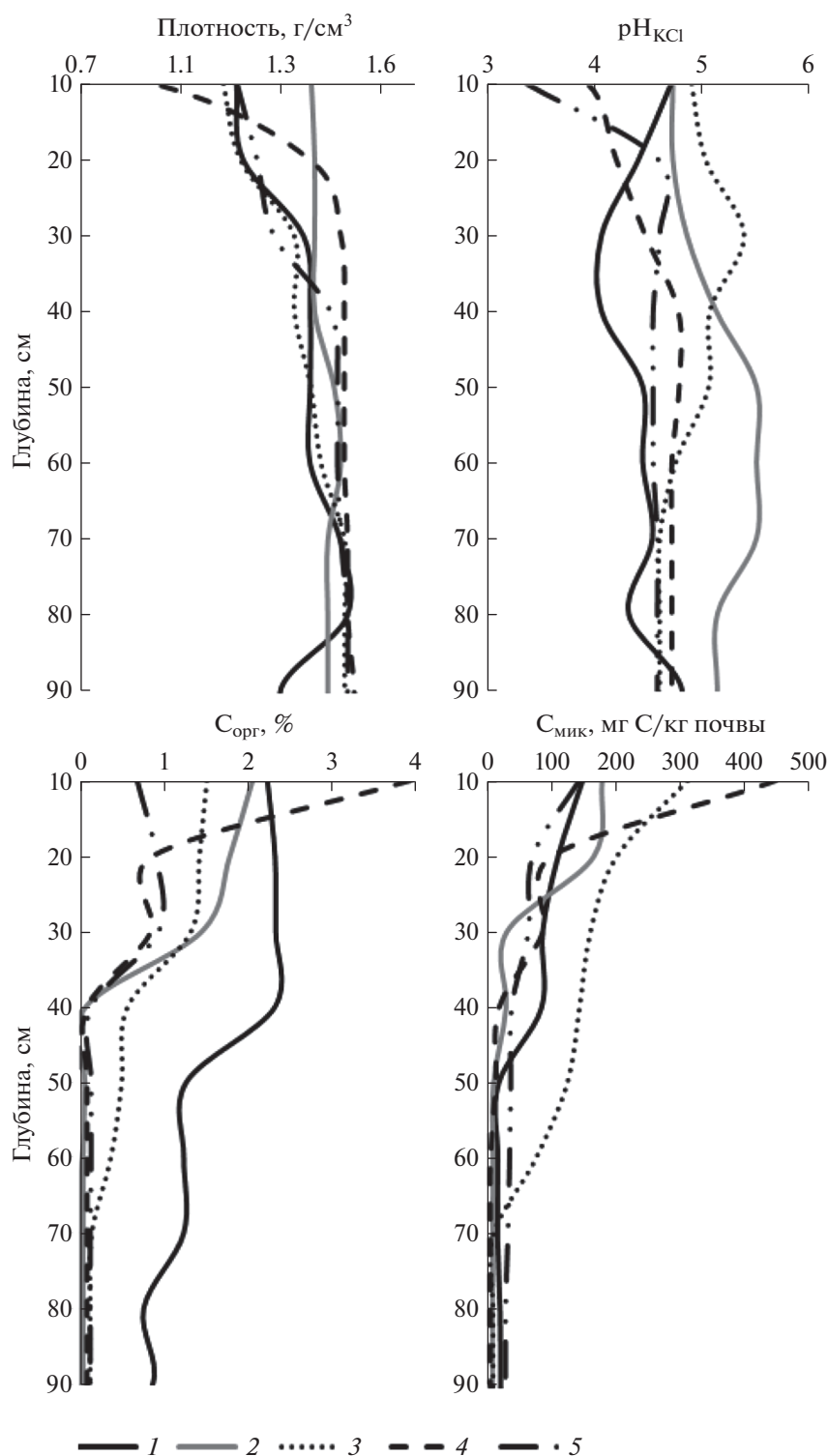


Рис. 2. Изменение почвенных свойств по профилю (среднее, $n = 3$): 1 – пашня; 2 – сенокос; 3 – лес, 15 лет; 4 – лес, 65 лет; 5 – лес, 130 лет.

В верхних горизонтах пашни, сенокоса и молодого леса рН составляет 4.7–4.9. В 65- и 130-летних лесах значения рН верхних горизонтов больше, около 3.4–3.9. Глубже 50 см во всех почвах, кроме сенокоса величина рН близка к значению 4.5. В

почве сенокоса рН почвы растет с глубиной и составляет 4.6–5.3.

Максимальное содержание органического углерода в верхнем горизонте отмечено в почве 65-лет-

него леса (3.9%) и пашни (2.7%). В почвах сенокоса и 15-летнего леса содержание углерода составляет около 1.8–1.9%. В горизонте Е старовозрастного леса содержание $C_{\text{орг}}$ минимально – 0.8%. Для почв сенокоса, 65- и 130-летних лесов характерен регрессивно-аккумулятивный тип распределения углерода в профиле. В 15-летнем лесу имеет место постепенное уменьшение содержания $C_{\text{орг}}$ и равномерно-аккумулятивный тип. На пашне кривая распределения углерода более выпуклая, что характеризует прогрессивно-аккумулятивный тип накопления $C_{\text{орг}}$ (рис. 2). Содержание общего азота минимально в почве спелого леса (0.03%) и максимально на участках пашни и средневозрастного лесов (0.20–0.17%). Для почв сенокоса и молодого леса характерны средние значения показателя – 0.13–0.14%. На участках пашни, сенокоса и 15-летнего леса зафиксированы близкие значения соотношения C/N в верхних горизонтах почв – 16–17. В 65- и 130-летних лесах соотношение C/N шире и составляет 27–28.

В почве 15-летнего леса зафиксировано очень высокое содержание доступного фосфора (1478.8 мг/кг). Средние значения показателя отмечены в почвах пашни (541.3 мг/кг) и сенокоса (405 мг/кг). Значительно ниже содержание фосфора на участке 65-летнего леса (144.5 мг/кг), а в спелом лесу его количество минимально (14.5 мг/кг). Содержание доступного калия почвы убывает в ряду 15-летний лес (216.3 мг/кг), сенокос (60 мг/кг), пашня (32.9 мг/кг), 65-летний лес (17.3 мг/кг) и 130-летний лес (10.8 мг/кг). Показатели суммы обменных оснований максимальны на пашне (6.13 смоль(экв)/кг), несколько уменьшаются на участках сенокоса (4.41 смоль(экв)/кг) и молодого леса (4.25 смоль(экв)/кг), и минимальны в 65-летнем (0.29 смоль(экв)/кг) и 130-летнем (0.14 смоль(экв)/кг) лесах.

Микробиологические показатели почв. Углерод микробной биомассы имеет тип распределения аналогичный изменению содержания общего углерода во всех изученных почвах кроме пашни. Для пашни характерно невысокое содержание $C_{\text{мик}}$ и его резкое уменьшение с глубиной. В почве под молодым лесом, напротив, наблюдается повышенное содержание $C_{\text{мик}}$ до глубины 70 см. В верхних горизонтах почв содержание $C_{\text{мик}}$ максимально под 65-летним (447.1 мг С/кг) и 15-летним (312 мг С/кг) лесами. Под пашней, сенокосом и спелым лесом показатели $C_{\text{мик}}$ близки и составляют от 129.4 до 166.7 мг С/кг. Доля $C_{\text{мик}}$ в общем $C_{\text{орг}}$ минимальна в почве пашни (0.52%) и сенокоса (0.82%), возрастает в почвах 15-летнего (1.7%) и 65-летнего (1.14%) лесов, и максимальна на участке 130-летнего леса (2.17%). Микробный метаболический коэффициент QR максимален на участках пашни (0.49) и сенокоса (0.42). На лес-

ных участках значения показателя значительно снижаются и составляют от 0.13 до 0.2 (табл. 3).

Анализ структуры запасов углерода землепользований. Запасы органического углерода почвы на пашне превосходят другие землепользования на порядок и составляют 205.6 т С/га (рис. 3а). Запасы $C_{\text{орг}}$ почвы в слое 0–100 см уменьшаются в ряду сенокос – молодой – средневозрастной – спелый лес с 89.2 до 38.9 т С/га. Вклад верхних 50 см в запасы углерода почвы максимален на участке сенокоса (97%) и 65-летнего леса (91%). В молодом и зрелом лесах в слое почвы 0–50 см сосредоточено несколько меньше углерода, 83 и 76% соответственно, а на пашне – 67%. Запасы $C_{\text{орг}}$ в подстилке возрастают в ряду 15-летний (9.8 т С/га), 130-летний (22.8 т С/га) и 65-летний (25.4 т С/га) лес. Вклад слоя 50–100 см в запасы углерода почвы зависит от содержания $C_{\text{орг}}$ в породе (рис. 2). На участках сенокоса и 65-летнего леса вклад слоя 50–100 см минимален (3–9%), так же как содержание $C_{\text{орг}}$ в нижней части профиля – 0.04–0.08%. На участках 15- и 130-летних лесов вклад нижних 50 см почвы в запасы $C_{\text{орг}}$ составляет 17–24%, а содержание углерода в породе – 0.12%. На пашне вклад слоя 50–100 см максимален (33%) при среднем содержании $C_{\text{орг}}$ 0.8%. Запасы $C_{\text{орг}}$ в подстилке в процентном соотношении к запасам $C_{\text{орг}}$ почвы составляют в молодом лесу 13%, в средневозрастном – 43%, а в спелом – 59%. На лесных участках суммарный запас углерода почвы и подстилки максимален в молодом лесу (85.4 т С/га) и несколько снижается в средневозрастном (64.3 т С/га) и спелом (61.7 т С/га) лесах.

Запасы углерода микробной биомассы в слое почвы 0–100 см максимальны на участке 15-летнего леса и составляют 121.4 г С/м² (рис. 3б). Значительно меньше запасы $C_{\text{мик}}$ в почве пашни (80.7 г С/м²) и 65-летнего леса (70.4 г С/м²). На участках сенокоса и 130-летнего леса отмечены минимальные значения запасов $C_{\text{мик}}$, около 56 г С/м². От 84 до 95% запасов углерода микробной биомассы сосредоточена в слое почвы 0–50 см. Лишь на участке спелого леса вклад верхних 50 см почвы в запасы $C_{\text{мик}}$ меньше и составляет 60%. Запасы $C_{\text{мик}}$ в лесных подстилках максимальны в молодом лесу (69.5 г С/м²) и более чем в 2 раза ниже в средневозрастном (29.5 г С/м²) и спелом (25.9 г С/м²) лесах. Следовательно, суммарные запасы углерода микробной биомассы почвы и подстилки максимальны на участке молодого леса (190.9 г С/м²), и значительно меньше в средневозрастном (99.9 г С/м²) и спелом (81.5 г С/м²) лесах. На всех лесных участках запасы $C_{\text{мик}}$ в подстилке в процентном соотношении к запасам $C_{\text{мик}}$ почвы велики и составляют 57% в 15-летнем, 42% в 65-летнем и 47% в 130-летнем лесах.

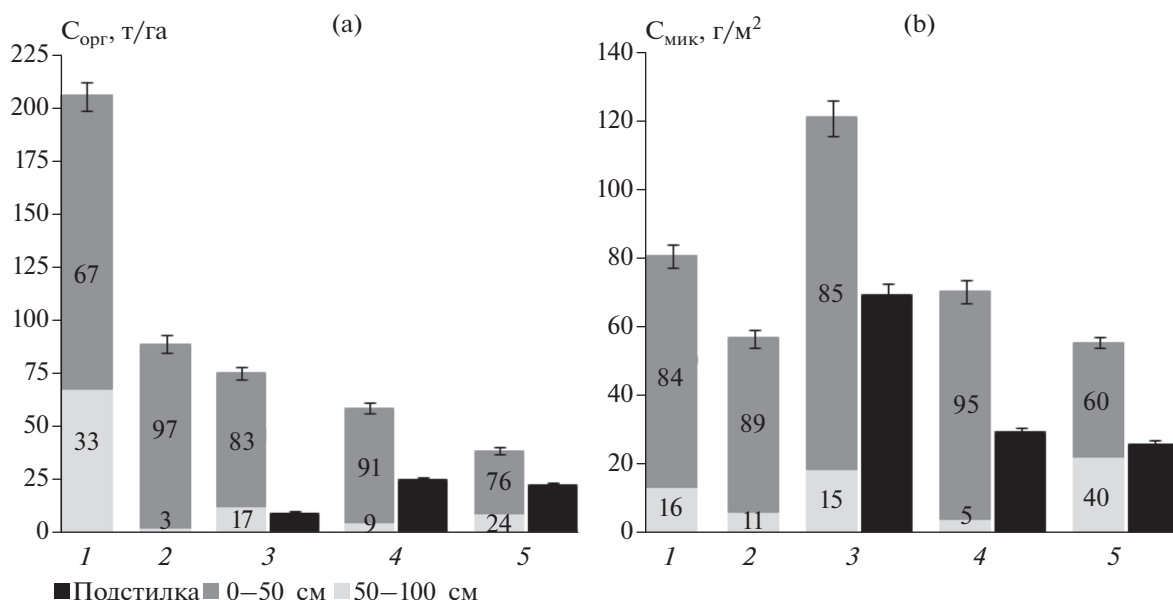


Рис. 3. Вклад разных слоев (%) и общие запасы органического углерода (а) и углерода микробной биомассы (б) в почве ($n = 3$) и подстилке ($n = 6$).

Запасы углерода в фитомассе напочвенной растительности максимальны на участке сенокоса и составляют 6.4 т С/га (рис. 4а). Для остальных землепользований данный показатель невелик и составляет 2.5 т С/га на пашне, 1.9 т С/га в 130-летнем лесу, 0.9 т С/га в 15-летнем лесу и 0.6 т С/га в 65-летнем лесу. Вклад подземной фитомассы в запасы углерода напочвенной растительности составляет 91% в молодом лесу, 64% на сенокосе и 56% на пашне. В зрелых лесах в напочвенной растительности превалирует надземная фитомасса, она составляет 67% в средневозрастном и 58% в спелом лесу. На лесных участках отмечена линейная зависимость запасов углерода древесной растительности от возраста древостоя (рис. 4б). Запасы углерода в древесной фитомассе возрастают в ряду 15-летней (62.8 т С/га) – 65-летней (88.3 т С/га) – 130-летней (120.2 т С/га) лес. У древесной растительности доля надземной фитомассы превалирует и составляет 85–88%. Запасы углерода в дробе возрастают пропорционально древесной фитомассе и составляют 3.3 т С/га в молодом, 6.8 т С/га в средневозрастном и 9.4 т С/га в спелом лесах. Доля углерода мертвых органических остатков от углерода фитомассы древостоя составляет 5–8%.

Общие экосистемные запасы углерода (табл. 4) максимальны на пашне (208.1 т С/га), что несколько превышает запасы в зрелых лесах – 180–193 т С/га. Наименьшие запасы углерода зафиксированы на сенокосе (95.6 т С/га), в молодом лесу – 152.4 т С/га. В исследованном ряду землепользований доля углерода почвы последовательно уменьшается от пашни к спелому лесу. На

пашне запасы углерода почвы составляют 98, на сенокосе – 93, в молодом лесу – 50, в средневозрастном лесу – 33, и в спелом лесу – 20%. В зрелых лесных экосистемах превалирующим пулом углерода является растительная фитомасса – от 49 до 63%. В молодом лесу запасы углерода фитомассы меньше и составляют 42%. Доля подземной фитомассы для всех землепользований в целом невелика и растет в ряду пашня – спелый лес с 1 до 8%. Доля мертвого органического вещества

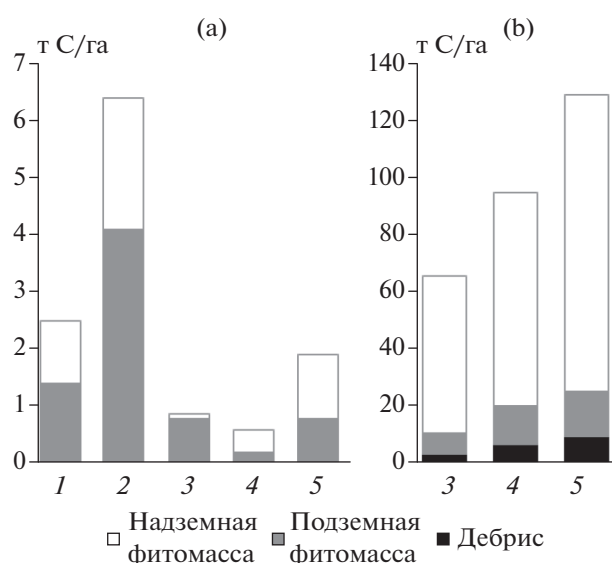


Рис. 4. Структура запасов углерода фитомассы напочвенной (а) и древесной (б) растительности.

Таблица 4. Общие экосистемные запасы углерода (т С/га) и доля каждого пула (%)

Пул	Пашня	Сенокос	Лес		
			15 лет	65 лет	130 лет
Надземная фитомасса	1.1/1	2.3/3	55.4/36	75.1/42	105.5/55
Подземная фитомасса	1.4/1	4.1/4	8.3/6	13.8/7	16.6/8
Дебрис	0	0	3.3/2	6.8/4	9.4/5
Подстилка	0	0	9.8/6	25.4/14	22.8/12
Почва, 0–100 см	205.6/98	89.2/93	75.6/50	58.9/33	38.9/20
Сумма	208.1/100	95.6/100	152.4/100	180.0/100	193.2/100

дебриса и подстилки увеличивается с 8% в 15-летнем лесу до 17–18% в зрелых лесах.

ОБСУЖДЕНИЕ

Формирование подзолов Карелии происходит на легких породах в условиях пересеченного рельефа. Процесс подзолообразования здесь не столь интенсивен, как в условиях южной тайги, и для почв характерен укороченный профиль. На контрольном участке под 130-летним сосняком диагностирован маломощный подзол иллювиально-железистый – типичная автоморфная почва района исследований. При сельскохозяйственном освоении и вспашке маломощных альфегумусовых почв формируются агрозоемы альфегумусовые иллювиально-железистые, имеющие агрогумусовый горизонт Р и частично припаханный ВF. Данные почвы диагностированы на участках сенокоса и молодого леса. Обычно пахотные почвы, сформированные из отдела альфегумусовых, также представлены агрозомами альфегумусовыми с мощным горизонтом Р. Однако на участке пашни была обнаружена уникальная почва – агростратозем, залегающий на погребенном подзоле. Генезис профиля такого типа обычно связан с регулярным внесением органических удобрений, плодородных субстратов, известкования и приурочен к питомникам, сортоучасткам и частным наделам [7, 24]. Начальной стадией формирования данной почвы, по-видимому, была культура подсечно-огневого земледелия, о чем свидетельствует слой RY_г на глубине 44–75 см с включением угольков по всей толще. Считается, что при ручном освоении земель предпочтение отдавали легким песчаным и супесчаным подзолам, поскольку их было проще обрабатывать. Легкие почвы характеризуются благоприятным водно-воздушным режимом благодаря хорошему дренажу, а недостаток элементов питания компенсируется высоким уровнем удобрений [21]. Исследованный участок находится около дер. Корза, основанной в XVII в. [14], которая является одним из старейших поселений Юго-Западной Карелии. Можно предположить,

что данная почва находится в сельскохозяйственном обороте несколько сотен лет.

Несмотря на зональный тип растительности, под 65-летним лесом диагностирован дерново-подбур оподзоленный, хотя данные почвы обычно приурочены к южной тайге и лесостепи [29]. При нарастании альфегумусовой агропочвы лесной растительностью на месте бывшего пахотного горизонта формируется горизонт АУе с признаками оподзоливания в нижней его части, но без образования полноценного подзолистого горизонта. Считается, что восстановление естественного почвенного профиля на зарастающих залежах происходит быстрее на почвах легкого гранулометрического состава [27]. В исследованном средневозрастном лесу признаки агрогенного воздействия сохраняются достаточно долго, а процесс подзолообразования замедлен, благодаря преобладанию листовенного опада, способствующего образованию более стабильных органических соединений и их аккумуляции [18, 46, 49].

В исследованных почвах изменение свойств по профилю в значительной степени определяется их гранулометрическим составом и степенью агрогенной трансформации. Так, наибольшая плотность характерна для почв сенокоса и 65-летнего леса – крупнозернистых рыхлых песков (табл. 2). В почве сенокоса плотность не меняется с глубиной, на других участках в верхних органогенных горизонтах плотность почв заметно меньше, что сопряжено с повышенным содержанием углерода. Типичным признаком альфегумусовых почв является высокая кислотность [20], значения рН в исследованных профилях колеблются от сильно- до слабокислых.

Вследствие агрогенной трансформации в почвах формируются гумусовые горизонты, мощность которых изменяется с 44–35 см на сельскохозяйственных землях до 27–10 см в постантропогенных лесных экосистемах. С гумусовыми горизонтами сопряжено содержание и тип распределения органического углерода почв [9]. На пашне отмечено максимальное накопление С_{орг} в профиле вследствие особенностей генезиса и времени использования данной почвы в

сельском хозяйстве. Равномерно-аккумулятивный тип накопления углерода в молодом лесу, по сравнению с другими землепользованиями можно объяснить особенностями почвообразующей породы – водно-ледниковой супеси, имеющей более высокое содержание биогенных элементов, чем песчаная морена. На участках сенокоса, средневозрастного и спелого лесов содержание $C_{орг}$ глубже 40 см значительно уменьшается. Распределение углерода микробной биомассы в верхней части профиля исследованных землепользований в целом идентично распределению $C_{орг}$, кроме почвы пашни, где содержание $C_{мик}$ незначительно.

Подзолы – одни из самых бедных в агрохимическом отношении почв [15]. В горизонте Е 130-летнего леса отмечены очень низкие показатели рН, суммы обменных оснований, содержания подвижных фосфора, калия, а также общего азота и углерода (табл. 3). В агрогумусовых горизонтах участков пашни, сенокоса и молодого леса основные агрохимические показатели соответствуют средней и сильной степени окультуренности. В горизонте АУ 65-летнего леса значительно возрастает кислотность и содержание $C_{орг}$, а количество доступного фосфора, калия и сумма обменных оснований падает по сравнению с агрогумусовыми горизонтами. Уровень рН и сумма обменных оснований значительно снижаются на участках с зональной растительностью, отражая увеличение поступления труднорастворимого опада; подобные закономерности отмечены другими исследователями [8, 13, 25, 35]. Для почвы пашни характерны высокие показатели содержания общего углерода и азота, а также суммы обменных оснований на фоне незначительного содержания доступного калия. Легкие почвы отличаются низким содержанием калия [23], который на пашне дополнительно выносятся с урожаем. В целом содержание K_2O растет на участках сенокоса и молодого леса, с увеличением поступления в почву растительных остатков, а затем вновь уменьшается под зональной растительностью, отражая особенности выноса элементов питания древесной растительностью, как показано в работе [27]. На всех участках, за исключением спелого леса, отмечено повышенное содержание P_2O_5 . Для фосфат-иона характерна значительная пространственная вариабельность вследствие малой растворимости [19] и накопление в сельскохозяйственных почвах при использовании удобрений [26]. В почве 15-летнего леса отмечено самое высокое содержание P_2O_5 и K_2O , что можно объяснить не только качеством опада, но и отличием минералогического состава почвообразующей породы от других участков. Для горизонтов Р характерно близкое соотношение $C/N = 16$, тогда как под зональной растительностью C/N составляет 27–28, отражая уменьшение скорости минерализации органического веще-

ства в зрелых лесах. В целом в почвах под зональной растительностью отмечается ухудшение агрохимических свойств, функций продуктивности и депо элементов питания по сравнению с почвами сельскохозяйственных угодий и молодого леса [38].

Содержание углерода микробной биомассы в почвах исследованных участков сравнимо со значениями $C_{мик}$ в сходных климатических условиях на подзолах [4]. Для сосновых лесов на песчаных почвах характерно достаточно низкое содержание $C_{мик}$ [6]. Несмотря на высокое содержание $C_{орг}$ в верхнем горизонте почвы пашни и минимальное в спелом лесу, показатели $C_{мик}$ для данных участков и сенокоса близки и достоверно не различаются. Максимальные показатели $C_{мик}$ в верхних горизонтах зафиксированы в молодом и средневозрастном лесах. Данный тренд отражает изменения в составе растительного сообщества и увеличение количества поступающего на почву легкогидролизуемого опада [16]. Микробный метаболический коэффициент QR имеет довольно низкие значения на всех исследованных участках, что диагностирует экологическое благополучие микробиоценозов [1]. Соотношение $C_{мик}/C_{орг}$ возрастает в ряду пашня – спелый лес, и особенно высоко в 130-летнем лесу, где отмечено повышенное содержание $C_{мик}$ почвы на фоне очень низкого содержания $C_{орг}$. В целом для почв лесных участков зафиксированы высокие значения $C_{мик}$ и увеличение доли $C_{мик}$ в почвенном углероде наряду с минимальным значением QR . Это свидетельствует о большей микробиологической активности и устойчивом функционировании микробиоценозов естественных экосистем по сравнению с нарушенными, что согласуется с рядом исследований [6, 11, 12]. Следовательно, в лесных почвах альфегумусового ряда отмечена повышенная трансформационная функция, по сравнению с сельскохозяйственными угодьями, как и в аналогичном исследовании на подзолистых почвах [10].

Существенный вклад в запасы $C_{орг}$ почвы вносит слой 0–50 см, где прослеживается влияние растительных остатков на запасы углерода почвы [42]. На запасы $C_{орг}$ в слое 50–100 см влияет как тип накопления углерода в землепользовании (с максимумом на пашне), так и фоновое содержание в почвообразующей породе (с минимумом на крупнозернистых песках участков сенокоса и 65-летнего леса) [44]. Запасы органического углерода почвы пашни в слое 0–100 см превосходят запасы $C_{орг}$ почвы спелого леса в 5 раз (рис. 3а). Столь значительные запасы определяются особенностями генезиса пахотной почвы, длительным периодом культивирования и внесением органических материалов, что отмечено рядом исследователей [5, 28, 39]. Общие запасы углерода почвы последовательно уменьшаются в ряду сенокос – спелый

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

лес, и достигают минимума в 130-летнем лесу. Запасы $C_{\text{орг}}$ в слое почвы 0–100 см зрелых лесов составляют 39–59 т С/га, что сопоставимо с запасами углерода песчаных почв в подзоне южной тайги [17]. Однако суммарный запас углерода в подстилке и почве лесных землепользований (62–85 т С/га) не превосходит запасы $C_{\text{орг}}$ в почве сенокоса (89 т С/га). Данные показатели свидетельствуют о том, что альфегумусовые почвы сельскохозяйственных угодий с развитой культурой земледелия имеют высокие недооцененные запасы органического углерода [39, 45].

Почва пашни характеризуется высокими запасами $C_{\text{мик}}$, соответствующими запасам $C_{\text{орг}}$. Максимальные запасы углерода микробной биомассы зафиксированы в почве и подстилке на участке молодого леса (рис. 3б). В целом, в лесных экосистемах наибольший вклад в запасы $C_{\text{мик}}$ вносит лесная подстилка, особенно с преобладанием листовенного опада [1, 25, 28]. Для всех участков, за исключением спелого леса вклад верхних 50 см в запасы $C_{\text{мик}}$ почвы высок и составляет 84–95%. В почве 130-летнего леса слой 50–100 см обеспечивает до 40% запасов $C_{\text{мик}}$, что характеризует особенности микробиома лесной почвы, с преобладанием грибов над бактериями [50].

Доля почвенного $C_{\text{орг}}$ в общих экосистемных запасах углерода традиционно высока на сельскохозяйственных землепользованиях (98–93%), она уменьшается до 50% в молодом лесу и минимальна под зональной растительностью, составляя 33–20% (табл. 4), данный тренд характерен для таежной зоны [25, 30]. Общие экосистемные запасы углерода, напротив, имеют необычную структуру, поскольку запасы $C_{\text{орг}}$ на пашне сопоставимы с запасами в зрелых лесах и даже превышают их за счет высоких запасов углерода почвы. Таким образом, запасы $C_{\text{орг}}$ почв на участках, находящихся в длительном сельскохозяйственном использовании, могут значительно превышать фоновые значения, характерные для естественных почв [45]. Общие запасы $C_{\text{орг}}$ в молодом лесу имеют средние значения и минимальны на сенокосе. В лесных экосистемах отмечена линейная зависимость накопленной фитомассы от возраста древостоя, как и в исследовании на подзолистых почвах [10], хотя молодой и средневозрастной леса имеют более высокую продуктивность и класс бонитета, чем спелый лес (табл. 1, рис. 4б). Основной пул углерода зрелых лесов составляет растительная фитомасса (49–63%). Значительный вклад на лесных участках вносят связанные с растительностью пулы мертвого органического вещества дробиса и подстилки [42], возрастающая с 8% в молодом до 17–18% в средне- и старовозрастных лесах. В целом максимальная функция секвестрации углерода отмечена на пашне за счет $C_{\text{орг}}$ почвы и в зрелых лесных экосистемах за счет растительной фитомассы.

Смена землепользования на альфегумусовых почвах нормального увлажнения в среднетаежной подзоне Карелии приводит к значительным изменениям в морфологическом строении профиля почв, их агрохимических и микробиологических свойств, запасах углерода почв и экосистемы в целом. Агрогенная трансформация типичных подзолов иллювиально-железистых приводит к образованию агроземов альфегумусовых иллювиально-железистых, представленных на участках сенокоса и молодого леса. На пашне почва сформирована на погребенном подзоле путем длительного внесения органических субстратов и отнесена к отделу стратоземов. Постагрогенная трансформация профиля проявляется под зональной растительностью 65-летнего леса в виде преобразования агрогумусового горизонта в серогумусовый с признаками оподзоливания. Динамика свойств почв обусловлена особенностями гранулометрического и минералогического состава почвообразующей породы, а также мощностью гумусовых горизонтов. В агрогумусовых горизонтах участков пашни, сенокоса и молодого леса основные агрохимические показатели соответствуют средней и сильной степеням окультуренности. В серогумусовом горизонте 65-летнего леса значительно возрастает кислотность и содержание $C_{\text{орг}}$, а количество доступного фосфора, калия и сумма обменных оснований уменьшается по сравнению с агрогумусовыми горизонтами. В подзолистом горизонте 130-летнего леса отмечены самые низкие агрохимические показатели. В целом в почвах под зональной растительностью отмечается ухудшение функций продуктивности и депо элементов питания по сравнению с почвами сельскохозяйственных угодий и молодого леса. Максимальные показатели $C_{\text{мик}}$ в верхних горизонтах почв отмечены в молодом и средневозрастном лесах. Заметный вклад в запасы $C_{\text{мик}}$ вносит лесная подстилка, особенно с преобладанием листовенного опада. Повышенное соотношение $C_{\text{мик}}/C_{\text{орг}}$ наряду с минимальным QR в верхних горизонтах лесных почв свидетельствует о высокой микробиологической активности и трансформационной функции почв лесных сообществ. Суммарный запас углерода в подстилке и почве лесных землепользований составляет 62–85 т С/га. Запасы $C_{\text{орг}}$ почвы сенокоса – 89 т С/га, а пашни – 205.6 т С/га, что свидетельствуют о высоких недооцененных запасах органического углерода почв сельскохозяйственных угодий с развитой культурой земледелия. Доля почвенного $C_{\text{орг}}$ в общих экосистемных запасах углерода высока на сельскохозяйственных землепользованиях (98–93%), уменьшается до 50% в молодом лесу и минимальна под зональной растительностью, составляя 33–20%. Общие экосистемные запасы углерода на пашне сопоставимы с запасами в зрелых лесах и даже превышают их за

счет высоких запасов углерода почвы. Общие запасы $C_{\text{орг}}$ в молодом лесу имеют средние значения и минимальны на сенокосе. Основной пул углерода зрелых лесов составляет растительная фитомасса (49–63%), доля связанных с ней пулов мертвого органического вещества дегрифа и подстилки возрастает с 8 до 17–18%. Максимальная функция секвестрации углерода отмечена на пашне за счет $C_{\text{орг}}$ почвы и в зрелых лесных экосистемах за счет растительной фитомассы.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают благодарность Т.В. Богдановой, Г.И. Деминой, А.Г. Каштановой и Л.И. Скороходовой за помощь в проведении полевых и аналитических работ.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФИ № 19-29-05153 и в рамках госзадания КарНЦ РАН № FMEN-2022-0012 на научном оборудовании Центра коллективного пользования ФИЦ “Карельский научный центр РАН”.

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., Стольников 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. Атлас Карельской АССР / Под ред. А.Г. Дурова. М.: ГУГК СССР, 1989. 40 с.
3. *Бискэ Г.С.* Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск: Госиздат КАССР, 1959. 307 с.
4. *Бобрик А.А., Гончарова О.Ю., Матьшак Г.В., Рыжова И.М., Макаров М.И., Тимофеева М.В.* Распределение компонентов углеродного цикла почв лесных экосистем северной, средней и южной тайги Западной Сибири // Почвоведение. 2020. № 11. С. 1328–1340. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20110052>
5. *Володина Т.И., Романов Г.А., Левченкова А.Н.* Влияние различных систем удобрения на физико-химические и агрофизические показатели дерново-подзолистой почвы в условиях Северо-Запада России // Агрехимия. 2014. № 3. С. 12–21.
6. *Гавриленко Е.Г., Сусьян Е.А., Ананьева Н.Д., Макаров О.А.* Пространственное варьирование содержания углерода микробной биомассы и микробного дыхания почв Южного Подмосквья // Почвоведение. 2011. № 10. С. 1231–1245.
7. *Герасимова М.И., Ананко Т.В., Савицкая Н.В.* Разработка подходов к введению антропогенно-измененных почв в содержание почвенной карты Российской федерации (на примере Московской области) // Почвоведение. 2020. № 1. С. 19–30. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20010086>
8. *Дричко В.Ф., Литвинович А.В., Павлова О.Ю., Чернов Д.В., Буре В.М.* Скорости изменения кислотно-основных параметров, содержания общего углерода и состава гумуса в дерново-подзолистой песчаной почве при переходе от пашни к лесу при сукцессии залежных земель // Агрехимия. 2015. № 11. С. 19–29.
9. *Дубровина И.А.* Изменение содержания общего углерода, азота и фосфора в почвах таежной зоны Республики Карелия при сельскохозяйственном использовании // Вестник Томского гос. ун-та. Биология. 2018. № 41. С. 27–41. <https://doi.org/10.17223/19988591/41>
10. *Дубровина И.А., Мошкина Е.В., Сидорова В.А., Тюнен А.В., Карпечко А.Ю., Геникова Н.В., Медведева М.В., Мамай А.В., Толстогузов О.В., Кулакова Л.М.* Влияние типа землепользования на свойства почв и структуру экосистемных запасов углерода в среднетаежной подзоне Карелии // Почвоведение. 2021. № 11. С. 1392–1406. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21110058>
11. *Завьялова Н.Е., Васбиева М.Т., Фомин Д.С.* Микробная биомасса, дыхательная активность и азотфиксация в дерново-подзолистой почве Предуралья при различном сельскохозяйственном использовании // Почвоведение. 2020. № 3. С. 372–378. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20030120>
12. *Иващенко К.В., Ананьева Н.Д., Васнев В.И., Кудяров В.Н., Валентини Р.* Биомасса и дыхательная активность почвенных микроорганизмов в антропогенно-измененных экосистемах (Московская область) // Почвоведение. 2014. № 9. С. 1077–1088. <https://doi.org/10.7868/S0032180X14090056>
13. *Казлаускайте-Ядзявиче А., Трипольская Л., Волунгевичус Й., Бакишен Е.* Изменение свойств песчаной почвы после конверсии пахотных угодий в другие виды землепользования // Агрехимия. 2020. № 1. С. 25–32. <https://doi.org/10.31857/S0002188120010044>
14. Карелия. энциклопедия / Под ред. А.Ф. Титова. Петрозаводск: ПетроПресс, 2009. Т. 2. 464 с.
15. *Когут Б.М.* Оценка содержания гумуса в пахотных почвах России // Почвоведение. 2012. № 9. С. 944–952.
16. *Кузнецова А.И., Лукина Н.В., Горнов А.В., Горнова М.В., Тихонова Е.В., Смирнов В.Э., Данилова М.А., Тебенькова Д.Н., Браславская Т.Ю., Кузнецов В.А., Ткаченко Ю.Н., Геникова Н.В.* Запасы углерода в песчаных почвах сосновых лесов на западе России // Почвоведение. 2020. № 8. С. 959–969. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20080109>
17. *Кузнецова А.И., Лукина Н.В., Тихонова Е.В., Горнов А.В., Горнова М.В., Смирнов В.Э., Гераскина А.П., Шевченко Н.Е., Тебенькова Д.Н., Чумаченко С.И.* Аккумуляция углерода в песчаных и суглинистых

- почвах равнинных хвойно-широколиственных лесов в ходе послерубочных восстановительных сукцессий // Почвоведение. 2019. № 7. С. 803–816. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19070086>
18. Литвинович А.В. Постагрогенная эволюция хорошо окультуренных дерново-подзолистых почв Северо-Запада Нечерноземной зоны // Агрохимия. 2009. № 7. С. 85–93.
 19. Литвинович А.В. Пространственная неоднородность агрохимических показателей пахотных дерново-подзолистых почв // Агрохимия. 2007. № 5. С. 89–94.
 20. Литвинович А.В., Дричко В.Ф., Павлова О.Ю., Чернов Д.В., Шабанов М.В. Изменение кислотности-основных свойств окультуренных дерново-подзолистых почв легкого гранулометрического состава в процессе постагрогенной трансформации // Почвоведение. 2009. № 6. С. 680–686.
 21. Люри Д.И., Горячкин С.В., Караваева Н.А., Щенисенко Е.А., Нефедова Т.Т. Динамика сельскохозяйственных земель России в XX веке и постагрогенное восстановление растительности и почв. М.: ГЕОС, 2010. 416 с.
 22. Люри Д.И., Некрич А.С., Карелин Д.В. Изменение пахотных площадей в России в 1990–2015 гг. и почвенная эмиссия диоксида углерода // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2018. № 3. С. 70–76.
 23. Никитина Л.В., Володарская И.В. Динамика обменного калия и его минимальные уровни в агроценозах на дерново-подзолистых почвах // Агрохимия. 2007. № 2. С. 14–18.
 24. Почвы Московской области и их использование. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2002. Т. 1. 500 с.
 25. Рыжова И.М., Телеснина В.М., Ситникова А.А. Динамика свойств почв и структуры запасов углерода в постагрогенных экосистемах в процессе естественного лесовосстановления // Почвоведение. 2020. № 2. С. 230–243. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20020100>
 26. Самсонова Н.Е., Родченков С.Н. Использование удобрений с пониженной растворимостью фосфатного компонента и фосфатное состояние дерново-подзолистых почв // Агрохимия. 2007. № 9. С. 24–31.
 27. Телеснина В.М., Ваганов И.Е., Карлсен А.А., Иванова А.Е., Жуков М.А., Лебедев С.М. Особенности морфологии и химических свойств постагрогенных почв южной тайги на легких отложениях (Костромская область) // Почвоведение. 2016. № 1. С. 115–129. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16010111>
 28. Телеснина В.М., Жуков М.А. Влияние способа сельскохозяйственного освоения на динамику биологического круговорота и ряда почвенных свойств в ходе постагрогенной сукцессии (Костромская область) // Почвоведение. 2019. № 9. С. 1114–1129. <https://doi.org/10.1134/S0032180X1907013X>
 29. Тонконогов В.Д., Лебедева И.И., Герасимова М.И., Хохлов С.Ф. Экологические ниши основных типов почв России: географический аспект новой классификации // Почвоведение. 2009. № 9. С. 1043–1051.
 30. Чернова О.В., Рыжова И.М., Подвезенная М.А. Влияние исторических и региональных особенностей землепользования на величину и структуру запасов углерода в южной тайге и лесостепи европейской России // Почвоведение. 2018. № 6. С. 747–758. <https://doi.org/10.7868/S0032180X18060114>
 31. Шишов Л.Л., Тонконогов В.Д., Лебедева И.И., Герасимова М.И. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
 32. Bell S.M., Barriocanal C., Terrer C., Rosell-Melé A. Management opportunities for soil carbon sequestration following agricultural land abandonment // Environmental Science and Policy. 2020. V. 108. P. 104–111. <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2020.03.018>
 33. Campbell J.E., Lobell D.B., Genova R.C., Field C.B. The global potential of bioenergy on abandoned agriculture lands // Environ. Sci. Technol. 2008. V. 42. P. 5791–5794. <https://doi.org/10.1021/es800052w>
 34. Feddema J.J., Oleson K.W., Bonan G.B., Mearns L.O., Buja L.E., Meehl G.A., Washington W.M. The importance of land-cover change in simulating future climates // Science. 2005. V. 310. P. 1674–1678.
 35. Girona-García A., Badía-Villas D., Jiménez-Morillo N.T., de la Rosa J.V., González-Pérez J.A. Soil C and N isotope composition after a centennial Scots pine afforestation in podzols of native European beech forests in NE-Spain // Catena. 2018. V. 165 P. 434–441. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.02.023>
 36. Heinemann A., Mertz O., Frohling S., Christensen A.E., Hurni K., Sedano F., Chini L.P., Sahajpal R., Hansen M., Hurtt G. A global view of shifting cultivation: recent, current, and future extent // PLoS One. 2017. V. 12. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0184479>
 37. IPCC Special Report. Climate Change and Land. Summary for Policymakers. 2019. Geneva, Switzerland. 874 p.
 38. Kalinina O., Goryachkin S.V., Lyuri D.I., Giani L. Post-agrogenic development of vegetation, soils, and carbon stocks under self-restoration in different climatic zones of European Russia // Catena. 2015. V. 129. P. 18–29. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.02.016>
 39. Kern J., Giani L., Teixeira W., Lanza G., Glaser B. What can we learn from ancient fertile anthropic soil (Amazonian Dark Earths, shell mounds, Plaggen soil) for soil carbon sequestration? // Catena. 2019. V. 172. P. 104–112. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.08.008>
 40. Kögel-Knabner I., Amelung W. Soil organic matter in major pedogenic soil groups // Geoderma. 2021. V. 384. 114785. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114785>
 41. Millennium Ecosystem Assessment (MEA). Ecosystems and Human Well-Being. 2005. Island Press: Washington, DC. 636 p.
 42. Osipov A.F., Bobkova K.S., Dymov A.A. Carbon stocks of soils under forest in the Komi Republic of Russia // Geoderma Regional. 2021. V. 27. <https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2021.e00427>
 43. Pereira P. Ecosystem services in a changing environment // Sci. Total Environ. 2020. V. 702. 135008. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.135008>

44. Poeplau C., Don A. Sensitivity of soil organic carbon stocks and fractions to different land-use changes across Europe // *Geoderma*. 2013. V. 192. P. 189–201. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2012.08.003>
45. Schulp C.J.E., Verburg P.H. Effect of land use history and site factors on spatial variation of soil organic carbon across a physiographic region // *Agriculture, Ecosystems and Environment*. 2009. V. 133. P. 86–97. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2009.05.005>
46. Thiffault E., Hannam K.D., Quideau S.A., Pare D., Belanger N., Oh S.-W., Munson A.D. Chemical composition of forest floor and consequences for nutrient availability after wildfire and harvesting in the boreal forest // *Plant Soil*. 2008. V. 308. P. 37–53.
47. Thuiller W. Climate change and the ecologist // *Nature*. 2007. V. 448. P. 550–552. <https://doi.org/10.1038/448550a>
48. Verburg P.H., Erb K.-H., Mertz O., Espindola G. Land System Science: between global challenges and local realities // *Current Opinion in Environmental Sustainability*. 2013. V. 5, 433–437. <https://doi.org/10.1016/j.cosust.2013.08.001>
49. Vesterdal L., Clarke N., Sigurdsson B.D., Gundersen P. Do tree species influence soil carbon stocks in temperate and boreal forests? // *Forest Ecology and Management*. 2013. V. 309. P. 4–18. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2013.01.017>
50. Wang B., An S., Liang C., Liu Y., Kuzyakov Y. Microbial necromass as the source of soil organic carbon in global ecosystems // *Soil Biol. Biochem.* 2021. V. 162. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2021.108422>
51. World Reference Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports № 106. FAO, Rome.

Dynamics of Soil Properties and Ecosystem Carbon Stocks for Different Types of Land Use (Middle Taiga of Karelia)

I. A. Dubrovina^{1, *}, E. V. Moshkina², A. V. Tuyunen², N. V. Genikova²,
A. Yu. Karpechko², and M. V. Medvedeva²

¹ Institute of Biology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Karelia, 185910 Russia

² Forest Research Institute, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Karelia, 185910 Russia

*e-mail: vorgo@mail.ru

The effect of land use changes on soil properties and ecosystem carbon stocks in the middle taiga zone of Karelia on Podzols of normal humidity was investigated. Changes in soil profile structure, basic agrochemical and microbiological indicators of upper horizons, C_{org} and C_{mik} stocks in a meter layer of soils and site carbon pool structure were analyzed. 130-age mature pine forest as a control, arable land, hayfield, as well as 15-age young alder forest and 65-age middle-aged pine forest were studied. In the soils of arable land, hayfield and young forest was recorded an increased level of pH and nutrients with C/N ratio of about 16. The highest content of C_{org} was noted in the soil of arable land (2.7%) and middle-aged forest (3.9%) with N_{tot} of about 0.2%. In the soils of arable land, hayfield and mature forest C_{mik} content is 129–167 mg C/kg, in plots of young and middle-aged forests C_{mik} content is in the range of 312–447 mg C/kg. The maximum stocks of C_{mik} were recorded in the soil (121 g C/m²) and litter (70 g C/m²) of young forest. C_{mik} stocks in the soils of arable land and middle-aged forest are in the range of 70–81 g C/m², in hayfield and mature forest – 56 g C/m². C_{org} stocks of soil in the meter layer are maximum on arable land and amount to 205 t C/ha, and decrease in the order of hayfield – young – middle-aged – mature forest from 89 to 39 t C/ha. The total ecosystem carbon stocks are maximal on arable land – 208 t C/ha, which is slightly higher than the stocks in ripe forests – 180–193 t C/ha. C_{org} stocks of young forest are 152 t C/ha and minimal carbon stocks are in hayfield – 96 t C/ha.

Keywords: land use change, soil functions, carbon stocks, soil organic carbon, microbial biomass carbon, Podzols

УДК 551.510+556+631

МОНИТОРИНГ ПРОДУЦИРОВАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ НА ЛАНДШАФТНОМ ПРОФИЛЕ ВАСЮГАНСКОГО БОЛОТА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

© 2022 г. Л. И. Инишева^а *, А. В. Головченко^б

^аТомский государственный педагогический университет, ул. Киевская, 60, Томск, 634061 Россия

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

*e-mail: inisheva@mail.ru

Поступила в редакцию 28.01.2022 г.

После доработки 11.03.2022 г.

Принята к публикации 30.03.2022 г.

Проанализирована многолетняя динамика параметров парниковых газов в ландшафтном профиле (ЛП) Васюганского болота, расположенного в южно-таежной зоне Западной Сибири. Автономная часть ЛП представлена осоково-сфагновой топью, транзитная часть – кустарничково-травяно-сфагновым фитоценозом с низкой сосной, аккумулятивная часть – кустарничково-травяно-сфагновым фитоценозом с высокой сосной. Торфяная залежь в пределах автономной и транзитной частей ЛП достигает мощности 3, аккумулятивной – 1 м. Концентрацию парниковых газов определяли “реергс”-методом, эмиссию – камерным методом. Установлено, что в разных климатических условиях концентрация CO₂ в торфяных залежах ЛП изменялась в пределах от 0.01 до 4.2 ммоль/дм³, концентрация CH₄ – от 0.01 до 2.19 ммоль/дм³. На фоне неравномерного распределения CO₂ и CH₄ в торфяных залежах выявлено увеличение их концентрации и уменьшение амплитуды колебаний с глубиной. Установлено достоверное влияние ботанического состава торфов на внутризалежную активность образования исследуемых газов. Временную изменчивость концентрации парниковых газов в верхнем метровом слое залежей ЛП в большей степени определяли погодные условия месяца: высокие значения концентрации CO₂ чаще регистрировали в июле, CH₄ – в мае и сентябре. Эмиссия CO₂ в торфяных залежах ЛП на протяжении восьмилетнего периода варьировала от 3.9 до 160.3 мг CO₂/(м² ч), потоки – от 17 до 120.5 г C/(м² год); эмиссия CH₄ – от –3.0 до 10.7 мг CH₄/(м² ч), потоки – от 0.5 до 6.7 г C/(м² год). На всех пунктах ЛП отмечали максимальные значения потоков углерода CO₂ и минимальные значения потоков углерода CH₄ в сухой год с гидротермическим коэффициентом (ГТК) 0.9. Потоки углерода CH₄, независимо от ГТК лет, последовательно возрастали от аккумулятивной к транзитной и далее к автономной частям ЛП.

Ключевые слова: Томская область, стационарные исследования, верховые торфяники, торфяная залежь, концентрация CO₂, CH₄, эмиссия

DOI: 10.31857/S0032180X2209009X

ВВЕДЕНИЕ

Проблема круговорота углерода относится к одной из самых приоритетных в учении о биосфере. Закономерности распределения углерода в земной коре показывают, что существуют две главные группы его нахождения: карбонатные и органические соединения. Их количественное соотношение является важным показателем, который характеризует “лимит роста” живого вещества на разных этапах геологической истории, который закономерно уменьшается на протяжении последних 1.6×10^9 лет. Согласно В.В. Добровольскому [5], продуктивность растительности Мировой суши до ее нарушения человеком составляла 80×10^9 т и сократилась до $60 \times$

$\times 10^9$ т углерода в современный период. В настоящее время наблюдается увеличение содержания парниковых газов в атмосфере, обусловленное, в основном, нарушением баланса углерода в биосфере [6, 33]. Около половины CO₂, поступающего в атмосферу в результате промышленных выбросов, связывается наземными экосистемами [10, 30]. Поглощение углерода из атмосферы наземными экосистемами может компенсировать выбросы [2, 27, 31, 39].

Исследования эмиссии парниковых газов [9, 11, 12, 14, 33] показывают, что для оценки отклика экосистем на изменение климата в глобальном масштабе необходимы факторы пространственной вариации, отражающие их топографию, свойства и режимы.

Болота, депонируя углерод атмосферы в виде торфяных залежей, исключают его из дальнейшего круговорота. Занимая значительные площади, они являются крупнейшим резервуаром углерода органического вещества (ОВ). По последним данным, площадь болот мира оценивается в 6.41×10^6 км², запасы углерода в торфяных залежах достигают $234\text{--}252 \times 10^9$ т [32]. В России площадь болот — 1.39×10^6 км², содержание в них углерода — 100.93×10^9 т [4]. Ежегодный прирост торфа обеспечивает связывание до 60×10^6 т углерода. Болота в отличие от других природных экосистем имеют полностью органигенный профиль до минеральной породы и, согласно [29], углеродный обмен в них осуществляется между жидкой фазой, газовой фазой и торфом, что и предопределяет их взаимовлияние. Структура в торфяной залежи формируется ботаническим составом, степенью разложения, химическим составом среды [13], а также соотношением продуктов распада и неразложившейся части растений. Высокая динамичность концентрации образующихся парниковых газов в торфяной залежи и процессов их эмиссии требуют проведения многолетних стационарных наблюдений для учета сезонной и межгодовой внутризалежной вариабельности.

Цель работы — оценка пространственной, внутри залежной вариабельности и временной изменчивости концентрации парниковых газов в торфяных залежах и их эмиссии на олиготрофном болоте в разных климатических условиях.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводили в северо-восточной части Васюганского болота, расположенного в южно-таежной зоне Западной Сибири. Ландшафтный профиль (ЛП) заложен в пределах олиготрофного болота на малом заболоченном водосборе р. Ключ параллельно линиям стока и пересекает основные виды биогеоценозов по направлению к окраине болота. Профиль закреплен реперами, обоснован в плановом отношении, выполнена нивелировка поверхности, проведена нумерация пунктов исследования [7]. В данной работе исследования вели на пунктах 2, 3 и 5.

Пункт 2 (П2) расположен в аккумулятивной части ЛП ($56^{\circ}58'16.57''$ N $82^{\circ}36'08.11''$ E) и находится на окраине верхового водораздельного массива. Растительность — кустарничково-травяно-сфагновый фитоценоз с высокой сосной. Микро-рельеф представлен моховыми подушками и приствольными буграми высотой до 50 см, занимающими около 50% поверхности. Древесный ярус состоит из сосны (*Pinus silvestris* L.) с единичными растениями *Pinus sybirica* Mayr. и *Betula pubescens* Ehrh. Подрост представлен в основном сосной и единичными экземплярами кедра и березы. Ку-

старничковый ярус достигает высоты 50 см. Доминантами являются *Ledum palustre* L., *Chamaedaphne calyculata* L., довольно обильны брусника (*Vaccinium vitis-idea*, L.) и клюква (*Oxycoccus microcarpus* Turcz. ex Rupr.). Травяной покров включает *Carex globularis* L., *Eriophorum vaginatum* L., *Rubus chamaemorus* L. Доминантами мохового покрова (96%) являются сфагновые мхи (*Sphagnum angustifolium* Jensen ex Russow). Торфяная залежь в пределах П2 имеет мощность 1 м. Верхний слой 0–25 см представлен олиготрофным сосново-пушицевым торфом со степенью разложения 35% и зольностью 5.8%. Затем до подстилающей минеральной породы идут слои древесно-пушицевого мезотрофного торфа со степенью разложения 55% и зольностью 6.8% (табл. 1).

Пункт 3 (П3) расположен в транзитной части ЛП ($56^{\circ}58'23.02''$ N $82^{\circ}36'43.78''$ E). Растительность — кустарничково-травяно-сфагновый фитоценоз с низкой сосной. Угнетенный древесный ярус состоит из *Pinus sylvestris* L. f. *litwinowii* Sukacz. Кустарничковый ярус, обильно развивающийся на микроповышениях, сложен *Ledum palustre* L., *Chamaedaphne calyculata* L., *Andromeda polifolia* L. и *Vaccinium uliginosum* L. На вершинах кочек растет клюква мелкоплодная (*Oxycoccus microcarpus* Turcz. ex Rupr.). Травяной ярус представлен куртинками *Eriophorum vaginatum* L., *Rubus chamaemorus* L. и *Drosera rotundifolia* L. В моховом покрове на повышениях доминирует *Sphagnum fuscum* Klinggr. (95%), на межкочковых понижениях встречаются *Sph. angustifolium* Jensen ex Russow и *Sph. magellanicum* Brid. Торфяная залежь в пределах П3 достигает мощности 3 м. Верхний 1.5 м слой сложен олиготрофными торфами: фускум (степень разложения 5.0, зольность 1.5%), медиум (степень разложения 10%, зольность 3.1%) и сосново-пушицево-сфагновым (степень разложения 35%, зольность 4.6%). Ее сменяют 0.5 м слой осоково-сфагновых мезотрофных торфов: осокового (степень разложения 35%, зольность 4.6%) и травяного (степень разложения 40%, зольность 6.2), с глубины 2.0 м — осоковый и травяные эвтрофные торфа (степень разложения 45%, зольность 6.5%).

Пункт 5 (П5) — осоково-сфагновая топь, расположенная в центральной части болотного массива и представляющая автономную часть ЛП ($56^{\circ}58'17.57''$ N $82^{\circ}37'04.22''$ E), располагается в одном из центров образования Васюганского болота. Растительность — кустарничково-травяно-сфагновый фитоценоз. Кустарничковый ярус (*Chamaedaphne calyculata* L., *Andromeda polifolia* L., *Oxycoccus microcarpus* Turcz. ex Rupr.) высотой 10 см развит слабо и занимает преимущественно положительные элементы микро-рельефа. В травяном ярусе преобладают *Eriophorum vaginatum* L. и *Carex rostrata* Stokes. Моховой ярус представлен различными видами сфагновых мхов (*Sphagnum fuscum* (Schimp) Klinger, *Sph. angustifolium* Jensen ex Rus-

Таблица 1. Характеристика торфяной залежи ландшафтного профиля

Глубина, см	Вид, тип торфа	Степень разложения торфа	Зольность торфа
		%	
Аккумулятивная часть ЛП/П2			
0–25	Сосново-пушицево-сфагновый, олиготрофный	35	5.8
25–100	Древесно-пушицевый, мезотрофный	55	6.8
Транзитная часть ЛП/П3			
0–100	Фускум, олиготрофный	5	1.5
100–150	Медиум, олиготрофный	10	3.1
150–200	Осоковый мезотрофный	35	4.6
200–250	Осоковый, эвтрофный	45	4.6
250–300	Травяной, эвтрофный	40	6.2
Автономная часть ЛП/П5			
0–50	Фускум, олиготрофный	5	2.3
50–100	Комплексный, олиготрофный	15	3.1
100–150	Осоково-сфагновый, мезотрофный	35	5.5
150–200	Осоковый, эвтрофный	50	5.8
200–250	Травяной, эвтрофный	50	9.2
250–300	Папоротниковый, эвтрофный	40	6.8

sow и *Sph. magellanicum* Brid.), формирующих микрорельеф. Торфяная залежь в пределах П5 достигает мощности 3.0 м. Верхний метровый слой сложен олиготрофными торфами: фускум (степень разложения 5%, зольность 2.3%) и сфагновым мочажинным (степень разложения 15%, зольность 3.1%). Его сменяет полуметровый слой осоково-сфагнового мезотрофного торфа, в котором степень разложения увеличивается до 35%, а зольность – до 5.5%. Слой 150–300 см представлен эвтрофными торфами (осоковым, травяным, папоротниковым), степень разложения которых находится в диапазоне 40–50%, а зольность – 5.8–9.2% (табл. 1).

Подстилающие породы на болоте – илистая темно-серая гумусированная глина с содержанием раковин пресноводных моллюсков.

Торфяные залежи в пределах ЛП были классифицированы как торфяные олиготрофные типичные на мелких торфах (П2) и остаточно-эвтрофные на глубоких торфах почвы (П3 и П5) [26], по WRB – Ombric Histosols [20].

Газовый режим в торфяных залежах изучали в летние периоды в 2004–2007 и 2010–2013 гг. в трехкратной повторности “реперс”-методом [7, 40]. Приборы для определения концентрации CO₂ и CH₄ были предоставлены отделением геологии факультета точных наук Университета Невшателя (Швейцария). В качестве пробоотборников использовали камеры из оргстекла размером 3 × 4 см и объемом 30 мл. Мембранный полисульфоновый фильтр накладывали на боковую стенку ка-

меры и фиксировали винтами. Камеру заполняли дистиллированной водой и закрывали ее аналогичным фильтром. Соединенные между собой полыми пластиковыми трубками камеры опускали на всю глубину торфяной залежи с учетом ее стратиграфии. Спустя 30 дней, необходимых для уравнивания газовой фазы торфяной залежи и камеры, камеры вынимали. Из каждой камеры через полисульфоновый мембранный фильтр шприцом производили забор жидкости, которую переносили в равном объеме (по 5 мл) в 3 вакутейнера. Для прекращения микробиологической активности добавляли в них 2–3 капли HgCl₂. Вакутейнеры помещали в коробку пробками вниз и доставляли в лабораторию. Далее после дегазации (вакутейнеры помещали в термостат при 50°C и в течение 30 мин периодически встряхивали) отобранный из вакутейнеров газ анализировали на газовом хроматографе “Кристалл 5000.1” (Россия).

Для измерения эмиссии CO₂ и CH₄ в 2004 и 2005 гг. использовали метод Шаркова [25], показания которого были скорректированы на основании параллельно проведенных опытов с методом статических замкнутых камер. С 2006 г. измерение эмиссии проводили камерным методом. В исследуемых пунктах ЛП устанавливали по 3 камеры [36]. Газовые замеры проводили ежемесячно в теплый период (май, июль, сентябрь), последовательно по пунктам наблюдений в одно и то же время. С целью определения оптимальных сроков для замера эмиссии газов были проведены исследования в течение дня в разные периоды ле-

та. В результате замеры на ЛП начинали всегда с 12.00 с П5 и заканчивали в 14.30 дня в П2. Экспозиционную камеру из оргстекла объемом 60.8 л, накрытую колпаком из теплоизоляции с ламинированной отражающей алюминиевой фольгой (тепфол А4 мм), на время измерения устанавливали на стальное основание размером 37 × 37 см, предварительно заглубленное в залежь. Герметизация системы достигалась с помощью гидрозатвора (вода заливалась в пазы основания, чтобы место контакта камеры и основания было погружено в воду). В отверстие на верхней поверхности камеры вставляли резиновую пробку с металлической трубкой и надетым на нее резиновым шлангом для отбора проб газа. Циркуляция воздуха в камере осуществлялась с помощью встроенного вентилятора. Из каждой камеры в равноотстоящие периоды времени производили отбор трех проб газа (общее время экспозиции составило 30–60 мин) и таким образом, на каждом пункте отбирали образцы газов в девяти повторностях. Газовый состав анализировали на хроматографе “Кристалл 5000.1”. Эмиссию рассчитывали по [21], при расчете суммарных потоков парниковых газов за теплый период исследуемых лет использовали численное интегрирование по методу трапеций.

В исследуемые месяцы влажность торфа определяли весовым методом (в пяти повторностях), уровень болотных вод (УБВ) – в колодцах каждого пункта. За нулевую отметку была принята условная отметка средней поверхности болотного ландшафта, положение уровня определяли как разность отметок репера и зеркала болотных вод [17]. Ботанический состав и степень разложения устанавливали согласно ГОСТ 28245.2–89, ГОСТ 28245.2–89 [16], полную влагоемкость – расчетным методом.

Все анализы выполнены в аккредитованной лаборатории Томского государственного педагогического университета (№ РОСС RU.0001.516054) и в Центре коллективного пользования Томского политехнического университета “Аналитический центр геохимии природных систем”.

Обработку массивов данных осуществляли с помощью пакета программ STATISTICA 8.0 и Microsoft Excel 10.0. Проводили дисперсионный анализ (Factorial ANOVA) и расчет коэффициентов корреляции.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Характеристика погодных условий. При характеристике погодных условий использовали гидротермический коэффициент (ГТК), представляющий отношение суммы осадков за теплый период с температурой выше 10°C к испаряемости, выраженной суммой температур за этот же период, уменьшенной в 10 раз. Репрезентативность

этого показателя обоснована в работе [3]. Исходные данные для расчета ГТК были взяты из интернета <http://meteocenter.net/> (2004–2012 гг.) и <http://aisori-m.meteo.ru/> (2013 г.).

За восьмилетний цикл исследований два года (2004, 2007 гг.) с ГТК 1.3–1.6 относились к средним годам за теплый период. Два года (2005 и 2011 гг.) с ГТК 1.8–2.1 характеризовались как увлажненные. К сухим годам принадлежали 4 года (2006, 2010, 2012, 2013 гг.) с ГТК 0.8–1.2. Следует отметить, что экстремально сухих лет, как и экстремально влажных, за исследуемый период не наблюдалось.

Уровень болотных вод и влажность. Амплитуда колебаний УБВ в П3 и П5 относительно средней поверхности болота за эти годы составила соответственно 16 и 13 см, в П2 она достигала 41 см, что свидетельствует о контрастном режиме влажности в аккумулятивной части болота. При движении к автономной части болота УБВ повышался, амплитуда УБВ соответственно уменьшалась. Влажность верхнего полуметрового слоя торфяной залежи в теплые периоды исследуемых лет поддерживалась в пределах 0.9–1.0 полной влагоемкости, в нижних слоях – на уровне полной влагоемкости, и только в П2 в отдельные годы в верхнем слое 0–50 см влажность уменьшалась до 0.7 полной влагоемкости.

Концентрация CO₂ и CH₄ в слое 0–100 см торфяных залежей ЛП. В связи с тем, что мощность залежи П2 – 1 м, сравним динамику газового режима по остальным пунктам ЛП в слоях 0–50 и 50–100 см. Рассмотрим, что происходит с концентрацией CO₂ в залежах ЛП на примере теплого периода представительных лет: влажного 2005 (ГТК 1.8) и сухого 2006 (ГТК 0.9) гг.

Концентрация CO₂ за 2 года в слое 0–50 см всех пунктов ЛП варьировала от 0.1 до 1.8 ммоль/дм³, в слое 50–100 см – от 0.2 до 4.2 ммоль/дм³. Концентрация CO₂ была больше в торфяной залежи П2 как по средним, так и по максимальным значениям (2.61 и 4.20 ммоль/дм³ соответственно). В меньших концентрациях CO₂ наблюдали в П3 и П5 (рис. 1). Во влажный год диапазон концентрации CO₂ в метровой торфяной залежи был в пределах 0.1–4.2, в сухой – 0.2–3.0 ммоль/дм³. В сухой год в П3 и П5 отмечали уменьшение концентрации CO₂ в слое 0–50 см только в сентябре (ГТК сентября – 0.5). В П2 такое уменьшение происходило в мае (ГТК мая – 1.0) во всем метровом слое, а в другие месяцы сохранялись невысокие значения – до 0.3 ммоль/дм³. Заметим, что скорость биогенной газогенерации в органической среде больше, чем интенсивность потенциальной диффузии в жидкой среде, поэтому на любой глубине торфяной залежи создаются условия локального скопления газов [15], поэтому в профиле отмечали пульсирующую динамику CO₂.

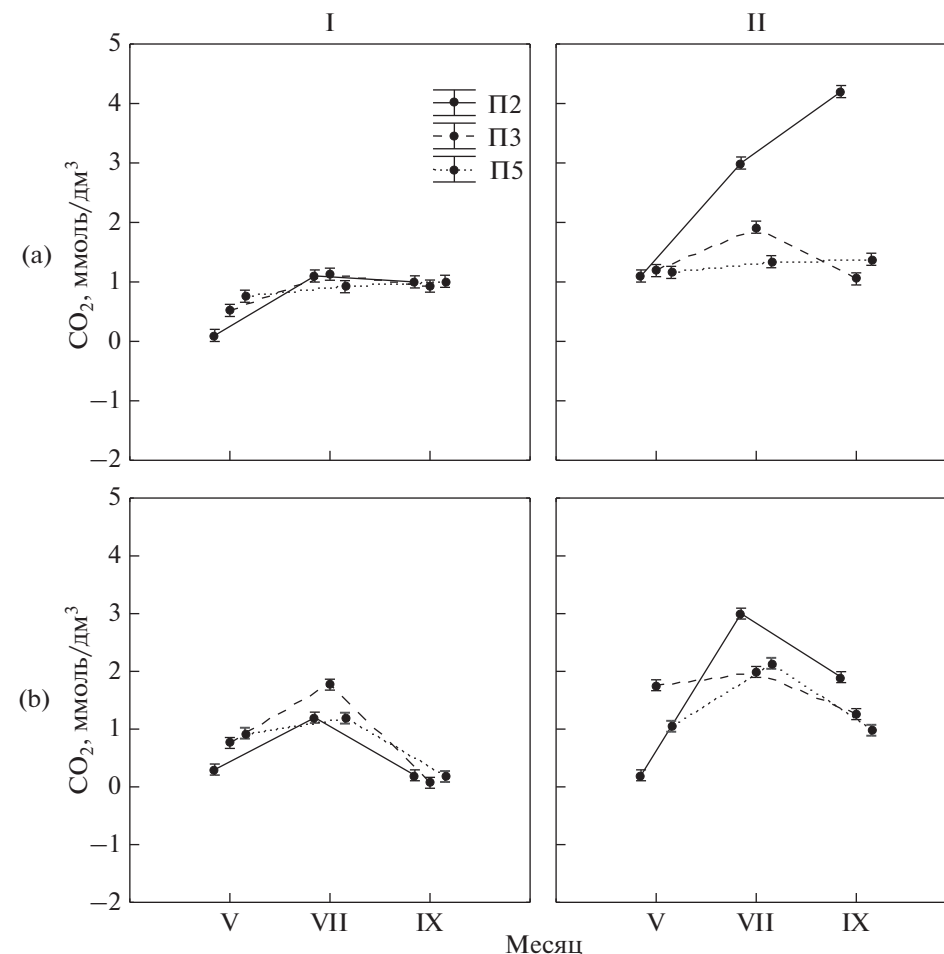


Рис. 1. Динамика концентрации CO_2 на глубине 50 см (I) и 50–100 см (II) торфяных залежей аккумулятивной (П2), транзитной (П3) и автономной (П5) частей ландшафтного профиля. Здесь и на рис. 2, 3 (а) и (б) – влажный и сухой годы соответственно.

Выше отмечалось, что торфяная залежь П2 разнообразна по типовому и видовому уровню слагаемых торфов. В то время как метровый слой в П3 и П5 по типу залежи и видовому составу одинаковый (тип – верховой, вид – сфагнум) и в незначительной степени различается в слое 50–100 см по видовому составу мхов (тип – верховой, вид – комплексный и медиум торф). В результате динамика концентрации CO_2 в П3 и П5 была близка по показателям, что указывает на важную роль ботанического состава торфяной залежи в формировании ее газового режима. Важно отметить и тот факт, что высокие концентрации CO_2 наблюдали на глубине 100 см независимо от ГТК года.

Полученные данные по концентрации CO_2 были проанализированы с помощью четырехфакторного дисперсионного анализа. Оценивали влияние на динамику концентрации CO_2 следующих параметров: пункт, год, месяц наблюдений и глубина слоя торфяной залежи (табл. 2). Проведенный анализ выявил достоверное влияние учитываемых

параметров на динамику концентрации CO_2 , но в большей степени (71% общей дисперсии (ОД)) она зависела от глубины залегания слоя. Для всех пунктов ЛП независимо от ГТК года абсолютные значения концентрации CO_2 и амплитуда их колебаний были больше на глубине 100 см, чем на глубине 50 см. Вторым по влиянию (23% ОД) оказался месяц наблюдений. Максимальные значения концентрации CO_2 чаще выявляли в июле. Динамика CO_2 в меньшей степени зависела от пункта наблюдений (4% ОД) и года исследования (2% ОД). В пункте 2, имеющем наименьшую мощность залежи, были отмечены существенные различия по концентрации CO_2 между глубинами и месяцами. Для осоково-сфагнуовой топи (П5) концентрация CO_2 в большей степени различалась по годам: ее колебания были сглажены во влажный и отчетливо выражены в сухой год (рис. 1).

Сложность процессов, происходящих в торфяных залежах болот разной стратиграфии, далеко не всегда подтверждает закономерности динамики

Таблица 2. Влияние факторов на концентрацию CO₂ и CH₄ в торфяных залежах ландшафтного профиля (по результатам четырехфакторного дисперсионного анализа)

Фактор*	Дисперсия	Критерий Фишера	% от общей дисперсии	Уровень значимости
CO ₂				
Пункт	1.1903	168.96	4	<0.0001
Год	0.7154	101.56	2	
Месяц	7.4866	1062.76	23	
Глубина	22.8252	3240.17	71	
CH ₄				
Пункт	0.0047	8.73	2	0.0004
Год	0.0007	1.36	0	0.2480
Месяц	0.0239	44.72	9	0.0001
Глубина	0.2389	446.48	89	0.0001

* Рассматриваемые факторы и их градации: пункты ЛП – П2, П3, П5; год – влажный, сухой; месяц – май, июль, сентябрь; глубина – 50, 50–100 см. Влияние фактора достоверно при уровне значимости $p < 0.05$

концентрации парниковых газов, отмечаемые исследователями в других экосистемах. Так, предполагается образование CO₂ в аэробных слоях залежи, а в торфяных залежах он обнаруживается в глубоких слоях с преимущественно анаэробными условиями. Образование CH₄ считается облигатно анаэробным процессом, но в торфяных залежах он может присутствовать и в поверхностном аэробном слое залежи.

Рассмотрим динамику концентрации CH₄ в слоях 0–50 и 50–100 см в залежах ЛП во влажный и в сухой годы исследования, также как это было сделано выше для CO₂. Концентрация CH₄ в слое 0–50 см всех пунктов ЛП за 2 года варьировала от 0.01 до 1.15 ммоль/дм³, в слое 50–100 см – от 0.11 до 0.26 ммоль/дм³. Во влажный год диапазон значений концентрации CH₄ был от 0.01 до 0.26, в сухой год – от 0.01 до 0.22 ммоль/дм³ (рис. 2). Концентрация CH₄, как и в случае с CO₂ была наибольшей в слое 50–100 см, причем в оба года, а в П5 по значениям была выше в сухой год. Осоково-сфагновая топь (П5) выделялась среди других пунктов ЛП максимальной концентрацией CH₄ на исследуемых глубинах во все сроки наблюдений. Можно заметить, что характер динамики CH₄ в П3 и П5 отличается от выше рассмотренной динамики CO₂ в этих же пунктах. Полагаем, это связано с особенностями процесса метанообразования в разных по ботаническому составу слоях торфяных залежей. Отсюда следует, что неравномерность образования CH₄ в болотах объясняется временными и внутренними факторами, которые в свою очередь благоприятствуют локальному скоплению CH₄ преимущественно в нижней части торфяной залежи и далее распространяются в ней в различных направлениях, не выделяясь в атмосферу.

Полученные данные по концентрации CH₄ были проанализированы с помощью четырехфакторного дисперсионного анализа (табл. 3). Динамику концентрации CH₄ на ЛП, как и в случае с CO₂, в большей степени (89% ОД) определяла глубина слоя залежи. Концентрация CH₄ в слое 50–100 см была в 1.5–16 раз больше, чем в слое 0–50 см. Вклад пространственной вариабельности (пункт наблюдения) и временной (месяц наблюдения) изменчивости в общую дисперсию был значительно меньше (9 и 2% соответственно). Концентрация CH₄ на исследуемых пунктах характеризовалась максимальными значениями не в июле (как для CO₂), а в мае и сентябре, что можно объяснить более высокими значениями ГТК в эти периоды.

Важно обратить внимание на тот факт, что в болотах газовый режим в значительной степени определяется водно-физическими и биохимическими свойствами торфяной залежи. Биохимические свойства в залежах формируются преимущественно в условиях субкавальной консервации растений-торфообразователей. По мере накопления растительной массы слои торфяной залежи, перекрываемые новыми порциями растительных остатков, постепенно погружаются на глубину и попадают в зону аэробно-анаэробного разложения, где процессы трансформации ОВ имеют интенсивность уже совершенно иного порядка [24, 28]. На первый план выходят биохимические процессы превращения ОВ торфов (дегидратация и декарбоксилирование), приводящие к полимеризации, упрочнению молекул сложных полимеров. В результате в торфяных залежах формируется самостоятельная газовая фаза, обусловленная в том числе и кинетическими особенностями биохимических процессов, что наблюдалось в рассмотренной выше динамике парниковых газов в залежах ЛП.

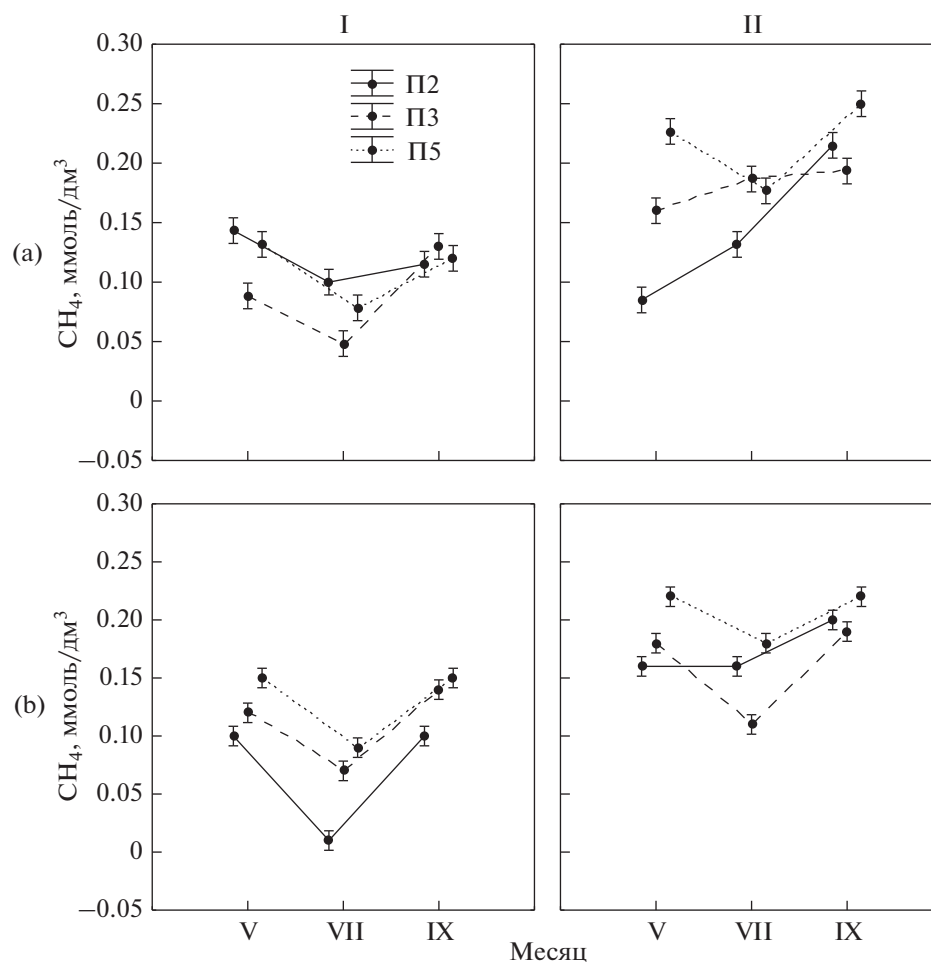


Рис. 2. Динамика концентрации CH_4 на глубине 50 см (I) и 50–100 см (II) торфяных залежей аккумулятивной (П2), транзитной (П3) и автономной (П5) частей ландшафтного профиля.

Концентрация CO_2 и CH_4 в трехметровой торфяной залежи. Рассмотрим динамику концентраций CO_2 и CH_4 в торфяной залежи за теплый период 2011 (ГТК 2.1) и 2012 (ГТК 0.8) на примере трехметровой залежи транзитной части ЛП – П3 (рис. 3). Уровень болотных вод в П3 с мая по сентябрь 2011 г. изменялся от (–23) до (–27) см, тогда

как в 2012 г. – от 22 до 42 см относительно средней поверхности болота.

В этих условиях концентрация CO_2 в верхнем метровом слое П3 за двухлетний период наблюдений варьировала от 0.03 до 0.40 ммоль/дм³, в слое 2–3 м – от 0.16 до 0.69 ммоль/дм³. В глубоких сло-

Таблица 3. Влияние факторов на концентрацию CO_2 и CH_4 в торфяной залежи П3 – транзитной части ландшафтного профиля (по результатам трехфакторного дисперсионного анализа)

Фактор*	Дисперсия	Критерий Фишера	% от общей дисперсии	Уровень значимости
CO_2				
Год	0.0904	211.31	16	<0.0001
Месяц	0.0111	25.96	2	
Глубина	0.4676	1092.58	82	
CH_4				
Год	0.0386	676.76	23	<0.0001
Месяц	0.0043	75.18	3	
Глубина	0.1209	2119.99	74	

* Рассматриваемые факторы и их градации: год – влажный, сухой; месяц – май, июль, сентябрь; глубина – 50, 50–100, 100–150, 150–200, 200–300 см. Влияние фактора достоверно при уровне значимости $p < 0.05$

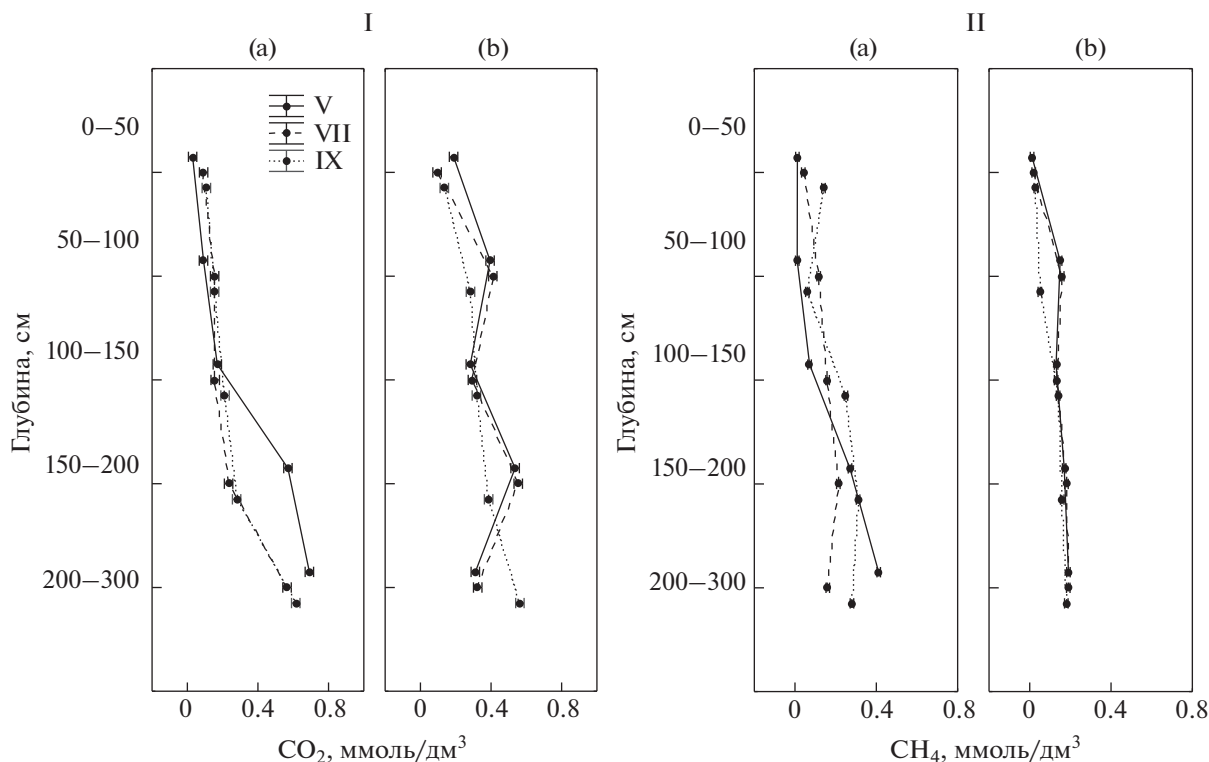


Рис. 3. Динамика концентрации CO₂ (I) и CH₄ (II) в торфяной залежи транзитной части ландшафтного профиля – ПЗ.

ях залежи значения были больше, а амплитуда их колебаний меньше, чем в верхнем слое. Во влажный год происходило постепенное увеличение концентрации CO₂ к подстилающей породе. Оно имело более выраженный характер в мае с ГТК 1.4. В сухой год показатели концентрации CO₂ сильно флуктуировали по профилю. Однако, тенденция увеличения CO₂ вниз по профилю сохранялась. Граничным слоем, где происходило увеличение, можно обозначить преимущественно слой 150–200 см, в котором олиготрофный тип сменился на мезотрофный тип торфа, представленный мезотрофным осоковым торфом.

Концентрация CH₄ в верхнем метровом слое ПЗ в 2011 (ГТК 2.1) и 2012 гг. (ГТК 0.8) изменялась в пределах 0.01–0.14 ммоль/дм³, в слое 2–3 м – 0.06–0.41 ммоль/дм³. Поверхностные слои залежи при снижении УБВ, характеризовались, как правило, минимальными значениями концентрации метана, что подтверждается и другими исследователями [30, 35, 37, 38]. Отмечено возрастание концентрации CH₄, как и CO₂, вниз по профилю. Оно имело более выраженный характер в слоях 100–150 и 150–200 см. Следует отметить, что во влажный год концентрация CH₄ была в 2 раза больше, а ее различия как между слоями залежи, так и по месяцам, оказались более существенными, чем в сухой год (рис. 3).

Достоверность выявленных различий подтверждена результатами трехфакторного дисперсионного анализа. Динамику концентрации CO₂, как и CH₄ в большей степени определяла глубина слоя (82 и 74% ОД соответственно). Меньшее влияние оказывали год (16 и 23% ОД) и месяц (2 и 3% ОД соответственно) исследования (табл. 3).

Мониторинг средних значений концентраций CO₂ и CH₄ на ЛП. За восьмилетний период наблюдений средние значения концентрации CO₂ в торфяных залежах ЛП находились в пределах 0.2–2.6 ммоль/дм³. В отдельные месяцы концентрация CO₂ в экстремальных значениях опускалась до минимального значения 0.01, а в максимальном – не превышала 4.20 ммоль/дм³. В работах других авторов, изучавших газовый режим олиготрофных болот этой же территории, разовые замеры концентрации CO₂ варьировали от 0.12 до 3.16 ммоль/дм³ [18], а согласно [19], концентрация CO₂ изменялась от 0.04 до 1.98 ммоль/дм³.

За восьмилетний период средние значения концентрации CH₄ в залежах ЛП изменялись в пределах 0.03–1.50 ммоль/дм³. В отдельные месяцы концентрация CH₄ уменьшалась до 0.001 и увеличивалась до 2.19 ммоль/дм³. Согласно [1, 19], концентрация CH₄ в олиготрофных болотах этой же территории по разовым наблюдениям по-

казывала значения от 0.1 до 3.0 ммоль/дм³. Изменение концентрации CH₄ в торфяных залежах ПЗ и П5 так же, как в случае с CO₂, наиболее часто происходило на границе смен типов торфов 100–150 и 150–200 см. Верхние слои при низком стоянии болотных вод как правило характеризовались концентрацией CH₄, близкой к нулю.

Корреляция между концентрациями исследуемых газов, свойствами залежи и климатическими условиями. Различный характер динамики концентрации парниковых газов на ЛП обусловлен и внутризалежными факторами. Одним из них является ботанический состав торфов на типовом и видовом уровнях [34, 37]. Известно, что направленность трансформации ОВ торфов характеризуется скоростью выделения CO₂, которая определяется их химической природой. Ранее было показано, что по величине накопления CO₂ в процессе минерализации верховые торфа располагаются в ряд: сфагново-мочажинный > комплексный > фускум > пушицево-сфагновый > > шейхцериевый > пушицевый [8].

Проведенный в настоящем исследовании однофакторный дисперсионный анализ выявил достоверное влияние ботанического состава торфа как на концентрацию CO₂ (F (критерий Фишера) = 27.7 при p (уровень значимости) < 0.0001), так и на концентрацию CH₄ (F = 18.3 при p < 0.0001). Максимальные значения концентрации CO₂ выявляли в слоях, представленных комплексным (олиготрофный тип) и древесно-пушицевым (мезотрофный тип) торфами. Концентрация CH₄ последовательно возрастала от верховых к переходным и далее к низинным торфам.

Также была выявлена высокая линейная связь ($0.77 < r < 0.92$) между температурой и концентрацией CO₂ в слоях 0–50 и 50–100 см и средняя положительная связь ($0.50 < r < 0.61$) между температурой и концентрацией CH₄ в слое 50–100 см всех пунктов ЛП. При расчете коэффициентов корреляции между концентрацией газов и температурой в трехметровой залежи ПЗ выявлена высокая обратная связь, то есть концентрация исследуемых газов увеличивалась с уменьшением температуры по профилю.

Высокая обратная связь выявлена между концентрациями парниковых газов в слое 0–50 см ПЗ и УБВ ($r = -0.9$). Понижение УБВ приводило к увеличению концентрации CO₂, как во влажный, так и в сухой годы исследования, что касается концентрации CH₄, то ее обратная связь с УБВ во влажный год сменялась на прямую в сухой год.

Таким образом, процессы, протекающие в торфяных залежах олиготрофных болот, многофакторные, и выявить механизм совместного влияния всех показателей на формирование газового режима представляет определенную трудность и пока

остаётся открытым. Обратим внимание на тот факт, что болотные экосистемы относятся к водным объектам, так как в их составе до 98% принадлежит воде. Двухфазная система болотная вода–газ требует учета закономерностей карбонатно-кальциевого равновесия и его обратимости в растворах [22]. Величины рН_{сол} в торфах ЛП изменялись в пределах 2.4–4.5, что определило абсолютное преобладание растворенного CO₂ над всеми остальными формами.

Принимая во внимание отмеченные особенности динамики концентрации CO₂ и CH₄ по ЛП и в торфяных залежах ЛП, рассмотрим их эмиссию.

Эмиссия и потоки парниковых газов. Эмиссия CO₂ в торфяных залежах за теплые периоды лет исследований варьировала от 3.9 до 160.3 мг CO₂/(м² ч) (табл. 4). Повышенную эмиссию CO₂ отмечали в более сухие по ГТК годы. Например, в 2006 г. с ГТК 0.9 она составила в П2, П3, П5 соответственно 101.5, 113.4, 120.2 мг CO₂/(м² ч). Пункты П3 и П5 с мощностью залежи 3 м характеризовались близкими значениями эмиссии CO₂. Эмиссия CO₂ в пункте П2 с метровой залежью отличалась от остальных пунктов. Во влажный год она была больше, а в сухие и средние годы – меньше, чем в П3 и П5. Надо полагать, что мощность торфяной залежи является немаловажным фактором, влияющим на эмиссию парниковых газов.

Исследования показали, что за теплые периоды (май–сентябрь) 2004–2007 и 2011–2013 гг. потоки углерода CO₂ на ЛП не превышали 120 г С/(м² г) и не опускались ниже 17 г С/(м² г) (рис. 4). Анализ динамики потоков углерода CO₂ в разные по ГТК годам и пунктам ЛП не выявил четких закономерностей. Однако следует отметить, что на всех пунктах ЛП отмечали максимальные значения потоков углерода CO₂ в сухой год с ГТК 0.9.

Эмиссия CH₄ в исследуемых торфяных залежах за теплые периоды лет исследований варьировала от (–3.0) до 10.7 мг CH₄/(м² ч). Эмиссия CH₄ в отличие от CO₂ характеризовалась наименьшими значениями в сухие годы. Ее увеличение происходило в годы с ГТК > 1.3. За весь период наблюдений только в мае 2011 г. эмиссия метана имела отрицательное значение (–3.0) мг CH₄/(м² ч). На ландшафтном профиле эмиссия метана нарастала в ряду П2 < П3 < П5. Максимальных значений она достигала в осоково-сфагновой топи (П5), занимающей автономную позицию ЛП. Контрастный водный режим, вследствие аккумулятивной позиции на ЛП и небольшой мощности торфяной залежи, снижали процесс метанообразования на П2, о чем свидетельствуют минимальные значения эмиссии CH₄ среди всех пунктов ЛП.

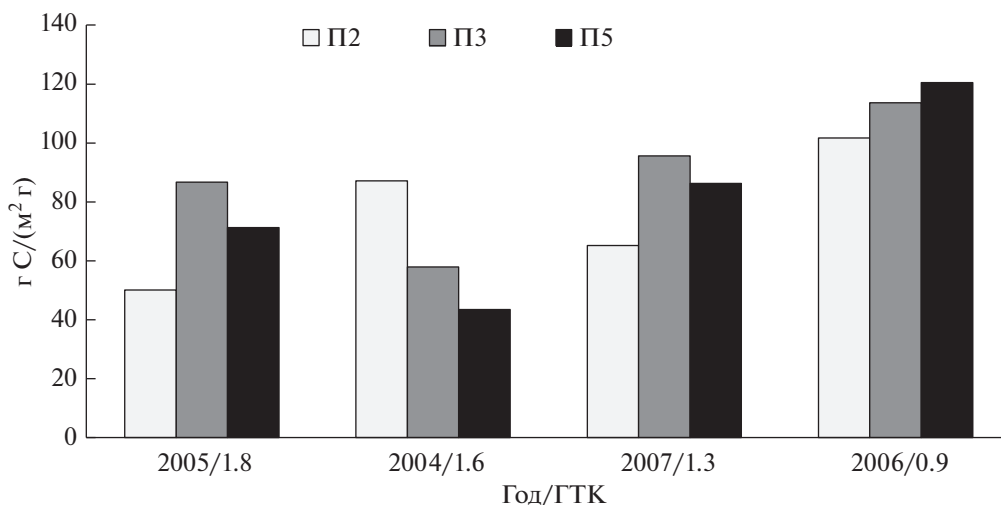


Рис. 4. Потоки CO₂ за теплый период 2004–2007 гг. из торфяной залежи ландшафтного профиля.

Потоки CH₄ изменялись в диапазоне 0.5–6.7 г С/(м² г). В годы с ГТК 1.3–1.8 потоки углерода CH₄ на каждом из пунктов ЛП характеризовались близкими значениями, тогда как в год с ГТК 0.9 они опускались до минимальных значений. Относительно позиции на ЛП – четко прослеживали тенденцию увеличения потоков углерода CH₄ от П2 к П3 и П5, не зависящую от ГТК исследуемых лет (рис. 5).

Важно отметить, что невысокие значения эмиссии метана в южно-таежной зоне Западной Сибири, возможно, предопределены преобладанием на

исследуемой территории практически постоянных влажных климатических условий. Большинство лет исследований оказались близки к среднегодовым значениям. Экстремально влажные и сухие годы бывают крайне редко и сложно предположить реакцию образования потоков газов в этих условиях. Например, для особо обводненных участков северной части Западно-Сибирской равнины приводятся годовые значения потоков CH₄ в пределах 10–20 г С/(м² г), из них на зимние – приходится не более 3% [23].

Обнаружение многочисленных связей между показателями продуцирования парниковых газов

Таблица 4. Диапазон значений (над чертой) и средние за год значения (под чертой) эмиссии CO₂ и CH₄ в торфяных залежах ландшафтного профиля

Год/ГТК	CO ₂ , мг CO ₂ /(м ² ч)			CH ₄ , мг CH ₄ /(м ² ч)		
	П2	П3	П5	П2	П3	П5
2004/1.6	56.8–121.0	32.9–95.2	20.5–87.9	1.0–3.2	1.2–5.3	1.9–10.7
	86.8 ± 11.7	57.7 ± 11.2	43.4 ± 22.2	2.2 ± 0.4	3.1 ± 0.7	6.1 ± 1.7
2005/1.8	11.0–96.8	51.3–110.0	–	1.3–2.6	2.2–4.1	3.1–8.8
	50.0 ± 15.0	86.5 ± 10.3	–	2.0 ± 0.3	3.5 ± 0.4	6.3 ± 1.1
2006/0.9	60.2–148.3	49.6–157.8	67.1–160.3	0.4–2.7	2.1–3.3	2.2–4.6
	101.5 ± 18.1	113.4 ± 19.1	120.3 ± 7.6	1.6 ± 0.4	2.6 ± 0.2	3.6 ± 0.4
2007/1.3	29.3–96.8	77.0–110.0	71.1–101.0	1.5–2.6	2.2–4.1	3.1–8.8
	65.0 ± 19.6	95.3 ± 9.7	86.1 ± 6.7	2.0 ± 0.4	3.3 ± 0.6	6.7 ± 1.8
2011/2.1	–	22.2–42.7	–	–	(–3.0)– 2.1	–
	–	17.0 ± 4.1	–	–	0.5 ± 0.1	–
2012/0.8	–	10.1–47.4	–	–	1.3–3.4	–
	–	24.0 ± 11.8	–	–	2.1 ± 0.7	–
2013/1.2	–	3.9–31.7	–	–	1.3–2.8	–
	–	21.6 ± 8.9	–	–	2.1 ± 0.4	–

Примечание. Прочерк – не определяли, “±” – доверительный интервал.

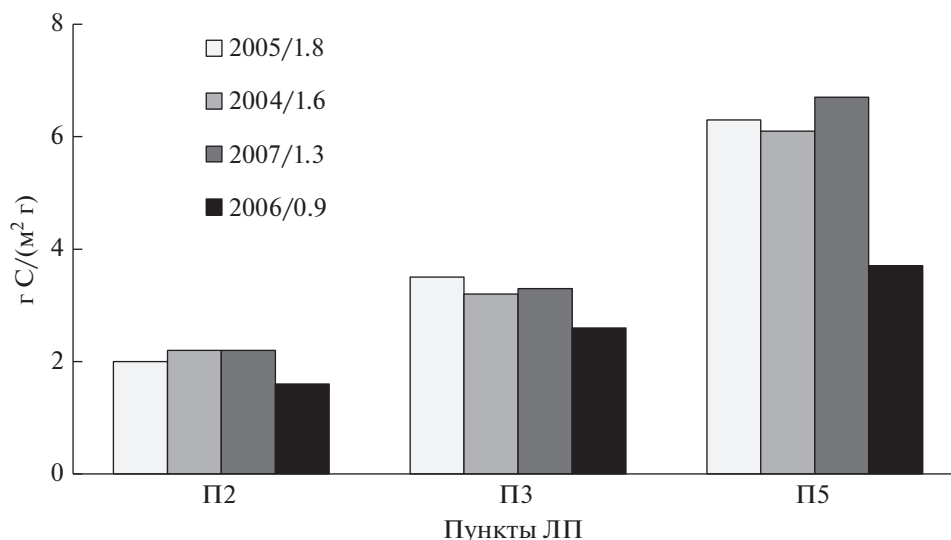


Рис. 5. Потoki CH₄ за теплый период 2004–2007 гг. из торфяной залежи ландшафтного профиля.

и различными параметрами режимов свидетельствует о сложности внутри залежных процессов и необходимости дальнейшего изучения факторов, влияющих на их активность.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

За многолетний период исследования торфяных залежей на ландшафтном профиле олиготрофного болота южно-таежной зоны Западной Сибири определено, что концентрация CO₂ изменялась в пределах от 0.01 до 4.20 ммоль/дм³, эмиссия – от 3.9 до 160.3 мг CO₂/(м² ч), потоки – от 17 до 120.5 г С/(м² г). Концентрация CH₄ варьировала от 0.01 до 2.19 ммоль/дм³, эмиссия – от 0.4 до 10.7 мг CH₄/(м² ч), потоки – от 0.5 до 6.7 г С/(м² г).

Установлено, что в торфяных залежах ЛП имеет место пространственная, внутризалежная вариативность и временная изменчивость концентраций парниковых газов. В большей степени проявляется их внутризалежная вариативность. На фоне неравномерного распределения CO₂ и CH₄ в торфяных залежах обнаружена закономерность увеличения их концентрации и уменьшения амплитуды их колебаний с глубиной, что указывает на важность учета мощности торфяной залежи при определении депонированного и эмитируемого углерода в виде парниковых газов. Временную изменчивость концентрации парниковых газов в верхнем метровом слое залежей в большей степени определяли погодные условия месяца, а не года наблюдений. В этом слое максимальные значения концентрации CO₂ чаще регистрировали в июле, CH₄ – в мае и сентябре. При рассмотрении трехметровой залежи (на примере транзит-

ной части ЛП) максимальное влияние оказывал год исследования. Концентрация CH₄ во влажный год с ГТК 2.1 была в 2 раза больше, чем в сухой год с ГТК 0.8. Пространственная вариативность определялась водным режимом и соответственно положением пункта на ЛП. Образование CH₄ более активно проходило в метровой залежи осоково-сфагнуовой топи, занимающей автономную позицию ЛП.

Отмечено достоверное влияние типового и видового состава торфов, слагающих торфяную залежь, на внутризалежную активность образования CO₂ и CH₄.

Максимальные значения потоков углерода CO₂ и минимальные CH₄ выявляли на всех пунктах ЛП в сухой год с ГТК 0.9. Потоки углерода CH₄, независимо от ГТК лет, последовательно возрастали от аккумулятивной к транзитной и далее к автономной части ЛП.

В целом олиготрофные болота южно-таежной зоны Западной Сибири выделяют углерод в виде газов CO₂ и CH₄ в небольших количествах, если сравнить с его депонированием на этой территории. Вот почему столь важно при планировании освоения торфяных ресурсов определиться с выделением на территории Западной Сибири охраняемого фонда этих природных экосистем, являющихся значительными резервуарами потенциально мобильного органического углерода на планете.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках программы развития междисциплинарной научно-образовательной школы МГУ имени М.В. Ломоносова “Буду-

шее планеты и глобальные изменения окружающей среды” и при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-29-05197.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бажин Н.М.* Метан в атмосфере // Соросовский образовательный журнал. 2000. Т. 6. № 3. С. 52–57.
2. *Бобрик А.А., Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Рыжова И.М., Макаров М.И., Тимофеева М.В.* Распределение компонентов углеродного цикла почв лесных экосистем северной, средней и южной тайги Западной Сибири // Почвоведение. 2020. № 11. С. 1328–1340.
3. *Будыко М.И.* Изменения климата. Л.: Гидрометеоздат, 1974. 280 с.
4. *Вомперский С.Э.* Роль болот в круговороте углерода // Биогеоэкологические особенности болот и их рациональное использование. М.: Наука, 1994. С. 5–37.
5. *Добровольский В.В.* Основы биогеохимии. М.: Высшая школа, 1998. 413 с.
6. *Елисеев А.В.* Глобальный цикл метана: обзор // Фундаментальная и прикладная климатология. 2018. Т. 1. С. 52–70.
7. *Инишева Л.И., Виноградов В.Ю., Голубина О.А., Ларина Г.В., Порохина Е.В., Шинкеева Н.А., Шурова М.В.* Болотные стационары Томского государственного педагогического университета. Томск: Изд-во ТГПУ, 2010. 118 с.
8. *Инишева Л.И., Дементьева Т.В.* Скорость минерализации органического вещества торфа // Почвоведение. 2000. № 2. С. 196–203.
9. *Карелин Д.В., Почикалов А.В., Замолотчиков Д.Г., Гитарский М.Л.* Факторы пространственно-временной изменчивости потоков CO₂ из почв южнотаежного ельника на Валдае // Лесоведение. 2014. № 4. С. 56–66.
10. *Кудеяров В.Н.* Результаты 25-летних исследований углеродного баланса на территории России // Проблемы истории, методологии и социологии почвоведения. Пушино: Товарищество научных изданий КМК, 2017. С. 12–17.
11. *Кудеяров В.Н., Заварзин Г.А., Благодатский С.А., Борисов А.В., Воронин П.Ю., Демкин В.А., Демкина Т.С., Евдокимов И.В., Замолотчиков Д.Г., Карелин Д.В., Комаров А.С., Курганова И.Н., Ларионова А.А., Лопес де Гереню В.О., Уткин А.И., Чертов О.Г.* Пулы и потоки углерода в наземных экосистемах России. М.: Наука, 2007. 315 с.
12. *Курганова И.Н., Лопес-де-Гереню В.О., Хорошаев Д.А., Мякина Т.Н., Сапронов Д.В., Жмурин В.А., Кудеяров В.Н.* Анализ многолетней динамики дыхания почв в лесном и луговых ценозах Приокско-террасного биосферного заповедника в свете современных климатических трендов // Почвоведение. 2020. № 10. С. 1220–1236. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20100111>
13. *Лиштван И.И., Базин Е.Т., Косов В.И.* Физические свойства торфа и торфяных залежей. Минск: Наука и техника, 1985. 326 с.
14. *Махныкина А.В., Прокушкин А.С., Меняйло О.В., Верховец С.В., Тычков И.И., Урбан А.В., Рубцов А.В., Кошурникова Н.Н., Ваганов Е.А.* Влияние климатических факторов на эмиссию CO₂ из почв в средне-таежных лесах Центральной Сибири: эмиссия как функция температуры и влажности почвы // Экология. 2020. № 1. С. 51–61. <https://doi.org/10.31857/S0367059720010060>
15. *Махов Г.А., Бажин Н.М., Ефремова Т.Т.* Эмиссия метана из болот междуречья рек Оби и Томи // Химия в интересах устойчивого развития. 1999. № 2. С. 619–622.
16. Методы определения ботанического состава и степени разложения. М.: ИПК Изд-во стандартов, 1989.
17. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Л.: Гидрометеоздат, 1990. Вып. 8. 360 с.
18. *Наумов А.В.* К вопросу об эмиссии углекислого газа и метана из болотных почв южного Васюганья // Сибирский экологический журнал. 1994. № 3. С. 269–274.
19. *Наумов А.В.* Углекислый газ и метан в почвах и атмосфере болотных экосистем Западной Сибири // Сибирский экологический журнал. 2002. № 3. С. 313–318.
20. Национальный атлас почв Российской Федерации / Ред. С.А. Шоба. М.: Астрель АСТ, 2011. 632 с.
21. *Орлов Д.С., Минько О.И., Аммосова Я.М., Каспаров С.В., Глагольев М.В.* Методы исследования газовой функции почвы // Современные физические и химические методы исследования почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987. С. 118–156.
22. *Смагин А.В.* Газовая функция почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. 301 с.
23. *Смагин А.В., Шнырев Н.А., Садовникова Н.Б.* Поток метана в холодное время года: оценка методом закрытых камер // Почвоведение. 2016. № 2. С. 227–234. <https://doi.org/10.7868/S0032180X1602012X>
24. *Тюремнов С.Н.* Торфяные месторождения. М.: Наука, 1976. 487 с.
25. *Шарков И.Н.* Абсорбционный метод определения эмиссии CO₂ из почв // Методы исследований органического вещества почв. М.: Россельхозакадемия, 2005. С. 401–407.
26. *Шишов Л.Л., Тонконогов В.Д., Лебедева И.И., Герасимова М.И.* Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
27. *Chenu C., Angers D.A., Barré P., Derrien D., Arrouays D., Balesdent J.* Increasing organic stocks in agricultural soils: Knowledge gaps and potential innovations // Soil and Tillage Research. 2019. V. 188. P. 41–52. <https://doi.org/10.1016/j.still.2018.04.011>
28. *Clymo R.S.* Assessing the accumulation of carbon in peatlands // Northern peatlands in global climate change. FDITA / Eds.: R. Laiho, L. Jukka, H. Vasander. Helsinki: Publ. of Academy of Finland, 1996. P. 207–212.
29. *Clymo R.S., Bryant C.L.* Diffusion and mass flow of dissolved carbon dioxide, methane, and dissolved organic carbon in a 7-m deep raised peat bog // Geo-

- chimica et Cosmochimica Acta. 2008. V. 72. № 8. P. 2048–2066.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.01.032>
30. Joosten H., Sirin A., Couwenberg J., Laine J., Smith P. The role of peatlands in climate regulation Peatland Restoration and Ecosystem Services: Science, Policy and Practice. Cambridge: University Press, 2016. P. 66–79.
<https://doi.org/10.1017/cbo9781139177788.005>
 31. Köster E., Köster K., Berninger F., Prokushkin A., Aaltonen H., Zhou X., Pumpanen J. Changes in fluxes of carbon dioxide and methane caused by fire in Siberian boreal forest with continuous permafrost // J. Environmental Management. 2018. V. 228. P. 405–415.
<https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2018.09.051>
 32. Lappalainen E. General review on world peatland and peat resources: Global peat resources. Finland: Saarijärvi, 1996. P. 53–57.
https://doi.org/10.1007/978-1-4419-0851-3_161
 33. Le Quéré C., Andrew R.M., Canadell J.G et al. Global Carbon Budget // Earth Syst. Sci. Data. 2016. V. 8. № 2. P. 605–649.
<https://doi.org/10.5194/essd-8-605-2016>
 34. Moore T.R. Dissolved organic carbon in a northern boreal landscape // Global Biogeochemical Cycles. 2003. V. 17. № 4. 110914.
<https://doi.org/10.1029/2003gb002050>
 35. Naumov A.V. Emission of CH₄ and CO₂ in connection with temperature conditions of peat bog soils in the northern taiga // West Siberian Peatlands and Carbon Cycle: Past and Present subzone. Noyabrsk: Proceedings of the International Field Symposium. Novosibirsk, 2001. P. 110–112.
 36. Naumov A.V., Smolentseva E.N. Chapter 7. Estimation of carbon dioxide exchange of cascade geochemically conjugated steppe ecosystems in salinity condition // Steppe ecosystems: biological diversity, management and restoration. N.Y.: Nova Science, 2013. P. 153–163.
 37. Nilsson M., Bohlin E. Methane and Carbon Dioxide Concentrations in Bogs and Fens with Special Reference to the Effects of the Botanical Composition // Peat J. Ecology. 1993. V. 81. № 4. P. 615–625.
<https://doi.org/10.2307/2261660>
 38. Romanowicz E.A., Siegel D.I., Chanton J.P., Glaser P.H. Temporal variations in dissolved methane deep in the Lake Agassiz Peatlands, Minnesota // Global Biogeochemical Cycles. 1995. V. 9. № 2. P. 197–212.
<https://doi.org/10.1029/95gb00634>
 39. Song X., Wang G., Hu Z., Ran F., Chen X. Boreal forest soil CO₂ and CH₄ fluxes following fire and their responses to experimental warming and drying // Science of the Total Environment. 2018. V. 664. P. 862–872.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.07.014>
 40. Steinmann Ph., Shotyk W. Sampling anoxic pore water in peatlands using “peepers” for in situ-filtration // Fresenius J. Analytical Chemistry. 1996. V. 354. P. 709–713.
<https://doi.org/10.1007/s0021663540709>

Monitoring of Greenhouse Gas Production on the Landscape Profile of the Vasyugan Swamp

L. I. Inisheva¹, * and A. V. Golovchenko²

¹ Tomsk State Pedagogical University, Tomsk, 634061 Russia

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

*e-mail: inisheva@mail.ru

This study deals with the analysis of long-term trends in greenhouse gas concentration, emission and flows in the landscape profile (LP) of the Vasyugan swamp located in the south taiga biome in Western Siberia. The autonomous part of the LP is occupied by sedge-sphagnum swamp, the transitional part - by dwarf-shrub-sphagnum swamp with low pine trees and the accumulative part - by dwarf-shrub-sphagnum swamp with high pine trees. Peat deposit in autonomous and transitional parts of the LP reaches up to 3 meter thick, whereas in accumulative - up to 1 meter. Concentrations of greenhouse gases were determined by the “peepers” method, and emissions were determined by the chamber method. It was found that under different climatic conditions the concentration of CO₂ in the LP peat deposits varied in the range from 0.01 to 4.2 mmol/dm³, the concentration of CH₄ - from 0.01 to 2.19 mmol/dm³. The uneven distribution of CO₂ and CH₄ in peat deposits revealed a pattern of increasing their concentrations and decreasing the amplitude of fluctuations with depth. A reliable influence of the botanical composition of peats on the profile activity of the studied gases was determined. The temporal variability of greenhouse gas concentrations in the upper layer of LP deposits was determined to a greater extent by the weather conditions of the month: the maximum values of CO₂ concentrations were more often recorded in July, and CH₄ concentrations in May and September. CO₂ emission in LP peat deposits during the 8-year period ranged from 3.9 to 160.3 mgCO₂/(m² hour), flows from 17 to 120.5 gC/(m² year); CH₄ emission from -3.0 to 10.7 mgCH₄/(m² hour), flows from 0.5 to 6.7 gC/(m² year). The analysis of greenhouse gas emission with annual hydrothermal index considered has shown CO₂ maximum values and CH₄ minimum values in a dry year with 0.9 hydrothermal index. CH₄ flows, regardless of the hydrothermal index, consistently increased from the accumulative to the transit and then to the autonomous part of the LP.

Keywords: Tomsk region, stationary research, oligotrophic peatlands, peat deposit, CO₂ and CH₄ concentration, emission

УДК 631.415.1:631.416.8.

ФРАКЦИОННЫЙ СОСТАВ СОЕДИНЕНИЙ НЕКОТОРЫХ ТИПОМОРФНЫХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОЧВАХ ПРИБРЕЖНОЙ ТЕРРИТОРИИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ (ХАЙПУДЫРСКАЯ ГУБА)

© 2022 г. Е. В. Шамрикова^a, *, О. С. Кубик^a, С. В. Денева^a

^aИнститут биологии Коми научного центра Уральского отделения РАН,
ул. Коммунистическая, 28, Сыктывкар, 167982 Россия

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

Поступила в редакцию 27.01.2022 г.

После доработки 23.03.2022 г.

Принята к публикации 30.03.2022 г.

Сведения о различных формах химических элементов, таких как Na, K, Ca, Mg, Al, Fe, Mn, способствуют пониманию генезиса малоизученных почв северных побережий. Проведен анализ состава различных форм соединений элементов. Для определения валового содержания использована смесь концентрированных HF, HClO₄ и HCl, кислоторастворимых соединений – смесь концентрированных растворов кислот HNO₃ и H₂O₂, подвижных – ацетатно-аммонийный буферный раствор. Показано, что содержание привносимых элементов для почв маршевой зоны в большей мере определяется количеством и составом твердого стока, поступающего с морской водой и водосборов побережья. Для минеральных горизонтов почв отмечена тесная корреляция между содержанием илистой фракции и обменными формами K, Mg, Al ($R^2 = 0.4–0.5$), а также сильноподвижными формами этих же элементов, включая Fe ($R^2 = 0.6–0.8$). На распределение элементов по профилю зональных почв, формирующихся на наиболее высоких позициях рельефа, существенное влияние оказывают условия мерзлотного режима и импульвиризация солей.

Ключевые слова: маршевые и тундровые почвы, валовое содержание элементов, фракционный состав соединений Na, K, Ca, Mg, Al, Fe, Mn

DOI: 10.31857/S0032180X22090155

ВВЕДЕНИЕ

В мировом масштабе береговая линия Российской Федерации является самой протяженной. Несмотря на высокий интерес научного сообщества к экосистемам высоких широт, сектор прибрежной части арктической зоны до настоящего времени остается недостаточно изученным [17]. Наименее исследована территория побережья Баренцева моря [3, 40, 45, 46, 52].

Связующим звеном биологического и геологического круговоротов веществ Земли является почва – своеобразная буферная система, обеспечивающая развитие всех компонентов экосистемы и биосферы в целом. Воздействие агентов морской воды создает уникальную геохимическую обстановку, не характерную для большинства почв суши. Под действием соленых вод в маршевой зоне формируется определенный баланс химических компонентов, изменяется реакционная способность соединений с последующей трансформацией продуктов их взаимодействия [34]. При удалении от уреза воды вглубь материка влияние моря на

почву ослабевает и проявляется лишь за счет импульвиризации и выпадения на ее поверхность солевых морских вод в виде аэрозолей. На водоразделах арктической зоны латеральная и радиальная дифференциация веществ почв, как интегральный показатель их функционирования, существенно ограничивается условиями мерзлотного режима [7, 16, 31, 35, 54]. Единая концепция фракционного анализа элементов в почвах до сих пор не разработана. В силу большого числа используемых для этих целей методов и схем создаются трудности при сравнении полученных данных [37, 62].

Цель исследования – охарактеризовать фракционный состав Na, K, Ca, Mg, Al, Fe, Mn в почвах побережья Баренцева моря (Хайпудырская губа). Работа является продолжением цикла публикаций об особенностях состава и свойств почв данной территории [53–56, 58].

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Район исследований располагается в прибрежной части Хайпудырской губы Баренцева

Таблица 1. Объекты исследования

Строение профиля	Почва	Напочвенный покров
Участок I (68°19'49.0" с. ш., 59°31'05.0" в. д.)		
W(0–3)–ACao,h(3–24)–ACao,g(24–67)–CG(67–89)–CG _⊥ (89–97)	Маршевая примитивная гиттиевая иловато-легкосуглинистая (Tidalic Fluvisol (Loamic, Protosalic))	Моноценоз <i>Carex subspathacea</i> (осока обертковидная)
Участок II (68°19'49.4" с. ш., 59°31'07.8" в. д.)		
AУao(0–10)–AYh(10–19)–ACao,g(19–30)–CG(30–63)–CG(63–78)	Маршевая дерново-глеяевая легкосуглинистая (Gleyic Tidalic Fluvisol (Arenic, Ochric, Epiprotosalic))	Осоково-злаковое сообщество с галофитами
Участок III (68°18'26.5" с. ш., 59°44'12.8" в. д.)		
AУao(0–4)–AYh(4–11)–ACao,h,g(11–30)–CG(30–57)–CG _⊥ (57–66)	Маршевая примитивная дерново-глеяевая тяжелосуглинистая (Gleyic Tidalic Fluvisols (Loamic, Ochric, Epiprotosalic))	Разнотравно-злаковое растительное сообщество с галофитами
Участок IV (68°20'05.7" с. ш., 59°33'21.9" в. д.)		
O(0–1)–T1(1–16)–T2(16–23)–T _⊥ (23–30)	Торфяная олиготрофная мерзлотная (Cryic Folic Histosol)	Кустарничковое мохово-лишайниковое растительное сообщество
Участок V (68°16'58.9" с. ш., 59°54'49.5" в. д.)		
O(0–3)–T1(3–11)–T2(11–13)–G _{cf,tx} (13–27)–G1(27–38)–G2(38–55(69))–G _⊥ (55(69)–75)	Торфяно-глезем криогенно-ожелезненный мерзлотный (Histic Reductaquic Cryosol)	Пушицево-кустарничковое моховое растительное сообщество

моря. Природные условия и факторы почвообразования территории детально описаны ранее [53, 56]. Разнообразие растительных ассоциаций, геоморфологических условий, почвообразующих субстратов, а также специфические климатические условия района определили значительную пестроту почвенного покрова.

При проведении полевых исследований почвенные разрезы были заложены на пяти наиболее характерных для исследуемой территории участках, которые по уменьшению влияния степени засоления морскими водами можно расположить в следующий ряд: участок I затопливается регулярно, в каждый прилив (марши низкого уровня) – участок II расположен в 100 м от первого в глубь материка, подвергается периодическому подтоплению солеными водами во время сизигийных приливов, штормов и нагонов (марши среднего уровня) – участок III находится на надпойменной террасе р. Море-ю (марши среднего уровня) – участок IV размещен на высоком обрывистом берегу, подверженному влиянию импульверизации (плоскополигональный болотный комплекс) – участок V занимает часть выровненной водораздельной территории, менее всех доступной воздействию соленых морских вод (табл. 1).

Названия почв даны в соответствии с классификацией и диагностикой почв России [27, 51] и системой мировой базы почвенных ресурсов [38].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

При проведении полевых исследований в различных ландшафтных условиях были заложены опорные разрезы, основным методом изучения которых – традиционный морфологический анализ вертикального почвенного профиля с последующим отбором проб по генетическим горизонтам в соответствии с требованиями ГОСТа 17.4.4.02-2017¹.

Химический состав почв приведен в табл. 2, 3. Для определения валового содержания элементов в минеральных горизонтах почв выполняли разложение образцов смесью концентрированных кислот HF + HClO₄ + HCl при $t = 180^\circ\text{C}$ [63]. Измерение количества кислоторастворимых форм элементов всех образцов почв так же выполняли методом микроволнового вскрытия с использованием СВЧ-минерализатора “Минотавр-2” (Россия, ООО “Люмэкс”). Данный прием предполагает разложение почв смесью концентрированных растворов азотной кислоты и перекиси водорода в соотношении 10 : 1 при $t = 200^\circ\text{C}$ под давлением восемь атмосфер. Сравнительные измерения показали [20, 30], что подобный метод обеспечивает полное разложение органической

¹ ГОСТ 17.4.4.02-2017. Охрана природы. Почвы. Методы отбора и подготовки проб для химического, бактериологического, гельминтологического анализа. М.: Стандартинформ, 2018. 10 с.

Таблица 2. Валовое содержание и гранулометрический состав почв (%)

Гори-зонт	Валовое содержание (HF + HClO ₄ + HCl)					Гигроскопическая влага	Потеря массы от раствором HCl	Размер (мм) и содержание гранулометрических элементов					Сумма частиц >0.01	Сумма частиц <0.01			
	Ca	Mg	Na	K	Fe			Al	Mn	1-0.25	0.05-0.01				0.005-0.001	<0.001	
											0.05	0.01					
Участок I. Маршевая примитивная гиттисевая иловато-легкосуглинистая почва (Tidalic Fluvisol (Loamic, Protosalic))																	
W	1.22	0.58	1.94	1.63	1.83	3.46	0.04	1.0	3.7	2	62	22	2	1	11	86	14
АСао,h	0.59	0.53	1.82	1.71	1.39	3.20	0.02	0.9	1.9	5	35	40	4	3	13	80	20
АСао,g	0.65	0.58	1.61	1.71	1.81	3.93	0.02	0.8	1.8	3	47	27	5	4	14	77	23
CG	0.74	0.65	1.81	1.61	2.12	4.03	0.02	1.3	2.4	2	30	41	6	4	17	73	27
Участок II. Маршевая дерново-глеявая легкосуглинистая почва (Gleyic Tidalic Fluvisol (Arenic, Ochric, Epiptosalic))																	
AYao	0.74	0.46	2.03	1.79	1.43	3.81	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
AYh	0.84	0.49	2.01	1.80	1.16	4.22	0.02	0.7	1.0	1	51	34	1	2	11	86	14
АСао,g	-	-	-	-	-	-	-	0.6	1.1	1	56	33	2	0	8	90	10
CG	-	-	-	-	-	-	-	0.7	1.5	1	47	36	3	2	11	84	16
CG	0.61	0.55	1.87	1.76	1.76	3.32	0.02	0.8	1.9	1	35	44	3	3	14	80	20
Участок III. Маршевая примитивная дерново-глеявая тяжелосуглинистая почва (Gleyic Tidalic Fluvisol (Loamic, Ochric, Epiptosalic))																	
AYao	0.87	1.19	2.04	2.42	3.95	6.50	0.08	0.2	3.9	6	16	34	13	13	18	56	44
AYh	0.54	1.05	1.57	1.90	3.35	5.14	0.04	2.2	1.3	3	7	41	15	15	19	51	49
АСао,h,g	0.71	0.95	1.83	1.93	2.69	5.59	0.02	1.7	1.4	1	47	13	7	9	23	61	39
CG	0.66	0.40	1.52	1.72	1.31	3.84	0.02	1.4	0.5	0	67	22	4	0	7	89	11
Участок V. Торфяно-глезем криогенно-железистый мерзлотный (Histic Reductaquic Cryosol)																	
G _{cf,tx}	0.61	0.55	1.43	1.64	1.94	4.91	0.02	1.4	0.2	4	41	27	5	8	15	72	28
G1	0.48	0.47	1.33	1.64	1.94	3.48	0.03	1.5	0.4	5	56	14	4	5	16	75	25
G2	0.42	0.47	1.13	1.44	1.96	3.30	0.02	1.6	0.6	6	51	16	4	5	18	73	27
G ₁	0.59	0.56	1.23	1.64	1.94	4.40	0.03	1.3	0.6	4	46	21	6	8	15	71	29

Таблица 3. Химический состав почв

Гори-зонт	Глубина	pH _{H2O}	pH _{KCl}	C _{орг} /C _{несорг} (по [56])	Содержание кислоторастворимых (HNO ₃ + H ₂ O ₂)/подвижных (растворимых в ААБ*) форм										Несиликатные формы			
					г/кг										по Тамму			по Мера-Джексону
					Ca	Mg	Na	K	Fe	Al	Mn	Al	Fe	Fe				
Участок I. Маршевая гиттеевая иловато-легкосуглинистая почва (Tidalic Fluvisol (Loamic, Protosalic))																		
W	0-3	7.17	-	7.3/1.8	6.7/4.80	3.9/1.50	4.2/2.20	2.0/0.52	14.0/1.20	9.3/0.016	0.290/0.190	-	-	-	0.60			
АСао,h	3-24	5.98	-	41.0	2.4/0.72	3.3/0.77	2.8/3.10	2.3/0.41	10.0/0.27	10.9/0.030	0.092/0.010	0.02	0.17	-	0.14			
АСао,g	24-67	6.82	-	10.3/0.4	3.1/1.50	4.2/1.00	2.6/2.50	3.1/0.53	16.0/0.40	16.0/0.032	0.143/0.021	-	-	-	0.13			
CG	67-89	7.19	-	13.6/0.8	3.2/1.80	4.8/1.30	3.9/4.00	3.3/0.63	16.0/1.60	15.0/0.041	0.170/0.080	-	-	-	0.36			
Участок II. Маршевая дерново-глеявая легкосуглинистая почва (Gleyic Tidalic Fluvisol (Arenic, Ochric, Epiptosalic))																		
AYao	0-10	4.77	4.54	75.0	2.4/0.91	2.7/0.87	4.0/4.10	1.9/0.60	8.0/0.68	8.3/0.120	0.071/0.009	0.04	0.27	-	0.25			
AYh	10-19	5.52	5.07	13.4	2.2/0.40	2.6/0.49	1.8/1.80	2.1/0.37	7.2/0.058	9.4/0.054	0.077/0.005	0.03	0.05	-	0.03			
АСао,g	19-30	3.58	3.31	4.8	2.1/0.36	2.3/0.47	2.1/2.10	1.8/0.30	8.3/0.67	8.0/0.062	0.080/0.015	0.02	0.17	-	0.17			
CG	30-63	4.10	3.82	7.1	2.4/0.64	3.0/0.52	2.6/2.60	2.4/0.42	11.0/0.52	10.6/0.043	0.110/0.023	0.02	0.13	-	0.14			
CG	63-78	5.45	5.07	11.4	2.5/0.73	3.9/0.81	3.4/3.20	3.0/0.60	13.0/0.39	13.0/0.033	0.130/0.027	0.02	0.12	-	0.11			
Участок III. Маршевая примитивная дерново-глеявая тяжелосуглинистая почва (Gleyic Tidalic Fluvisol (Loamic, Ochric, Epiptosalic))																		
AYao	0-4	6.21	-	6.1/0	3.0/1.60	6.6/1.40	2.7/2.60	4.5/0.69	24.0/1.00	22.0/0.037	0.480/0.390	0.06	0.75	-	0.75			
AYh	4-11	6.46	-	38./0	2.9/1.30	7.0/1.30	2.0/2.00	4.0/0.55	24.0/0.83	24.0/0.047	0.310/0.140	-	-	-	0.17			
АСао,h,g	11-30	6.69	-	26.0/0	2.4/0.78	6.0/1.00	2.3/2.30	3.7/0.57	19.0/0.77	21.0/0.076	0.150/0.012	-	-	-	0.25			
CG	30-57	7.20	-	5.3/0.6	2.5/0.76	3.2/0.62	1.3/1.30	1.7/0.26	9.3/1.30	8.6/0.026	0.160/0.120	-	-	-	0.19			
Участок IV. Торфяная олиготрофная мерзлотная почва (Styic Folc Histosol)																		
O	0-1	3.87	2.80	434.0	1.8/0.81	1.5/0.82	0.5/0.29	1.2/0.73	1.7/0.017	1.5/0.018	0.082/0.048	0.05	0.10	-	0.12			
T1	1-16	3.96	2.73	447.0	1.9/1.10	1.2/0.97	0.3/0.22	0.4/0.26	1.3/0.012	1.1/0.009	0.010/0.005	0.07	0.12	-	0.12			
T2	16-23	3.98	2.91	444.0	2.0/1.10	0.7/0.54	0.2/0.14	0.3/0.12	15.0/1.20	2.3/0.071	0.010/0.004	0.18	2.3	-	1.76			
T ₁	23-30	4.04	3.03	468.0	2.9/1.00	0.8/0.47	0.2/0.15	0.3/0.054	7.9/0.13	3.5/0.059	0.014/0.006	0.25	0.74	-	0.62			
Участок V. Торфяно-глезем криогенно-ожелезненный мерзлотный (Histic Reductaquic Cryosol)																		
O	0-3	3.80	2.84	403.0	2.0/0.75	1.1/0.43	0.4/0.20	2.2/1.20	1.7/0.014	1.8/0.019	0.510/0.310	0.04	0.08	-	0.10			
T1	3-11	3.93	2.91	409.0	2.5/1.40	1.2/0.78	0.1/0.08	0.7/0.36	1.2/0.019	1.2/0.029	0.210/0.170	0.08	0.14	-	0.13			
T2	11-13	4.43	3.51	310.0	2.8/2.10	1.6/0.72	0.1/0.057	1.4/0.40	14.0/1.90	8.3/0.240	0.320/0.290	0.32	0.39	-	0.45			
G _{cf,ix}	13-27	5.51	3.59	3.7	2.5/0.93	2.9/0.43	0.2/0.007	3.1/0.10	22.0/0.52	28.0/0.120	0.220/0.070	0.16	1.69	-	1.99			
G1	27-38	5.48	3.97	3.9	1.9/1.10	3.5/0.46	0.1/0.008	2.5/0.11	15.0/0.30	19.0/0.120	0.230/0.016	0.18	0.61	-	0.66			
G2	38-55(69)	5.53	4.13	7.5	2.1/1.20	3.6/0.50	0.2/0.014	2.7/0.11	17.0/0.31	21.0/0.160	0.190/0.015	0.19	0.59	-	0.73			
G ₁	55(69)-76	5.92	4.40	4.6	2.3/1.20	3.3/0.42	0.2/0.008	2.3/0.11	15.0/0.15	18.0/0.108	0.217/0.031	0.15	0.37	-	0.60			

* Ацетатно-аммонийный буферный раствор.

матрицы. В этой связи для органогенных горизонтов тундровых почв участков IV и V результаты данного метода принимали за валовое содержание элементов. Подвижные формы элементов экстрагировали ацетатно-аммонийным буферным раствором (ААБ) с рН 4.8 [10]. Закономерности аккумуляции водорастворимых форм Na^+ , K^+ , Mg^{2+} и Ca^{2+} данных почв и методы их определения приведены ранее [56]. Содержание элементов в пробах измеряли методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой Spectro Ciros SPECTRO ARCOS. Количество аморфных и слабокристаллизованных соединений Fe и Al определяли методом Тамма (Т), свободных (несиликатных) форм Fe – методом Мера-Джексона (МД).

В пределах почвенных профилей для минеральных горизонтов почв выделили следующие фракции элементов: “*наименее подвижная (слабоподвижная)*” – по разности валового содержания ($\text{HF} + \text{HClO}_4 + \text{HCl}$) и содержания форм элементов, растворимых в ($\text{HNO}_3 + \text{H}_2\text{O}_2$)-вытяжке и “*сильноподвижная*” – по разности содержания элементов, измеренных в ($\text{HNO}_3 + \text{H}_2\text{O}_2$)-вытяжке и в ААБ. Для органогенных горизонтов почв *необменные формы* определяли по разности содержания элементов в ($\text{HNO}_3 + \text{H}_2\text{O}_2$)-вытяжке и их концентрации в ААБ растворе. Для всех образцов почв *обменные формы* – фракция, рассчитанная по разности между содержанием элементов в ААБ и водной вытяжке.

Оценку гранулометрического состава выполняли методом пипетки в соответствии с общепринятой методикой [4]. Определение значений рН проводили на ионметре универсальном Анион-4100 (Россия). Данные получены в аккредитованной лаборатории Экоаналит, а также отделе “Почвоведение” Института биологии Коми НЦ УрО РАН.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Факторы, определяющие распределение элементов в почвах. В поверхностных горизонтах источником различных форм элементов в основном служат растительные остатки. Для растительных сообществ высоких широт характерен менее интенсивный биологический круговорот веществ. Это является следствием как небольшого ежегодного нарастания, а, следовательно, и поступления в опад органической массы, так и в целом невысокой зольности растений арктической пустыни и тундры [42].

В минеральных горизонтах распределение элементов определяется гранулометрическим и минералогическим составом почв. В тонкодисперсных фракциях, обладающих более высокой емкостью катионного обмена, накапливаются, прежде всего,

Al и Fe, а также K и Mg – компоненты кристаллических решеток слоистых силикатов [36]. Причиной накопления Ca и Mg могут быть также карбонаты, диагностируемые в отдельных горизонтах [53]. Активная жизнедеятельность птиц на побережьях арктических морей является источником поступления K^+ , Ca^{2+} и Mg^{2+} [21]. Орнитофауна приобретает здесь заметное значение в процессе почвообразования [18, 68]. На этом фоне происходит обогащение прибрежных почв Na и Mg за счет поступления легкорастворимых солей с морской водой и путем импัลверизации.

На распределение элементов в почвах маршевой зоны существенно влияет протекание современных седиментационных процессов в связи с приносом минерального наилка на поверхность почвы во время продолжительных и обильных весенних половодий, штормов и др. Это приводит к постоянному омолаживанию субстрата, росту почвенного профиля вверх и погребению ранее сформировавшихся горизонтов. Определенной спецификой накопления элементов характеризуются приречные зоны вблизи устьев крупных рек, где происходит смешение двух типов вод – речных и морских. Эти зоны называются маргинальными фильтрами [32]. Под воздействием электролита (морской воды) наблюдаются значительные по масштабам процессы коагуляции и флокуляции растворенных (коллоидных) и взвешенных веществ, образование свежих оксигидратов Fe, Al, Mn [64, 69]. Седиментация и сорбция дополняются биоассимиляцией и биофильтрацией. Большой сорбционной емкостью обладает глинистый материал, далее органическое вещество и соединения Fe. Таким образом, маргинальные фильтры, контролируя распределение и баланс элементов в океане, обеспечивают накопление разных их форм как на дне, так и в затопляемом при разливе реке пространстве. В этой зоне откладывается 93–95% от взвешенных и 20–40% от растворенных веществ речного стока, включая загрязнения [12, 67]. Накоплению Al и Fe способствуют нейтральная реакция и непромывной тип водного режима почв.

Существенное значение в распределении элементов в почвенных профилях оказывают криогенные процессы, интенсивность которых определяется температурным фактором, количеством влаги, участвующей в фазовых переходах вода–лед, и минералого-гранулометрическим составом почвенной массы [47]. Разнонаправленная миграция веществ, вызывающая надмерзлотную аккумуляцию элементов и их криогенные “подтяжки”, представляет собой уникальное проявление, связанное с ролью мерзлоты как геохимического барьера и “стартера” [13]. В северном полушарии ареал объектов с подобными явлениями достаточно велик [35]. Нисходящие и восходящие потоки веществ в почвенном профиле разнесены во

времени в течение календарного года. Эффект разнонаправленной миграции определяется по правилу сложения векторов [43].

Надмерзлотную аккумуляцию Al и Fe в виде органо-минеральных компонентов связывают с “мерзлотной ретинизацией гумуса” (вымыванием и накоплением бесцветного гумуса) [1, 6, 19, 23, 25, 39, 47, 49, 50]. Согласно Арчевой [1], промораживание почв вызывает криогенное концентрирование подвижных форм органических и минеральных компонентов у промерзающей поверхности, что способствует коагуляции этих веществ, дегидратации и закреплению на месте образования в ходе полного промерзания минеральной массы. Изменения, вызванные криогенными процессами, являются устойчивыми, что обуславливает их усиление при повторном развитии тех же процессов [1]. В пользу подобного механизма также выступают результаты модельных опытов по промораживанию [60]. На примере минеральных горизонтов темно-каштановых почв при воздействии отрицательных температур зафиксировано достоверное уменьшение количества водорастворимой фракции органического углерода при одновременном увеличении содержания их щелочно-гидролизуемых форм. Таким образом, органо-минеральные комплексные соединения преимущественно в *весенне-летний* период могут мигрировать вглубь профиля и накапливаться над мерзлотой. Ранее было показано накопление в надмерзлотной толще торфяно-глеезема (почва участка IV) углерода органических соединений, а также его водорастворимых форм [53, 56, 58]. Второй, нисходящий, процесс перемещения элементов в почвах – криогенный массообмен, в частности, криотурбация, проявляющаяся в “затаскивании” мало подвижного гумуса из верхних горизонтов вглубь профиля [15, 16, 61, 66, 70, 72]. Следует отметить, что это явление может обеспечивать накопление Al и Fe, связанных с органическим веществом, в любой части почвенного профиля.

Не меньший интерес и дискуссию вызывают данные о миграции элементов в *осенне-зимний период*, которая происходит преимущественно в обратном направлении – с восходящими потоками влаги к иссушаемому, сезонно-промерзающему верхнему слою почвы [14, 22, 23, 33, 39]. По данным авторов [24], исследовавших температурный режим сезонно-промерзающих тундровых почв лесотундры и южной тундры с разной глубиной залегания мерзлоты, зона нулевых температур на глубине 20–50 см может сохраняться в течение 1–2 месяцев, тогда как промерзание влажной торфяной толщи происходит гораздо быстрее, что создает градиент влажности в сезонно-талом слое. Существуют сведения о миграции поровых растворов к поверхности в мерзлотных почвах и зимой, в течение всего периода стояния снежного покрова [48]. Так, эксперименты по определению скорости

миграции в мерзлых породах в Антарктиде показали, что ионы ^{36}Cl мигрируют за 25 дней на расстояние в 7 см [71]. При этом скорость перемещения солей в профиле контролируется градиентом влажности [26]. Это приводит к формированию криогенных солевых ореолов из легкорастворимых форм металлов в приповерхностной части сезонно-талого слоя [33, 48].

Миграция Al может происходить как в виде алюмоорганических комплексных соединений (в широком интервале значений pH), так и в виде аквагидрохсокомплексов ($\text{pH} < 5$). Величина выноса/накопления Al зависит от водного режима с учетом влияния на него мерзлотных явлений. Наряду с истинными растворами возможно поднятие и коллоидных растворов [33]. Количество миграционной влаги, несущей с собой тонкодисперсные частицы, зависит от типа субстрата и скорости промерзания. В профиле почвы при медленном темпе промораживания количество влаги, перемещаемой к фронту промерзания, обычно больше, чем при быстром [33]. В изученном торфяно-глееземе (участок V) аккумуляция Fe представлена морфологически в виде охристо-ржавой каймы, образующейся в верхней части относительно обедненного соединениями железа сизо-голубого глеевого тиксотропного горизонта $G_{\text{cf,tx}}$ (13–27 см), а также ржавыми “языками”, проходящими сквозь эту толщу. Накопление соединений алюминия морфологически не очевидно.

Подобное распределение элементов является результатом восходящих криогенных миграций восстановленных форм Fe и Mn к фронту промерзания с последующим их окислением и формированием охристых аккумуляций в виде ферригидрита, гетита или ферроксигита. Мобилизации поливалентных металлов способствует специфика окислительно-восстановительных условий. Согласно литературным сведениям, в торфяных мерзлотных почвах северной лесотундры выражено постепенное изменение условий от переходных (слабо-окислительных/слабо-восстановительных) $Eh = 330\text{--}400$ мВ в сезонно-талом слое к умеренно восстановительным $Eh = 180\text{--}230$ мВ в слоях на глубине 80–100 см, где преобладают Fe(II) и Mn(II) [5].

Таким образом, условия почвообразования на исследуемой территории обеспечивают широкую вариативность источников изучаемых элементов и механизмов их стабилизации. С позиций этих знаний рассмотрим содержание различных форм элементов в почвах.

Фракционный состав элементов. *Слабодвижные формы элементов.* Нахождение элементов в наименее подвижной фракции, вероятно, обеспечивается присутствием устойчивых к выветриванию минералов, таких как калиевые и кальциевые полевые шпаты (K, Ca, Al), плагиоклаз (Na,

Ca), амфибол (Ca, Mg), диоктаэрические слюды (Al, Fe, Mn, Mg) и др. Согласно [28], минералы имеют разную устойчивость к процессам криогенного выветривания минерального вещества. Ряд по возрастанию устойчивости минералов имеет вид: кварц → пироксены → амфиболы → полевые шпаты → слюды.

В маршевых почвах вклад наиболее устойчивой фракции в общее содержание элементов существенно различается (рис. 1). Так, для Na и K этот показатель составляет 80–90, Ca и Al – 50–80, Mn – 20–60, Mg – 20–45, Fe – 10–45%.

В торфяно-глееземе доля слабоподвижных форм в общем содержании имеет сходный диапазон только для K и Mg, больше вклад наиболее устойчивых форм Na – до 99%. Меньшая роль Ca (50–60%), вероятно, связана с тем, что почва не содержит карбонатов. Вклад остальных элементов несколько ниже, чем в маршах – Al (35–60), Mn (7–25) и Fe (13–23%). Следует также отметить, что в профиле торфяно-глеезема наиболее существенный вклад слабоподвижных форм всех элементов присущ законсервированной мерзлотной толще G_{\perp} (55(69)–76 см), в меньшей степени подвергающейся процессам выветривания и поступления элементов из вышележащих слоев. Напротив, для большего числа элементов минимальная доля слабоподвижных форм свойственна надмерзлотному глеевому горизонту G_2 (38–55(69) см). При достаточно однородном гранулометрическом составе минеральной толщи (табл. 2) именно надмерзлотный горизонт характеризуется накоплением углерода органических соединений.

Исключение составляет профильное распределение разных форм Fe и Mn. Общим для этих двух элементов является низкое содержание сильноподвижных форм над мерзлотой, а также практически полное отсутствие наиболее устойчивых соединений элементов в верхнем минеральном горизонте. В этой подподстилочной толще валовое содержание Fe практически полностью представлено его сильноподвижными формами, а Mn, дополнительно, и обменными (64 и 30% от валового содержания соответственно). Таким образом, специфика распределения поливалентных Fe и Mn свидетельствует о существенном преобразовании верхней части минеральной толщи торфяно-глеезема, расположенной непосредственно под торфяным слоем, а также горизонта над мерзлотой.

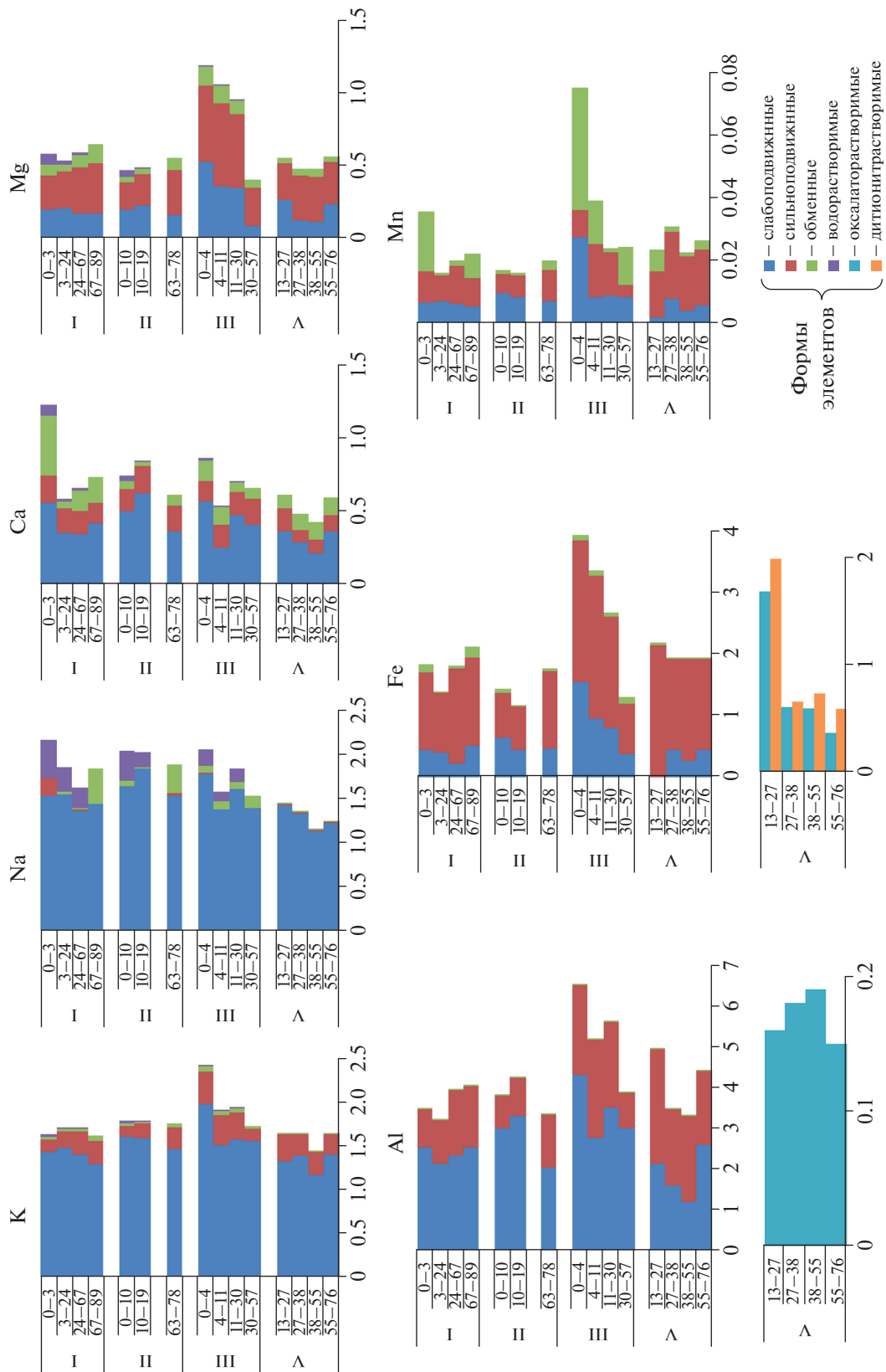
Сильноподвижные формы элементов. В маршевых почвах доля данной фракции от валового содержания для различных элементов колеблется существенно: Na – до 10, K – 10–20, Ca – 15–30, Mg – 40–65, Al – 20–50, Fe – 50–85, Mn – 10–60%. Для торфяно-глеезема вклад сильноподвижных форм Na не превышает 2, K – 13–18, Ca – 50–60, Al – 35–60, Fe – 13–23, Mn – 7–25%, что несколько

меньше, чем в маршевых почвах, в отношении Mg значения сопоставимы.

Для горизонтов засоленных почв отмечена тесная взаимосвязь содержания сильноподвижных форм Al с Fe, а также K с Fe, Al и Mg ($R^2 = 0.88–0.94$, рис. 2а), что свидетельствует об их общих источниках, таких как слюды, иллиты, хлориты, смектиты, вермикулиты. Эта гипотеза подтверждается тесной корреляцией между количеством сильноподвижных форм Mg, K, Al, Fe и содержанием иллитовой фракции, $R^2 = 0.63–0.78$ (рис. 2б).

В надмерзлотной толще торфяно-глеезема выражено незначительное накопление сильноподвижных форм Al и Fe по сравнению с выше- и нижележащими горизонтами. Вероятно, это может быть связано с нисходящей миграцией наиболее растворимых форм соединений названных элементов вплоть до мерзлоты как водоупора. Однако более выраженной зоной накопления сильноподвижных форм Al и Fe является горизонт, следующий за торфяной толщей. Здесь отмечено превышение содержания этой фракции обоих элементов в 1.3–1.5 раза по сравнению с нижней частью профиля. К факторам, препятствующим и компенсирующим нисходящую миграцию сильноподвижных форм, могут быть отнесены тиксотропные свойства горизонта $G_{cf,tx}$ (13–27 см) и восходящие потоки Fe-содержащих соединений. Тиксотропный горизонт характеризуется отсутствием структуры и обладает очень малой пористостью – даже невысокое содержание влаги приводит к заполнению всех пор водой [23]. Аккумуляция влаги в этой части профиля объясняется наличием моховой подстилки, предохраняющей верхние слои от физического испарения за счет большой водоудерживающей способности, среднесуглинистым гранулометрическим составом, низкой водопроницаемостью и преобладанием связанных форм влаги [2, 22, 23, 29, 41].

Оксалато- и дитионитрастворимые формы Al, Fe. Традиционно химическое фракционирование соединений Fe в нашей стране ведется по схеме, предложенной Зонном. Однако исследования последних лет показали дискуссионность интерпретации результатов химической экстракции соединений Fe из почв [9]. Согласно данным, полученным с использованием мессбуаэровской спектроскопии, предлагается несколько иная структура соединений Fe. В автоморфных почвах содержание соединений, извлекаемых вытяжкой Тамма, следует рассматривать как количество Fe(III) в составе легкоразрушаемых комплексных соединений. В гидроморфных минеральных почвах с застойным режимом влажности содержание оксалогоразстворимых соединений отражает количество Fe, которое растворяется на начальной стадии биогенного восстановления Fe(III). Содержание дитионитрастворимых соединений следует рас-



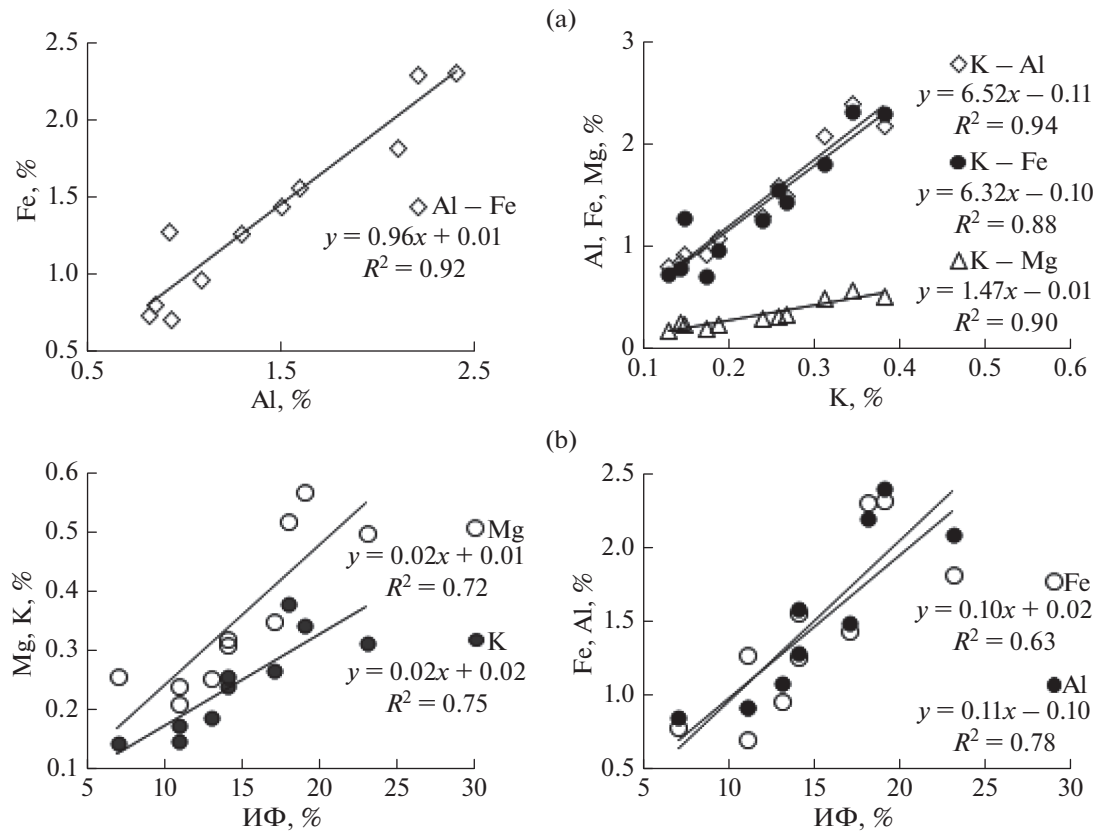


Рис. 2. Взаимосвязь содержания элементов в составе сильноподвижной фракции почв между собой (а), с содержанием илистой фракции (ИФ) почв (б).

смагивать как количество железа (III) в составе восстанавливаемых растворимых веществ как (гидр)оксидов, так и силикатов, потенциально способных к восстановлению в переувлажненных почвах с достаточно высоким содержанием доступного микроорганизмам органического вещества.

Исследования показали, что критерий Швертмана $K_{Ш} = Fe_o/Fe_d$ превышает единицу ($1.0 < K_{Ш} \leq 3.8$), что свидетельствует о неаддитивности вытяжек Тамма и Мера-Джексона [8]. Принцип аддитивности вытяжек реализуется в горизонте АУао (0–4) почвы третьего участка (pH_{H_2O} 6.21), в наиболее кислых горизонтах АСао,g (19–30), СГ (30–63 см) почвы второго участка (pH_{H_2O} 3.58–4.1), а также в большинстве горизонтов тундровых почв. Содержание ионов Fe в вытяжках Тамма и Мера-Джексона тесно взаимосвязано ($R^2 = 0.88$).

Концентрация оксалаторастворимого Al в пределах почвенных профилей меняется в диапазоне от 0.02 до 0.2% (менее 6% от валового содержания). Количество Fe, извлекаемое двумя растворителями из различных генетических горизонтов всех исследуемых почв, сопоставимо между собой и характеризуется колебанием значений от 0.1–2%. Доля

несиликатных форм Fe от его валового содержания в маршевых почвах составляет 3–40%. В минеральной части торфяно-глебезема вклад оксалаторастворимых форм элементов равен 20–90, дитионитрастворимого Fe – 30–100%. В тиксотропном горизонте $G_{cf,tx}$ (13–27 см) содержание экстрагируемых форм Fe (особенно дитионитрастворимого) на 80–100% соизмеримо с количеством сильноподвижных форм и валовым содержанием элемента, вглубь профиля вклад этих форм ослабевает до 20–40%. Аккумуляции оксалаторастворимого Al в тиксотропном горизонте не отмечено.

Более высокое содержание Al и Fe в минеральных горизонтах торфяно-глебезема по сравнению с маршевыми почвами может быть связано с большей кислотностью почв и образованием металл-органических соединений. На педохимию Fe, помимо значений pH, влияет окислительно-восстановительный статус почв (в данном исследовании мониторинга окислительно-восстановительного потенциала выполнено не было). При низких значениях pH Fe может быть существенно более подвижно, чем Al.

Корреляция содержания оксалато- и дитионитрастворимых форм элемента с сильноподвижными

его формами отсутствует ($R^2 = 0.3-0.4$). Раствором Тамма извлекается в 10–50 раз меньше Al и по сравнению с его количеством, относимым к сильноподвижной фракции. Превышение содержания сильноподвижного Fe над его концентрациями в вытяжках Тамма и Мера-Джексона тоже имеет место, но в меньшей степени (1.1–24 раза), причем для горизонтов торфяно-глебезема кратность невысока по сравнению с почвами маршей. При этом с глубиной отмечено последовательное увеличение отношения масс сильноподвижной и оксалаторастворимой фракций (от 1 до 4).

Обменные формы элементов. Термин “обменные катионы” в отношении торфяных горизонтов, представленных неразложившимися и слабо разложившимися растительными остатками, относится с определенной долей условности. Дополнительно терминологическая неточность касается ионов Na в засоленных почвах, а также ионов кальция в карбонатсодержащих горизонтах. Более точно – фракция ионов, переходящих в ацетатно-аммонийную вытяжку, за вычетом их водорастворимых форм, то есть в соответствии с методами их измерения.

В торфяной олиготрофной почве доля обменных форм K и Mn уменьшается с глубиной, при увеличении участка Al, Fe и Na, значения для Ca и Mg меняются разнонаправленно. По всей вероятности, преобладающее количество катионов, входящих в состав морской воды, в поверхностной толще этой почвы связано с аэральным переносом вещества на поверхность водораздела. Таким образом, происходит обогащение поверхностных горизонтов торфяных почв элементами не только водорастворимой фракции, на что указывалось ранее [56], но и подвижной, извлекаемой ацетатно-аммонийным буферным раствором.

В минеральных горизонтах всех почв доля обменного Mg от валового содержания составляет 10–20, Ca – 10–30, Al – не более 0.5 и Fe – менее 10%. Вклад обменных форм K, Na, Mn от общего количества для почв маршей и водоразделов различается существенно и имеет соответствующие значения для пяти исследуемых участков: 1–4, 1–22, 3–53 и 1, менее 0.1, 2–20% соответственно. Количество обменных Mg, K, Al и илистой фракции взаимосвязаны ($R^2 = 0.44-0.50$), для других элементов эта связь отсутствует.

Кислотность почв. Маршевые почвы характеризуются широким диапазоном значений pH_{H_2O} – от 3.58 до 7.20 (табл. 3). Почвы участков I и II имеют контрастные кислотные профили, изменение значений pH_{H_2O} с глубиной разнонаправлено. Разница pH соседних горизонтов существенна – достигает 1.5–2.3 ед. pH. В этих почвах, расположенных друг от друга на расстоянии 100 м, наиболее кислые горизонты находятся на близких глубинах (соответственно 3–24 и 19–30 см), что,

вероятно, связано со сходными условиями почвообразования. Кислотность в профиле почвы участка III, наиболее отдаленной от моря и формирующейся на надпойменной террасе, меняется незначительно (pH_{H_2O} 6.6–6.9).

Высокие значения pH почв обусловлены присутствием карбонатов, а также регулярным воздействием соленых морских вод. Все эти факторы способствуют накоплению талассофильных элементов (Na, Mg, Ca). Как было показано ранее [53], большим содержанием углерода неорганических соединений характеризуется почва маршей низкого уровня, затапливаемая в каждый прилив, а в ней – поверхностный слой. Карбонаты обнаружены и в нижнем горизонте почвы третьего участка. В почвы литоральной зоны карбонаты поступают преимущественно за счет приноса $C_{неорг}$ в составе морской воды и карбонатных отложений.

Помимо непосредственного влияния морской воды, возможно повышение значений pH почв и за счет реакций катионного обмена – вытеснения обменных протонов и ионов алюминия катионами, входящими в состав воды, нагоняемой приливами. В какой форме поступает углерод неорганических соединений почв (растворенные гидрокарбонаты, карбонаты, взвеси) не установлено.

Бескарбонатная маршевая почва участка II, испытывающая наименьшее воздействие морской воды, по сравнению с почвой первого участка, более кислая pH_{H_2O} 3.6–5.5, pH_{KCl} 3.3–5.1. Горизонт АСао,г (19–30 см) с сильнокислой реакцией диагностирован, как указано выше, в срединной части профиля. Обращает на себя внимание незначительная разница значений pH водной и солевой суспензий (ΔpH 0.3). Этот горизонт отличается от выше- и нижележащей толщ отсутствием гидрокарбонат-иона [55], небольшим количеством валовых форм Ca, Mg и K, в некоторой степени и Na, минимальным содержанием органического углерода (при колебании от 4.8 до 75 г/кг), наименьшей долей глинистых частиц <0.01 мм (при варьировании в профиле от 8 до 14%).

Кроме специфики приносимого морем субстрата [65], соленость вод также является значимым фактором, влияющим на химический состав наилка. Соленость воды – переменный параметр, зависящий от количества выпадающих атмосферных осадков, испарившейся влаги, объема притока менее соленых морских [56] и талых вод. Однако в большей степени межгодовая изменчивость солености морской воды, особенно у побережья, зависит от весьма выраженных колебаний речного стока, обусловленных проведением различных водохозяйственных мероприятий [11]. В 80-е годы прошлого столетия начало функционировать Печорское водохранилище – технологи-

ческий водный объект Печорской гидроэлектростанции. Водоем был создан искусственно на правом берегу р. Печора в 1984 г. Вблизи г. Печора были залиты два небольших озера и прилегающие заболоченные лесные участки. Площадь водохранилища составляет 574 га. Уменьшение содержания катионов щелочных, щелочноземельных металлов и гидрокарбонат-иона в прибрежных водах Хайпудырской губы могло быть связано с мероприятиями, вызывающими повышенный речной сток р. Печоры — главной водной магистрали, ежегодно доставляющей примерно 130 км³ пресной воды. Если провести ориентировочные расчеты, взяв средний “прирост” маршевых почв до 1 см/год [44], а глубину наиболее кислого слоя 3–30 см, то можно предположить, что наиболее кислая толща могла начать формироваться как раз около 30 лет назад. Данная гипотеза требует более детальной проработки.

Тундровые почвы, расположенные выше литоральной зоны и испытывающие влияния морских вод только за счет импульверизации, имеют кислую реакцию. Вглубь профилей значения pH увеличиваются. В торфяных горизонтах pH_{H_2O} колеблется 3.8–4.4, pH_{KCl} — 2.7–3.5. Природа обменной кислотности органогенных горизонтов была подробно исследована ранее [55, 56]. Показано доминирование сильнокислотных компонентов ($pK_a \leq 3$) в составе обменной кислотности почв, обусловленной кислотами (“обменным H^+ ” по Соколову). Вклад ионов Fe^{3+} в формирование обменной кислотности органогенных горизонтов почв с $pH_{KCl} \leq 3.0$ может достигать 60%. Источником кислотности солевых вытяжек могут быть низкомолекулярные кислоты (щавелевая, малеиновая, лимонная), наиболее сильнокислотные группы растворимых фульвокислот, а также кислоты твердой фазы почв, отдающих протоны в ходе реакций катионного обмена с ионами калия. Накоплению в твердой фазе почв соединений кислой природы способствует низкое содержание различных форм Ca^{2+} и Mg^{2+} , участвующих в их нейтрализации. Как упоминалось выше, содержание зольных элементов в тканях растений этой территории несколько меньше по сравнению с данными показателями у аналогичных растений более южных широт [42]. Этот факт является одной из причин распространения сильнокислых торфяных почв в районах Крайнего Севера. Кроме того, питание олиготрофных почв в отличие от эвтрофных осуществляется за счет атмосферных осадков с низким содержанием катионов.

Глеевые горизонты существенно менее кислые по сравнению с органогенными. Указанные выше особенности водного режима тундровых почв препятствуют выносу K^+ , Na^+ , Ca^{2+} и Mg^{2+} . Повышению значений pH может способствовать также сам процесс восстановления Fe^{3+} , свой-

ственный глеевым горизонтам и сопровождающийся поглощением протонов в соответствии с реакцией: $Fe(OH)_3 + 2H^+ \leftrightarrow Fe^{2+} + 1/4O_2 + 5/2 H_2O$, на что указывалось ранее [57].

Солевые вытяжки глеевых горизонтов существенно более кислые — на 1.5–2 ед. pH ниже по сравнению водными. Ранее при анализе вариации кислотных свойств автоморфных суглинистых почв ряда южная тайга → средняя тайга → северная тайга → южная тундра, нами было высказано предположение [57, 59], объясняющее эту особенность глеевых горизонтов. Вероятно, кислотно-основные свойства глеевых горизонтов обуславливаются не столько органическими соединениями, образующимися в подстилке, сколько минеральными компонентами. Возможно, в глеевых горизонтах присутствуют обменные сильнокислотные компоненты (например, соединения Fe^{3+}), которые определяют низкое значение pH_{KCl} даже при их небольшом содержании (низкая обменная кислотность), но не переходят в жидкую фазу водной суспензии при определении pH_{H_2O} (pH_{H_2O} высокие).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование прибрежных почв Хайпудырской губы показало, что на сравнительно небольшой площади, находящейся в зоне влияния морских течений, существует своеобразная совокупность факторов педогенеза, обуславливающая формирование здесь специфических почв с широким диапазоном варьирования разных форм элементов (Na, K, Ca, Mg, Al, Fe, Mn).

Под действием приливов и отливов за счет седиментации пылеватых и илистых отложений по отлогим низким берегам накапливается значительная часть осадков. Результатом этого является образование почвенных слоев, существенно отличающихся по составу и свойствам. Помимо специфики состава твердого стока значительная межгодовая изменчивость количества привносимых элементов определяется колебаниями солёности морской воды, в том числе связанной с проведением различных водохозяйственных мероприятий.

Содержание Na, Mg, в меньшей степени Ca, зависит от притока легкорастворимых солей с водой и посредством импульверизации. В минеральных горизонтах засоленных почв распределение слабо- и сильноподвижных форм элементов определяется также гранулометрическим составом наносов, приносимых морем и/или рекой Море-ю (маршевая примитивная дерново-глеевая тяжелосуглинистая почва). Горизонты, богатые илистой и тонкопылевой фракциями, характеризуются большим содержанием Mg, Al, Fe и K. На этом фоне проявляется варьирование валового химического (элементного) состава: Ca и

Mg – 0.4–1.2, Na и K – 1.1–2.4, Fe – 1.2–4.0, Al – 3.2–6.5, Mn – до 0.1%.

На высоких позициях рельефа с тундровыми экосистемами, подверженными влиянию моря лишь посредством выпадения морских аэрозолей в результате переноса их воздушными массами, на формирование почв наибольшее влияние оказывают зональные факторы почвообразования. Закономерности аккумуляции Al и Fe в зональных почвах определяются осенней восходящей миграцией растворов к фронту сезонного промерзания, геохимическими барьерами, ограничивающими нисходящую миграцию элементов, образующихся после отмирания, разложения и минерализации растительного опада. Препятствием нисходящей миграции могут выступать как мерзлота, так и слабопроницаемые глеево-тиксотропные горизонты.

Все перечисленные факторы в той или иной мере влияют на кислотность почвенных горизонтов, диапазон колебаний которой существенен.

Результаты исследований могут быть использованы при разработке нормативных природоохранных документов и стать основой для планирования региональных экологических программ при оценке антропогенного воздействия на компоненты природной среды арктических и субарктических регионов европейского Северо-Востока.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы обращаются к светлой памяти Татьяны Алексеевны Соколовой, сформулировавшей идею данной статьи, а также принявшей значительное участие в обсуждении экспериментального материала.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 20-04-00445а (AAAA-A20-120012290097-7) “Факторы и механизмы стабилизации органического вещества в почвах экстремальных условий (на примере арктических экосистем)”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арчегова И.Б. Гумусообразование на севере европейской территории СССР. Л.: Наука, 1985. 136 с.
2. Арчегова И.Б., Забоева И.В. Криогенные проявления в почвах Коми АССР. Сыктывкар, 1974. 36 с.
3. Бахмет О.Н. Особенности почв скальных ландшафтов Карельского побережья Белого моря // Уч. зап. Петрозаводского государственного универси-

тета. Сер. Сельскохозяйственные науки. 2013. № 6. С. 55–59.

4. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
5. Василевич Р.С. Макро- и микроэлементный состав мерзлотных бугристых торфяников лесотундры европейского Северо-Востока России // Геохимия. 2018. № 12. С. 1158–1172. <https://doi.org/10.1134/S0016752518100126>
6. Васильевская В.Д. Почвообразование в тундрах Средней Сибири. М.: Наука, 1980. 235 с.
7. Власова Н.В. Таежно-мерзлотные геосистемы Средней Сибири и некоторые их геохимические показатели (на примере Ербогаченской провинции) // Геополитика и экогеодинамика регионов. 2014. Т. 10. Вып. 2. С. 399–402.
8. Водяницкий Ю.Н. Соединения железа и их роль в охране почв. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2010. 282 с.
9. Водяницкий Ю.Н., Шоба С.А. Дискуссионные вопросы интерпретации результатов химической экстракции соединений железа из почвы // Почвоведение. 2014. № 6. С. 697–704. <https://doi.org/10.7868/S0032180X14060112>
10. Воробьева Л.А. Теория и методы химического анализа почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 136 с.
11. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1. Баренцево море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 281 с.
12. Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 159 с.
13. Горячкин С.В. Почвенный покров Севера (структура, генезис, экология, эволюция). М.: ГЕОС, 2010. 414 с.
14. Горячкин С.В., Водяницкий Ю.Н., Конюшков Д.Е., Лесовая С.Н. и др. Биоклиматогенные и геогенные проблемы географии почв Северной Евразии // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2008. № 62. С. 48–68.
15. Губин С. Динамика верхней границы многолетней мерзлоты и проблема ретинизации гумуса в тундровых почвах Северо-Востока России // Проблемы эволюции почв. Пушино, 2003. С. 168–172.
16. Губин С.В., Лупачев А.В. Надмерзлотные горизонты аккумуляции грубого органического вещества в криоземах тундр Северной Якутии // Почвоведение. 2018. № 7. С. 815–825. <https://doi.org/10.1134/S0032180X18070043>
17. Губин С.В., Лупачев А.В. Подходы к классификации почв аккумулятивных берегов морей восточного сектора Российской Арктики // Почвоведение. 2022. № 1. С. 25–32. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22010051>
18. Добровольский В.В. О геохимической специфике почвообразования на морских и океанических островах и побережьях // Почвоведение. 1991. № 4. С. 89–102.

19. *Еловская Л.Г.* Классификация и диагностика мерзлотных почв Якутии. Якутск, 1987. 172 с.
20. *Елькина Г.Я., Денева С.В., Лантева Е.М.* Тяжелые металлы в системе почва-растение в биогеоценозах Большеземельской тундры // Теоретическая и прикладная экология. 2019. № 3. С. 41–47. <https://doi.org/10.25750/1995-4301-2019-3-041-047>
21. *Иванов А.Н., Авессаломова И.А.* Орнитогенные экосистемы – геохимические феномены биосферы // Биосфера. 2012. Т. 4. № 4. С. 385–396.
22. *Иванова Е.Н., Польшцева О.А.* Почвы Европейской тундры // Тр. Коми филиала АН СССР. Сер. Географическая. 1952. Вып. 1. С. 72–122.
23. *Игнатенко И.В.* Почвы восточно-европейской тундры и лесотундры. М.: Наука, 1979. 62 с.
24. *Каверин Д.А., Пастухов А.В.* Особенности температурного режима сезоннопромерзающих почв тундровых ландшафтов европейского Северо-Востока России // Бюл. Почв. ин-та. 2017. № 87. С. 3–21.
25. *Караваева Н.А.* Тундровые почвы Северной Якутии. М.: Наука, 1969. 208 с.
26. *Кларидж Г.Г.С., Кэмпбелл И.Б.* Эксперимент с использованием хлорида лития для иллюстрации перемещения загрязняющих веществ в почвах холодной пустыни // Криосфера Земли. 2000. Т. IV. № 1. С. 83–87.
27. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
28. *Конищев В.Н., Рогов В.В.* Влияние криогенеза на глинистые минералы // Криосфера Земли. 2008. Т. XII. № 1. С. 51–58.
29. *Коновенко А.В.* Гидротермический режим таежных и тундровых почв европейского Северо-Востока. Л.: Наука, 1986. 145 с.
30. *Ладонин Д.В.* Формы соединений тяжелых металлов в техногенно-загрязненных почвах. Автореф. дис. ... докт. биол. н. М., 2016. 42 с.
31. *Лантева Е.М., Каверин Д.А., Пастухов А.В., Шамрикова Е.В., Холопов Ю.В.* Ландшафтно-биогеографические аспекты аккумуляции и миграции тяжелых металлов в почвах Арктики и Субарктики европейского Северо-Востока // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2015. С. 47–60.
32. *Лисицын А.П.* Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.
33. *Маслов А.Д., Осадчая Г.Г., Тумель Н.В., Шполянская Н.А.* Основы геоэкологии. Ухта: Институт управления, информации и бизнеса, 2005. 176 с.
34. Материалы комплексного экологического обследования территории Хайпудырской губы с прилегающими тундровыми участками, обосновывающие необходимость придания ей статуса государственного природного заказника регионального значения “Хайпудырский”. URL: <https://docplayer.ru/27950599-Materialy-kompleksnogo-ekologicheskogo-obsledovaniya-territorii-haipudyrskoy-guby-s-prilegayushchimi-tundrovymi-uchastkami-obosnovyayushchie-neobhodimost.html>
35. *Мергелов Н.С., Таргульян В.О.* Процессы накопления органического вещества в минеральной толще мерзлотных почв приморских низменностей Восточной Сибири // Почвоведение. 2011. № 3. С. 275–287.
36. Минералы. Справочник. Силикаты со структурой, переходной от цепочечной к слоистой. Слоистые силикаты (каолиновые минералы, серпентины, пирофиллит, тальк, слюды) / Ред. Ф.В. Чухров. М.: Наука, 1992. Т. 4. Вып. 1. 599 с.
37. *Минкина Т.М., Мотузова Г.В., Назаренко О.Г., Крыщенко В.С., Манджиева С.С.* Комбинированный прием фракционирования соединений металлов в почвах // Почвоведение. 2008. № 11. С. 1324–1333.
38. Мировая реферативная база почвенных ресурсов 2014. Мировая система почвенной классификации для диагностики почв и создания легенд почвенных карт. Исправленная и дополненная версия 2015 / Пер. И.А. Спиридоновой; под ред. М.И. Герасимовой и П.В. Красильникова. М.: ФАО/МГУ им. М.В. Ломоносова, 2017. 203 с.
39. *Ногина Н.А.* Почвы Забайкалья. М.: Наука, 1964. 314 с.
40. *Орешникова Н.В., Красильников П.В., Шоба С.А.* Маршевые почвы Карельского берега Белого моря // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17. Почвоведение. 2012. № 4. С. 13–20.
41. *Польшцева О.А.* Почвы тундры и лесотундры вдоль Печорской ж.д. от ст. Абезь до ст. Воркута // Тр. Коми филиала АН СССР. Сер. Географическая. 1952. Вып. 1. С. 33–72.
42. *Родин Л.Е., Базилевич Н.И.* Динамика органического вещества и биологический круговорот зольных элементов и азота в основных типах растительности Земного шара. М.: Наука, 1965. 264 с.
43. *Савич В.И., Скрябина Д.С., Норовсурэн Ж.* Влияние криогенеза на генезис и плодородие мерзлотных и мерзлотно-таежных почв // Известия Тимирязевской сельскохозяйственной академии. 2015. № 2. С. 5–14.
44. *Сафьянов Г.А.* Эстуарии. М.: Мысль, 1987. 189 с.
45. *Сергиенко Л.А., Минаева Т.Ю., Денева С.В.* Прибрежные экосистемы – уникальное биоразнообразие и пути его сохранения // ЭкоПечора 2014. Нарьян-Мар, 2014. С. 46–52.
46. *Сидорова В.А., Святова Е.Н., Цейц М.А.* Пространственное варьирование свойств маршевых почв и их влияние на растительность (Кандалакшский залив) // Почвоведение. 2015. № 3. С. 259–267. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15030119>
47. *Соколов И.А., Конюшков Д.Е., Наумов Е.М., Ананко Т.В., Якушева Т.Е.* Почвенный криогенез // Почвообразовательные процессы. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2006. С. 144–167.
48. *Тентюков М.П.* Особенности распределения химических элементов в мерзлых почвах // Криосфера Земли. 2013. Т. 17. № 3. С. 100–107.

49. *Фоминых Л.А.* Особенности почвообразования в Колымских тундрах // Почвоведение. 1997. № 8. С. 917–926.
50. *Фоминых Л.А., Золотарева Б.Н., Холодов А.Л., Ширшова Л.Т.* Фракционно-групповой состав гумуса почв тундровой зоны Евразии // Криосфера Земли. 2009. Т. 13. № 2. С. 44–54.
51. *Цейц М.А., Добрынин Д.В.* Морфогенетическая диагностика и систематика маршевых почв Карельского Беломорья // Почвоведение. 1997. № 4. С. 411–416.
52. *Черноусенко Г.И., Орешникова Н.В., Украинцева Н.Г.* Засоление почв побережья северных и восточных морей России // Почвоведение. 2001. № 10. С. 1192–1206.
53. *Шамрикова Е.В., Денева С.В., Кубик О.С.* Распределение углерода и азота в почвенном покрове прибрежной территории Баренцева моря (Хайпудырская губа) // Почвоведение. 2019. № 5. С. 558–569. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19030092>
54. *Шамрикова Е.В., Денева С.В., Кубик О.С., Панюков А.Н.* Соединения азота в почвах континентальных окраин Европейского сектора Российской Арктики // Почвоведение. 2020. № 7. С. 803–815. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20070138>
55. *Шамрикова Е.В., Денева С.В., Кубик О.С., Пунегов В.В., Кызьюрова Е.В., Боброва Ю.И., Зуева О.М.* Кислотность органогенных горизонтов арктических почв побережья Баренцева моря // Почвоведение. 2017. № 11. С. 1325–1335. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17110107>
56. *Шамрикова Е.В., Денева С.В., Панюков А.Н., Кубик О.С.* Свойства почв и характера растительности побережья Хайпудырской губы Баренцева моря // Почвоведение. 2018. № 4. С. 401–412. <https://doi.org/10.7868/S0032180X18040020>
57. *Шамрикова Е.В., Казаков В.Г., Соколова Т.А.* Варьирование показателей кислотно-основного состояния автоморфных суглинистых почв таежной и тундровой зон Республики Коми // Почвоведение. 2011. № 6. С. 699–712.
58. *Шамрикова Е.В., Кубик О.С., Денева С.В., Пунегов В.В.* Состав водорастворимой фракции почв побережья Баренцева моря: органический углерод и азот, низкомолекулярные компоненты // Почвоведение. 2019. № 11. С. 1322–1338. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19110108>
59. *Шамрикова Е.В., Соколова Т.А.* Взаимосвязь между различными формами кислотности автоморфных суглинистых почв тундры и тайги // Почвоведение. 2013. № 5. С. 556–569.
60. *Швабенланд И.С.* Запас и динамика легкоминерализуемого органического вещества в почвах Хакасии. Дис. ... канд. биол. н. Абакан, 2002. 162 с.
61. *Bockheim J.G., Tarnocai C.* Recognition of cryoturba-tion for classifying permafrost-affected soils // Geoderma. 1998. V. 81. Iss. 3–4. P. 281–293. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(97\)00115-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(97)00115-8)
62. *Burachevskaya M.V., Minkina T.M., Mandzhieva S.S., Bauer T.V., Chaplygin V.A., Sushkova S.N., Orlovič-Leko P., Mashtykova L.Y., Rajput V.* Comparing two methods of sequential fractionation in the study of copper compounds in Haplic chernozem under model experimental conditions // J. Soils and Sediments. 2018. V. 18. Iss. 6. P. 2379–2386. <https://doi.org/10.1007/s11368-017-1711-7>
63. *Cools N., De Vos B.* Sampling and Analysis of Soil. Manual Part X // Manual on methods and criteria for harmonized sampling, assessment, monitoring and analytawkasis of the effects of air pollution on forests, UNECE, ICP Forests. Hamburg, 2010. 208 p. ISBN: 978-3-926301-03-1. <http://www.icp-forests.org/Manual.htm>
64. *Hima Bindua Y., Chakradhar Th., Reddy M.C., Kanygin A., Redding K.E., Chandrasekhar Th.* Salt-tolerant genes from halophytes are potential key players of salt tolerance in glycophytes // Environmental and Experimental Botany. 2015. V. 124. P. 39–63. <https://doi.org/10.1016/j.envexpbot.2015.11.010>
65. *Kulakov M.Yu., Pogrebov V.B., Timofeyev S.F., Chernova N.V., Kiyko O.A.* Ecosystem of the Barents and Kara seas, coastal segment // The Sea. V. 14. Chapter 29. President and Fellows of Harvard College, Harvard University Press; Cambridge, 2004. P. 1135–1172.
66. *Michaelson G.J., Dai X.Y., Ping C.L.* Organic matter and bioactivity in Cryosols of Arctic Alaska // Cryosols. Soil Sci. Soc. Am. J. 2004. P. 463–477. https://doi.org/10.1007/978-3-662-06429-0_23
67. Ocean Margin Processes in Global Change / Eds.: R.F.C. Mantoura, J.-M. Martin, R. Wollast. Wiley and Sons Chichester, 1991. 454 p.
68. *Szymański W.* Quantity and chemistry of water-extractable organic matter in surface horizons of Arctic soils under different types of tundra vegetation – A case study from the Fuglebergsletta coastal plain (SW Spitsbergen) // Geoderma. 2017. V. 305. P. 30–39. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.05.038>
69. *Szymanski W., Wojtun B., Stolarczyk M., Siwek J., Was-cinska J.* Organic carbon and nutrients (N, P) in surface soil horizons in a non-glaciated catchment, SW Spitsbergen // Polish Polar Research. 2016. V. 37. № 1. P. 49–66. <https://doi.org/10.1515/popore-2016-0006>
70. *Tedrow J.C.F.* Soils of the polar landscapes. New Brunswick, NJ: Rutgers Univ. Press, 1974. 638 p.
71. *Ugolini F.C., Anderson D.M.* Ionic migration in frozen Antarctic soil // Antarctic J. U. S. 1972. V. 7. № 4. P. 112–113.
72. *Zimov S.A., Davydov S.P., Voropayev Yu.V., Prosiannikov S.F., Semiletova I.V. et al.* Winter bioticactivity and production of CO₂ in Siberian soils: A factor in the greenhouse effect // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. P. 5017–5023.

Fractional Composition of Compounds of Some Typomorphic Chemical Elements in the Soils of the Coastal Territory of the Barents Sea (the Khaipudyr Bay)

E. V. Shamrikova^{1, *}, O. S. Kubik¹, and S. V. Deneva¹

¹ *Institute of Biology of Komi Scientific Center of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, 167982 Russia*

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

Information about various forms of chemical elements, such as Na, K, Ca, Mg, Al, Fe, Mn, contribute to understanding the genesis of poorly studied soils of the northern reserves. The analysis of the composition of various forms of compounds of elements is carried out. To determine the gross content, a mixture of concentrated HF, HClO₄ and HCl was used, acid-soluble compounds – a mixture of concentrated HNO₃ and H₂O₂, mobile – an acetate-ammonium buffer solution. It is shown that the amount of introduced elements for the soils of the marching zone is largely determined by the amount and composition of solid runoff coming from seawater and coastal water collections. For mineral horizons of soils, a close correlation was noted between the content of the silty fraction and the exchange forms of K, Mg, Al ($R^2 = 0.4–0.5$), as well as highly mobile forms of the same elements, including Fe ($R^2 = 0.6–0.8$). The distribution of elements along the profile of zonal soils formed at the highest positions of the relief is significantly influenced by the conditions of the permafrost regime and the pulverization of salts.

Keywords: marching and tundra soils, gross content of elements, fractional composition of compounds Na, K, Ca, Mg, Al, Fe, Mn

УДК 631.41:631.674.6:634.11

ВЛИЯНИЕ МНОГОЛЕТНЕГО КАПЕЛЬНОГО ОРОШЕНИЯ ПЛОДОВЫХ НАСАЖДЕНИЙ НА ТРАНСФОРМАЦИЮ СВОЙСТВ ЧЕРНОЗЕМНЫХ ПОЧВ

© 2022 г. Т. Г. Фоменко^а, *, В. П. Попова^а, Е. А. Черников^а, А. А. Макарова^а, О. В. Ярошенко^а

^аСеверо-Кавказский федеральный научный центр садоводства, виноградарства, виноделия, ул. имени 40-летия Победы, 39, Краснодар, 350901 Россия

*e-mail: sad-fertigation@mail.ru

Поступила в редакцию 10.02.2022 г.

После доработки 15.03.2022 г.

Принята к публикации 30.03.2022 г.

Приведены результаты оценки влияния многолетнего капельного орошения насаждений яблони слабоминерализованными водами на трансформацию свойств черноземов типичных (Haplic Chernozem) в условиях Прикубанской низменности Западного Предкавказья. Исследования проводили в насаждениях яблони *Malus domestica* сортов зимнего срока созревания на подвое М9 (клон ТЗЗ7). Изучение трансформации свойств орошаемых черноземных почв осуществляли с первого года после закладки сада до вступления в период полного товарного плодоношения (первый–пятый годы вегетации). Установлена выраженная сезонная динамика изменения содержания водорастворимых солей в почве плодовых насаждений: увеличение концентрации в зоне локального увлажнения при регулярном применении капельного орошения и их выщелачивание в более глубокие слои почвы в зимне-весенний период. В молодых насаждениях яблони наибольшая концентрация водорастворимых солей установлена в поверхностном слое почвы на границе контура увлажнения, удельная электропроводность водной вытяжки 1 : 5 (ЕС_{1:5}) в засушливый летний период увеличилась до 0.701–1.211 дСм/м. В плодоносящих насаждениях высокое содержание солей определено в пределах всего контура увлажнения почвы (ЕС_{1:5} 0.371–0.458 дСм/м). После пятилетнего капельного орошения в почве под капельницами установлено уменьшение содержание Са²⁺ до 11.8 смоль(экв)/кг, увеличение содержания Mg²⁺ до 24.8 смоль(экв)/кг и Na⁺ до 2.5 смоль(экв)/кг в слое почвы 0–30 см. Применение регулярного капельного орошения уже в первый год вегетации сада привело к значительному увеличению солонцеватости в ограниченном объеме почвы непосредственно под капельницами, содержание обменного натрия увеличилось до 9.0%. При более продолжительном орошении происходило постепенное увеличение объема почвы, подверженной солонцеватости, однако содержание обменного натрия сохранялось на относительно стабильном уровне (6.1–6.7%). Несмотря на установленные негативные изменения свойств почвы существенного уменьшения роста активной части корневой системы яблони в зоне локального увлажнения не установлено.

Ключевые слова: засоление почв, физико-химические свойства почв, осолонцевание почв, качество поливной воды

DOI: 10.31857/S0032180X22090064

ВВЕДЕНИЕ

Возделывание современных плодовых насаждений основывается на применении интенсивных ресурсосберегающих технологий с использованием высокопродуктивных сортов на слаборослых подвоях. Однако без развития орошаемого земледелия в условиях юга России вследствие дефицита атмосферных осадков невозможно создание высокопродуктивных плодовых насаждений, возделываемых по интенсивной технологии.

Прикубанская низменность в основном расположена в условиях недостаточного и неустойчивого увлажнения Западного Предкавказья. В связи с нехваткой водных ресурсов для успешно-

го сельскохозяйственного производства приходится использовать поливную воду низкого качества. Применение слабоминерализованной воды в системах капельного орошения может положительно повлиять на продуктивность и экономическую эффективность возделывания плодовых насаждений [19, 26]. Однако, наряду с положительным эффектом, продолжительное по времени капельное орошение плодовых насаждений минерализованными водами приводит к прогрессированию деградации орошаемых почв.

Значительные площади современных плодовых насаждений Западного Предкавказья возделываются на черноземах (Haplic Chernozem).

Большое содержание гумуса и глин, обуславливая хорошую буферность по отношению к воздействию минеральных удобрений, определяет чрезвычайно высокую чувствительность черноземов к орошению [3]. Ранее установлено, что в результате орошения поверхностными способами (дождеванием) наблюдается ухудшение физических свойств черноземов, в частности, увеличение содержания илистой фракции в верхней части гумусовых горизонтов, происходит обесструктурирование почв и увеличение глыбистости, уменьшение количества агрономически ценных и водоустойчивых агрегатов [8, 14, 23].

Орошение почв минерализованной водой приводит к развитию негативных почвенных процессов – изменению реакции почвенной среды, засолению, ошелачиванию, осолонцеванию, декальцированию, нарушению ионного равновесия в почвенном поглощающем комплексе (ППК) [4, 13]. Установлено увеличение содержания обменных ионов натрия и магния по отношению к кальцию; со временем химический состав почвенных растворов становится похожим на состав поливной воды [22, 24, 36]. Длительное орошение почв степной зоны может способствовать увеличению содержания вредных щелочных солей и показателей реакции почвенной среды до сильнощелочной реакции среды почвы [7, 29].

Орошение минерализованной водой вызывает более глубокие негативные изменения микробного ценоза черноземов, которые не всегда можно исправить агромелиоративными мероприятиями. При длительном орошении наблюдается подавление ферментативной активности почв и сокращение численности микроорганизмов основных эколого-функциональных групп [35].

Считается, что основными причинами ухудшения потенциального плодородия черноземов при длительном орошении дождеванием являются неправильно выбранный режим полива, избыточная подача воды на орошаемые земли и главное – плохое качество оросительных вод [11].

В современном сельскохозяйственном производстве вместо поверхностных способов орошения стали широко применять капельный полив. Многолетнее капельное орошение минерализованными водами приводит к деградации черноземов, в первую очередь в местах локализации поливной воды, а не по слоям почвы, что характерно для орошения сплошными способами полива [16]. Локальное увлажнение почвы обуславливает неравномерное распределение водорастворимых солей под капельницами [27, 37, 39]. При капельном орошении распределение солей в почвенном профиле происходит с движением воды, поэтому часто наблюдается накопление солей в поверхностном слое на периферии основной зоны увлажнения почвы [1, 33]. Несмотря на экономное рас-

ходование поливной воды при капельном орошении имеется немало сведений о существенном его влиянии на физические и химические свойства почв, особенно в условиях интенсивного многолетнего орошения [9, 25, 34].

В плодовых насаждениях проблема деградации орошаемых почв более актуальна. В отличие от севооборотов полевых культур, в плодовых насаждениях интенсивного типа в приствольных полосах часто отсутствует рыхление почвы, для подавления сорняков применяют гербициды. При минимальной обработке почвы и отсутствии перемешивания почвенных частиц за продолжительный период вегетации сада локальное увлажнение почвы минерализованными водами приводит к существенной трансформации орошаемых почв [15, 20].

Практика применения систем капельного орошения при возделывании плодовых культур на юге России показала, что прогнозированию влажности почвы и распределению водорастворимых солей в зоне локального увлажнения уделяется недостаточное внимание. Поэтому необходимы исследования, результаты которых позволят лучше понять процессы миграции водорастворимых солей, их выщелачивания из корнеобитаемого слоя почвы и трансформации свойств орошаемых почв при капельном орошении минерализованными водами.

Цель работы – установить степень трансформации свойств черноземных почв плодовых насаждений Прикубанской низменности Западного Предкавказья при длительном капельном орошении слабоминерализованными водами. Новые знания о происходящих в почве процессах при длительном систематическом применении капельного орошения необходимы для разработки методов повышения устойчивости орошаемых почв к антропогенному воздействию.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводили в условиях недостаточного увлажнения Прикубанской зоны плодородия Краснодарского края в орошаемых интенсивных насаждениях яблони на базе ООО “Экватор-Агро” (ст. Роговская 45°43′36″ N 38°47′18″ E). Плодовые насаждения яблони (*Malus domestica*) представлены сортами зимнего срока созревания Голден Рейнджерс, Ренет Симиренко, Гала, Модии и др. на подвое М9 (клон Т337) 2015–2019 г. посадки. Схема размещения деревьев 4.0 × 1.0 м. Для изучения трансформации свойств орошаемых черноземных почв были выбраны типичные участки (кварталы) с первого по пятилетний возраст насаждений. Капельное орошение насаждений яблони проводилось с момента закладки сада.

Почвы опытных насаждений представлены черноземами типичными сверхмощными слабогумус-

Таблица 1. Химический состав поливной воды, используемой для капельного орошения насаждений яблони в период проведения исследований

Дата отбора образца	рН	ЕС, дСм/м	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	Сумма солей, г/л	SAR	adj.SAR
			ммоль(экв)/л									
15.05.2019	7.2	2.24	—	8.30	3.40	11.75	4.65	9.60	9.20	1.613	3.4	9.7
15.06.2019	8.0	2.36	—	9.40	4.25	10.60	2.85	10.00	11.40	1.674	4.5	12.6
24.07.2019	8.8	2.59	2.40	7.50	4.00	11.70	1.54	10.66	13.40	1.702	5.4	15.2
15.08.2019	8.7	2.63	2.40	8.85	3.35	11.20	2.10	9.10	14.60	1.757	6.2	17.6

ными легкоглинистыми на лёссовидных глинах по классификации почв СССР [5] или агрочерноземами миграционно-мицелярными сверхмощными легкоглинистыми на лёссовидных глинах по классификации почв России [6] или *Naпlс* Чернозем (Clayic, Agric, Pachic) по международной классификации почв WRB [31]. Содержание частиц размером <0.01 мм составляет 69.2% в верхнем (0–30 см) слое почвы. Почвы плодовых насаждений характеризовались слабощелочной реакцией почвенной среды (рН_{водн} 7.72 ± 0.11), средним уровнем обеспеченности органическим веществом (4.0 ± ± 0.1%), повышенной нитрификационной способностью (N-NO₃ 27.9 ± 4.4 мг/кг), высокой обеспеченностью подвижным фосфором (P₂O₅ 48.5 ± 5.6 мг/кг) и обменным калием (K₂O 413 ± ± 51 мг/кг).

Капельное орошение осуществляли в засушливые периоды года каждые 3–4 дня. Средняя поливная норма составляла 40 м³/га. Поливы назначали по результатам оценки запаса влаги тензиометрическим методом в основном корнеобитаемом слое почвы на расстоянии 20 см от места падения капли. Оптимальную влажность почвы поддерживали на уровне 80% наименьшей влагоемкости (НВ) в пределах контуров увлажнения.

Источником воды для орошения промышленных насаждений яблони являлась р. Кирпили, которая относится к степным рекам Кубано-Приазовской низменности. За вегетационный период 2019 г. было проведено по 38 капельных поливов с периодическим внесением водорастворимых минеральных удобрений. Реакция среды поливной воды изменялась от нейтральной (рН 7.2) в начале оросительного сезона до сильнощелочной (рН 8.7–8.8) в засушливый летний период (табл. 1). Концентрация в поливных водах ионов Na⁺ и (CO₃²⁻ + HCO₃⁻) увеличивалась на протяжении вегетационного периода, то есть происходило ощелачивание поливных вод. Общее содержание солей в воде составляло 1.61–1.76 г/л, при этом концентрация токсичных щелочных и нейтральных солей увеличивалась от 76.6% в начале сезона до 90.3% при окончании оросительного периода. Содержание водорастворимых солей превышало оптимальные значения, рекомендуемые для по-

лива сельскохозяйственных культур. Установлено значительное увеличение показателя натрий-адсорбционного отношения (SAR) поливной воды на протяжении вегетационного периода до 6.2 в засушливый летний период, что указывает на сильную вероятность осолонцевания почв при регулярном орошении. Показатель adjusted SAR значительно больше SAR, поэтому возможно осаждение карбонатов кальция при взаимодействии оросительной воды с почвой и вероятно более активное накопление обменного натрия.

Для изучения динамики изменения физико-химических параметров орошаемых черноземов отборы почвенных проб осуществляли регулярно на протяжении вегетационного периода 2019 г. из слоя 0–30 см ручным почвенным буром непосредственно под капельницами, на расстоянии 20 см и 40 см от точки падения капли, а также в центре междурядий плодовых насаждений. Таким образом, на каждом участке отбирали по 4 смешанных образца почвы для последующего лабораторного анализа. Один смешанный почвенный образец состоял из 24 индивидуальных проб. Проведено 5 отборов почвенных проб по основным фазам вегетации деревьев яблони: раскрытие почек, завязывание плодов, размер плода в диаметре 3–4 см, налив плодов и начало фазы созревания плодов.

Для установления закономерностей трансформации свойств почв в зоне локального увлажнения отборы почвенных образцов проводили в центральной части участка (квартала сада) под типичными деревьями. После оросительного сезона в сентябре 2019 г. раскапывали вертикальный профиль почвы, перпендикулярный ряду деревьев и выделяли сетку 10 × 10 см, начинающуюся от поверхности почвы непосредственно под капельницами с удалением на 40 см по направлению к центру междурядья. Отборы почвенных проб проводили по слоям 0–10, 10–20 см и т. д. на глубину до 90 см с удалением в сторону междурядья.

Определение реакции почвенной среды и удельной электропроводности (ЕС_{1:5}) водной вытяжки из почвы проводили по ГОСТ 26423-85. Определение содержания водорастворимых ионов хлора и ионов натрия осуществляли с помощью ионоселективных электродов в водной суспензии при соотношении почвы и раствора 1 : 5. Содержание обменного

кальция и обменного магния определяли трилонометрическим методом по ГОСТ 26487-85 (экстрагирующий раствор 1.0 М NaCl); содержание обменного натрия по ГОСТ 26950-86.

Лабораторные исследования выполняли в научном центре агрохимии и почвоведения ФГБНУ СКФНЦСВВ на основе приборной базы Центра коллективного пользования “Приборно-аналитический”. Для определения содержания реакции почвенной среды, водорастворимых ионов хлорида и ионов натрия использовали регистрирующий прибор рН-метр – иономер Экотест-120. Определение концентрации ионов натрия в вытяжке после экстракции обменного натрия проводили на пламенном фотометре ПФА-354.

Изучение корневой системы деревьев яблони сорта Голден Рейнджерс на подвое М9 осуществляли в плодоносящих насаждениях методом “профильной стенки”. Раскопку корневой системы и зарисовку распределения корней проводили вдоль ряда деревьев в центре приствольной полосы между двумя типичными деревьями на глубину до 90 см. Подсчет корней проводили по группам с диаметром: <1, 1–2, 2–5 и >5 мм.

Диаграммы динамики изменения физико-химических параметров орошаемых черноземов и двухмерные (расстояние – глубина) графические модели содержания обменных катионов в зоне локального увлажнения почвы выполнены в программе Microsoft Office Excel 2003 с использованием методов корреляционного анализа. Построение 2D-диаграмм трансформации свойств орошаемых почв в зоне локального увлажнения проводили с использованием программного обеспечения Surfer 8 на основе интерполяции экспериментальных данных методом триангуляции согласно учебно-методическому пособию [18].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

При капельном орошении насаждений яблони в зоне локализации поливной воды отмечена тенденция увеличения показателей реакции почвенной среды. Наиболее заметно это проявилось в первые годы орошения сада, рН почвенной среды в слое 0–30 см под капельницами возросла в среднем на 11.3–12.0% за вегетационный период по сравнению с почвой на расстоянии 40 см от капельниц. С трехлетнего возраста сада яблони показатели реакции почвенной среды под капельницами были в среднем на 4.5–7.6% больше по сравнению со слоем почвы за пределами зоны увлажнения. Подщелачивание почвы в большей степени объясняется увеличением содержания обменного магния и натрия в почве в зоне ее локального увлажнения.

Регулярное капельное орошение плодовых насаждений слабоминерализованной водой спо-

собствовало накоплению водорастворимых солей в зоне локального увлажнения почвы. Распределение солей в профиле происходило с движением воды, поэтому часто наблюдается тенденция накопления солей на периферии основной зоны увлажнения почвы. В молодых насаждениях яблони основная концентрация солей установлена на расстоянии 20 см от точки падения капли поливной воды. Здесь отмечено постепенное увеличение содержания водорастворимых солей на протяжении вегетационного периода. Высокие показатели удельной электропроводности почвы ($EC_{1.5}$) установлены в засушливый летний период (июль–август) на расстоянии 20 см от капельниц и составляли 0.701 дСм/м в однолетних насаждениях яблони, 1.140 дСм/м – двулетних, 1.211 дСм/м – трехлетних (рис. 1). Установленные показатели были в 5.7–16.3 раза больше параметров почвы за пределами зоны увлажнения. Накопление солей на границе контура увлажнения появлялось на поверхности почвы характерными круговыми отложениями солей. Следует отметить, что значительное увеличение концентрации преимущественно вредных нейтральных солей способствовало небольшому уменьшению показателей реакции почвенной среды на расстоянии 20 см от капельниц по сравнению с почвой за пределами зоны локального увлажнения.

В плодоносящих насаждениях яблони отмечены особенности миграции водорастворимых солей в почве при капельном орошении. Зоны локального увлажнения здесь были практически закрыты листовым пологом деревьев, поэтому не происходило быстрого иссушения почвы в межполивной период, как это наблюдалось в молодых садах. Возможно, по этой причине в плодоносящих насаждениях яблони не установлено существенного различия показателей удельной электропроводности между образцами почвы, отобранными под капельницами ($EC_{1.5} = 0.343–0.458$ дСм/м), и на расстоянии 20 см от капельниц ($EC_{1.5} = 0.329–0.455$ дСм/м).

За пределами зоны основного увлажнения почвы удельная электропроводность на протяжении вегетационного периода существенно не изменялась. Средние показатели на расстоянии 40 см от капельниц составляли $EC_{1.5} = 0.106$ дСм/м, в центре междурядий – $EC_{1.5} = 0.069$ дСм/м, что характерно для незасоленных почв. Существенных различий по содержанию водорастворимых солей в почве молодых и плодоносящих садов за пределами зоны увлажнения не установлено.

На накопление водорастворимых солей при капельном орошении указывает увеличение концентрации в водном растворе ионов хлора и натрия. В молодых насаждениях яблони содержание ионов хлора в 0–30 см слое почвы на границе контура увлажнения увеличилось до 0.705–

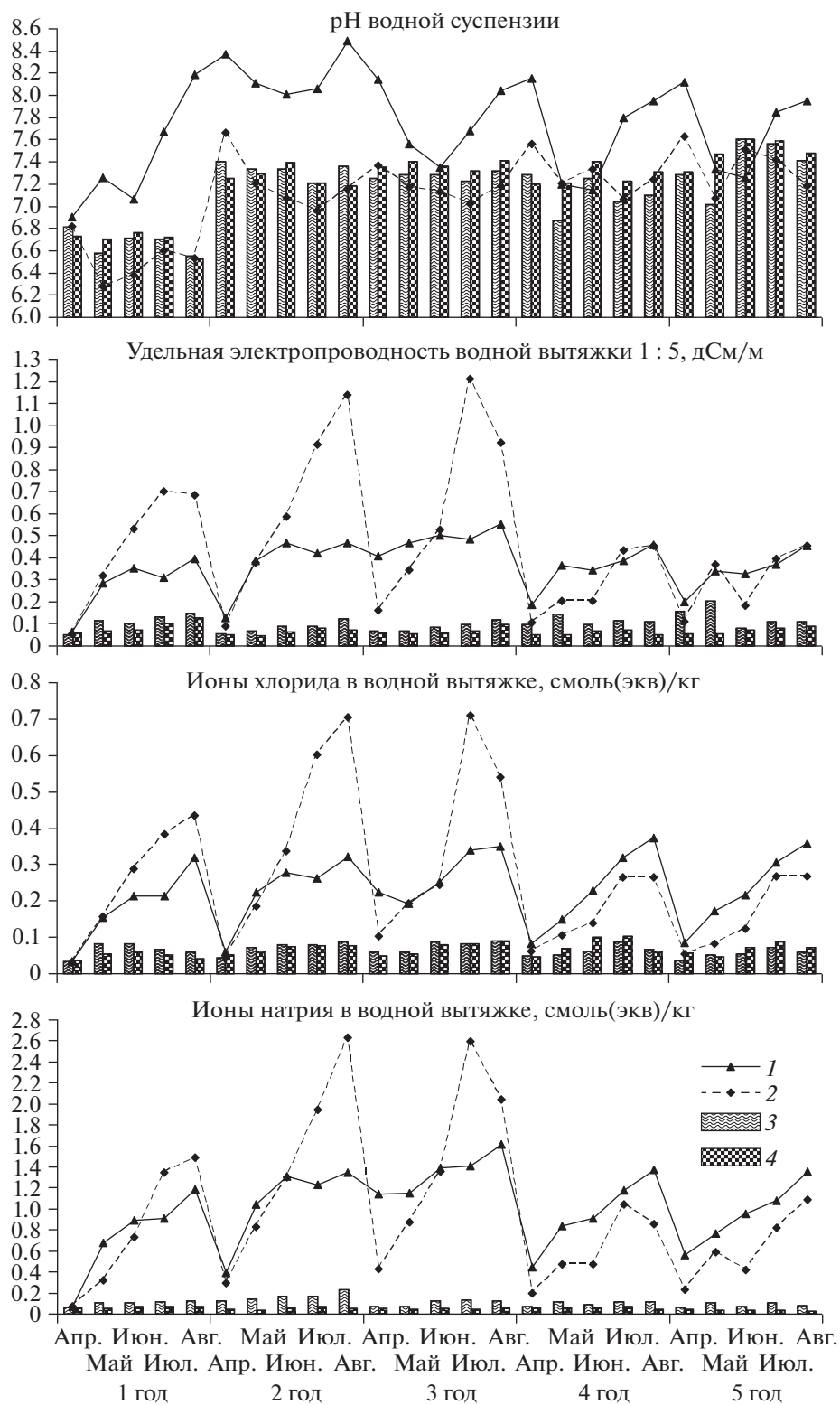


Рис. 1. Изменение свойств чернозема типичного в результате многолетнего капельного орошения насаждений яблони, слой почвы 0–30 см. Обозначения: 1 год, 2 год и т. д. — возраст орошаемых насаждений яблони, 1–4 — отборы почвы непосредственно под капельницами, на расстоянии 20, 40 см от капельниц и в центре междурядий соответственно.

0.711 смоль(экв)/кг. Необходимо отметить, что предельно допустимое количество хлоридов для растений яблони составляет 0.8–1.0 смоль(экв)/кг почвы при их преобладании в сумме вредных нейтральных солей [12]. В местах наибольшей концентрации водорастворимых солей максимальное содержание водорастворимых ионов натрия составило 2.043–2.630 смоль(экв)/кг. Напротив, в плодоносящих насаждениях яблони наибольшее содержание водорастворимых ионов хлора и натрия установлено в почве непосредственно под капельницами.

Отмечена выраженная сезонная динамика содержания водорастворимых солей в почве плодовых насаждений. Установлено увеличение концентрации солей в зоне локального увлажнения при орошении в засушливый летний период и их выщелачивание в более глубокие слои почвы в зимне-весенний период. В целом результаты изучения сезонных колебаний степени засоления орошаемых черноземных почв и миграции водорастворимых солей при капельном орошении многолетних насаждений согласуются с данными, полученными в других почвенно-климатических условиях [26, 28, 30, 32].

Регулярное применение капельного орошения слабоминерализованными водами насаждений яблони привело к существенному изменению содержания обменных катионов в почвенном поглощающем комплексе (ППК) почв. Установлено вымывание ионов кальция в зоне локального увлажнения почвы. Содержание обменного кальция в почве непосредственно под капельницами уже в первый год проведения орошения уменьшилось с 27.46 до 15.03 смоль(экв)/кг почвы в верхнем 0–30 см слое почвы, доля обменного кальция снизилась соответственно с 82.69 до 38.09% от суммы обменных оснований (рис. 2). В дальнейшем также наблюдалось уменьшение содержания обменного кальция в почве непосредственно под капельницами, однако наиболее существенные изменения произошли в первые 2 года с начала капельного орошения сада. Здесь содержание обменного кальция уменьшилось до 12.95 смоль(экв)/кг почвы, а после пятилетнего орошения до 11.80 смоль(экв)/кг почвы. На расстоянии 20 см от капельниц количество обменного кальция после пяти лет орошения уменьшилось в среднем на 3.17 смоль(экв)/кг почвы или 10.1% по сравнению с почвой, не подверженной влиянию капельного орошения – отбор в центре междурядий сада.

Отмечено накопление обменного магния в зоне локального увлажнения почвы в зависимости от продолжительности капельного полива. Содержание обменного магния непосредственно под капельницами после первого оросительного сезона увеличилось до 21.30 смоль(экв)/кг почвы,

то есть в 3 раза больше количества в почве за пределами зоны локального увлажнения. В результате доля магния в ППК возросла от 16.7% с начала применения капельного орошения до 54.0% от суммы обменных оснований к окончанию первого оросительного сезона. В дальнейшем наблюдалось постепенное увеличение содержания обменного магния в почве под капельницами, доля которого после пяти лет регулярного капельного орошения в среднем составила 59.7% в ППК. В то же время среднее содержание обменного магния в верхнем 0–30 см слое почвы на расстоянии 20 см от точки падения капли поливной воды составило 22.0%, на расстоянии 40 см – 14.2%, в центре междурядий сада – 13.1% от суммы обменных оснований.

Известно, что повышенное содержание в поливной воде магния является одной из основных причин плохого качества воды. Увеличение количества обменного магния ведет к повышению уровня щелочности, ухудшению водно-физических свойств почв и нарушению поступления влаги в растение. Магний очень прочно закрепляется в поглощающем комплексе и плохо поддается удалению [10].

Повышенное содержание натрия в поливной воде также привело к существенному увеличению его концентрации в зоне локального увлажнения почвы. В первый год орошения содержание обменного натрия в верхнем слое почвы под капельницей увеличилось с 0.20 до 3.13 смоль(экв)/кг почвы. По окончании оросительного сезона доля обменного натрия в почве непосредственно под капельницами увеличилась до 7.9% в ППК, что совершенно не характерно для черноземных почв. В последующий период содержание обменного натрия увеличилось с 1.32 до 2.78 смоль(экв)/кг почвы. После зимне-весеннего периода в зоне локального увлажнения почвы установлено снижение содержания обменного натрия на 24.8–50.8% по сравнению с его содержанием в засушливый летний период в августе.

В отличие от других обменных катионов, установлено значительное изменение содержания обменного натрия в пределах всего контура увлажнения почвы. На расстоянии 20 см от капельниц содержание натрия после первого года вегетации увеличилось до 1.35 смоль(экв)/кг почвы и составило 3.6% от суммы поглощенных оснований. На расстоянии 40 см от капельниц за исследуемый период содержание обменного натрия составило 0.76% от ППК, в то время как в почве междурядий 0.58% от ППК.

Установлена статистически достоверная сильная (полиномиальная) корреляция снижения содержания обменного кальция ($r = 0.89$) и увеличения обменного магния ($r = 0.92$) в почве непосредственно под капельницами в результате

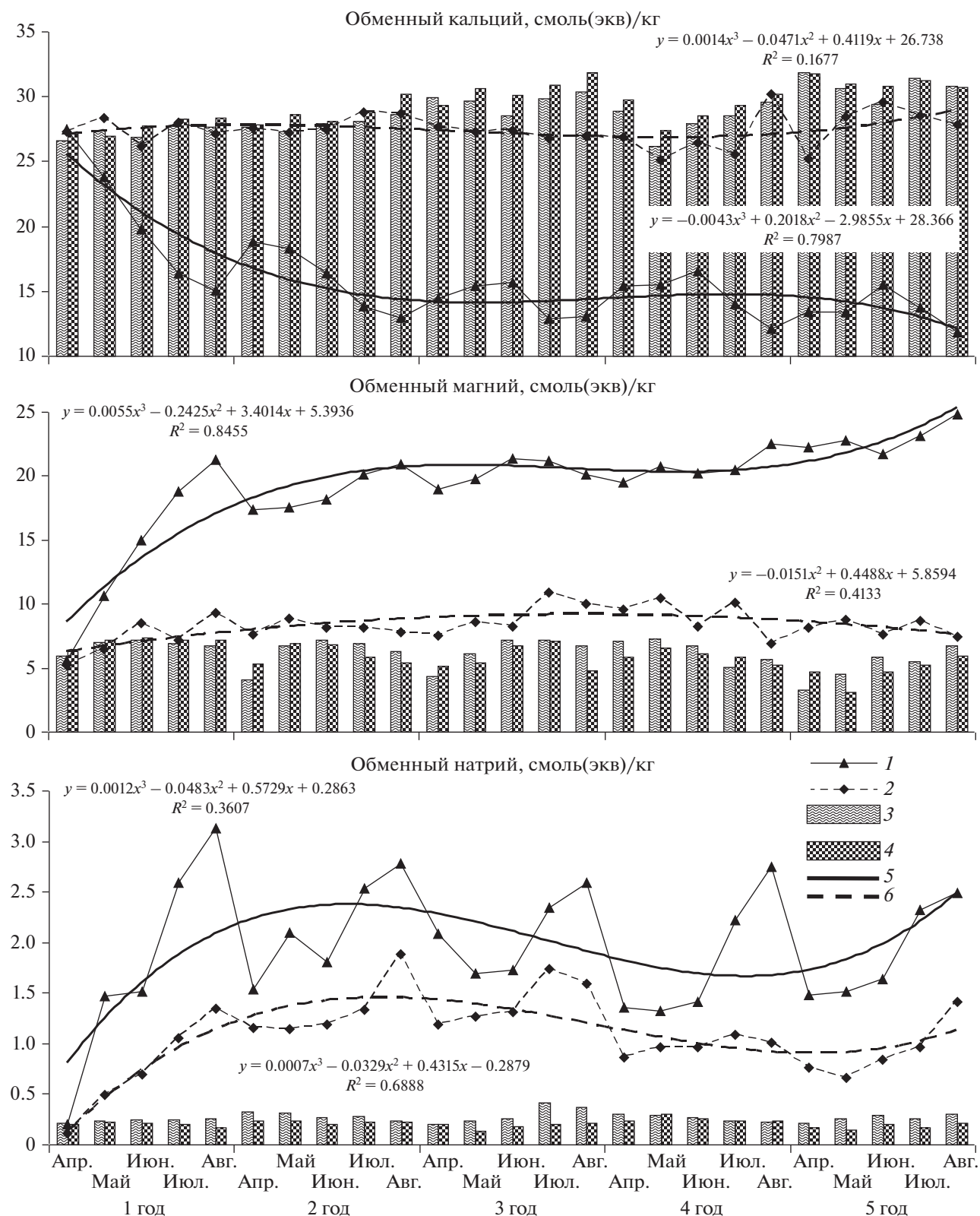


Рис. 2. Изменение физико-химических свойств чернозема типичного в результате многолетнего капельного орошения плодовых насаждений, слой почвы 0–30 см. Обозначения: 1 год, 2 год и т. д. — возраст орошаемых насаждений яблони, значения по оси X заданы количеством месяцев в течение которых проводилось орошение, 1–4 — отборы почвы непосредственно под капельницами, на расстоянии 20, 40 см от капельниц и в центре междурядий соответственно; 5, 6 — полиномиальная регрессия изменения свойств почвы непосредственно под капельницами и на расстоянии 20 см от капельниц соответственно.

многолетнего применения капельного орошения (фертигации) в плодовых насаждениях. Отмечена слабая зависимость содержания обменного натрия от продолжительности применения орошения, коэффициент корреляции под капельницами составил 0.60.

Неравномерность распределения поливной воды при капельном орошении в зоне локального увлажнения почвы обуславливает высокую неоднородность трансформации параметров черноземных почв. Значительные изменения содержания обменных катионов в зоне локального увлажнения почвы выявлено уже с первого года капельного орошения плодовых насаждений. Установлено значительное уменьшение содержания обменного кальция и накопление обменного магния в почве непосредственно под капельницами в слое на глубину до 0–30 см, при этом на расстоянии 20 см от точки падения капли воды содержание этих катионов изменилось незначительно (рис. 3). После двухлетнего регулярного капельного орошения изменение содержания обменного кальция и магния в почве непосредственно под капельницами отмечено в слое на глубину до 0–50 см. В дальнейшем при регулярном орошении увеличения глубины трансформации соотношения обменных Ca^{2+} и Mg^{2+} не наблюдалось. При этом зарегистрировано сильное изменение содержания этих катионов на границе контуров увлажнения почвы.

Увеличение содержания обменного натрия в почве под капельницами установлено даже на глубине 90 см уже после первого года орошения. При этом наибольшее накопление натрия отмечено в слое почвы 0–50 см как под капельницами, так и на расстоянии 20 см. При многолетнем орошении накопление обменного натрия происходило в пределах всего контура увлажнения почвы.

Имеются данные, что черноземы, содержащие до орошения менее 1% обменного натрия, теряют природную устойчивость к внешним воздействиям при накоплении обменного натрия до 2–3% [3]. В нашем опыте доля обменного натрия в ППК в слое 0–30 см непосредственно под капельницами в среднем составляла 9.0, 8.2, 6.1, 6.7, 6.2% от суммы поглощенных оснований в конце оросительного сезона первого–пятого годов вегетации соответственно. Установленные значения содержания обменного натрия лежат в пределах градации слабосолонцеватых для почв черноземного типа почвообразования [2]. Таким образом, капельное орошение слабоминерализованными водами за относительно короткий период времени привело к существенному увеличению солонцеватости почвы, что можно оценить как сильное и очень сильное антропогенное воздействие.

Полевые исследования не всегда позволяют однозначно заключить, до какой степени может развиваться солонцеватость в черноземах и какова

поэтапная скорость этого процесса. Предыдущими исследованиями, например, установлено, что в первые годы орошения поверхностными способами заметно меняется состав ППК, особенно сильно возрастает содержание обменного натрия. После 10 лет орошения доля обменного натрия в почве практически не изменялась, соответствуя уровню слабосолонцеватой для черноземных почв [17]. В наших исследованиях применение регулярного капельного орошения уже в первый год вегетации сада привело к значительному увеличению солонцеватости почвы непосредственно под капельницами. После трех лет орошения даже было отмечено снижение содержания обменного натрия и стабилизация на уровне 6.1–6.7% от суммы обменных оснований. Возможные причины изменения содержания обменного натрия могут быть обусловлены рядом факторов. Во-первых, изменение водного режима почвы плодоносящих насаждений яблони, в которых не происходило быстрого иссушения почвы в межполивной период, как это отмечалось в молодых садах. Во-вторых, в плодоносящих насаждениях вносили при фертигации в больших дозах калийные удобрения, что способствовало существенному увеличению содержания обменного калия в почве непосредственно под капельницами [21].

Построенные 2D-диаграммы изменения содержания обменного натрия в зоне локального увлажнения почвы демонстрируют пространственную трансформацию свойств орошаемых черноземных почв в результате длительного капельного орошения минерализованными водами (рис. 4). При основной глубине корнеобитаемого слоя почвы (0.6 м) и ширине приствольной полосы (1.2 м) расчетным путем установлено, что объем почвы с содержанием обменного натрия более 3% составил 17.8% в насаждениях яблони при окончании однолетнего цикла полива, 26.0% после трехлетнего и 38.5% после пятилетнего орошения. Таким образом, длительное капельное орошение минерализованными водами приводило в первую очередь к постепенному увеличению контуров почвы с повышенным содержанием обменного натрия, нежели увеличению степени солонцеватости почвы.

Содержание токсичных солей и солонцеватость почвы напрямую влияют на функционирование корневой системы растений, а также подавляют микробиологическую активность почвы [38]. Исследование пространственного распределения корней плодоносящих деревьев яблонь в условиях интенсивного капельного орошения минерализованными водами показало, что основная концентрация корней была обнаружена в поверхностном (0–30 см) слое почвы. При этом более плотного расположения корней рядом с источником воды не установлено (рис. 5), что подтверждается исследованиями других авторов [40].

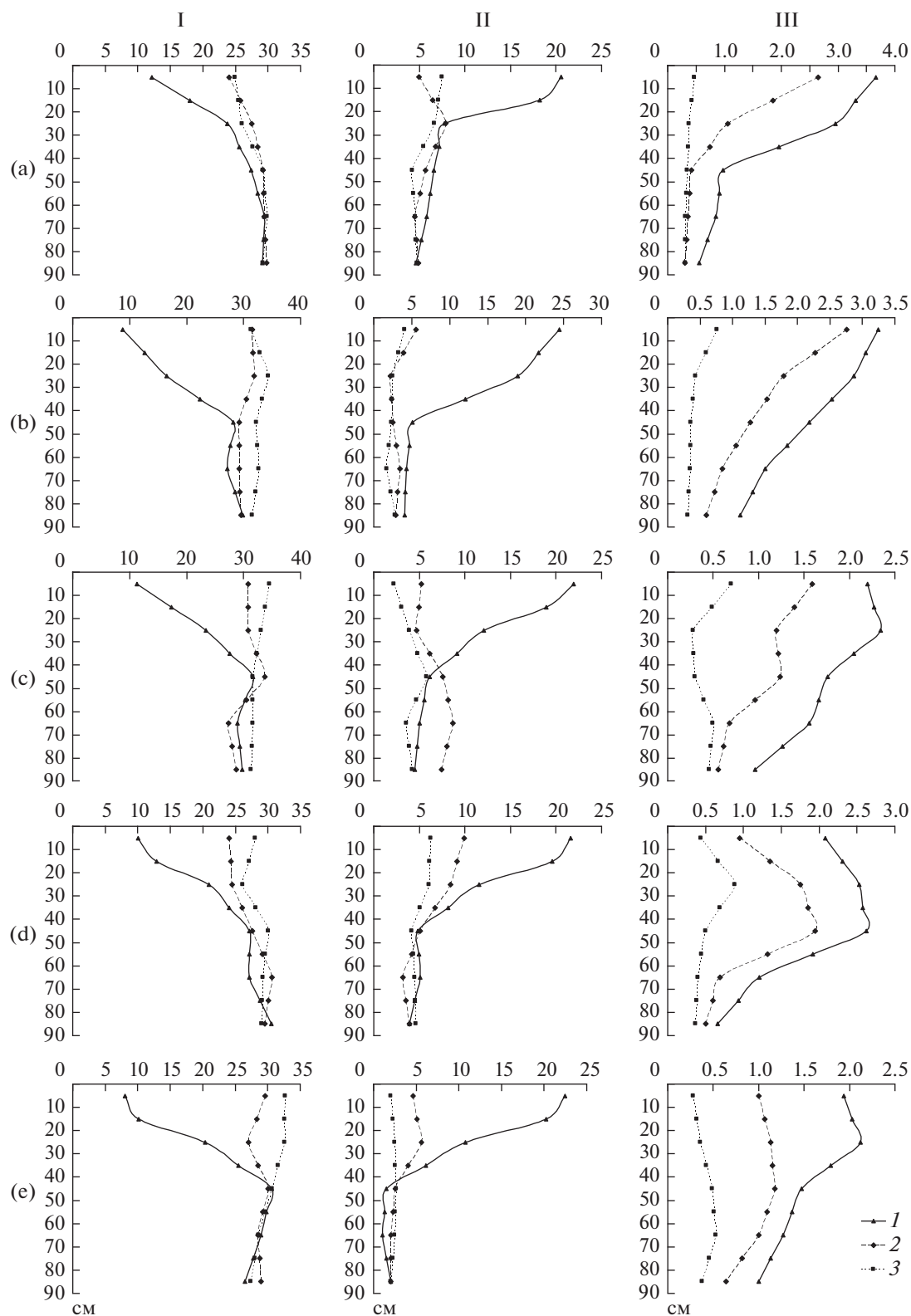


Рис. 3. Вертикальное распределение обменных катионов (кальция – I, магния – II и натрия – III, смоль(экв)/кг) в зоне локального увлажнения почвы. Обозначения: a, b, c, d, e – конец оросительного сезона первого–пятого годов вегетации сада соответственно, 1–3 – отборы почвы непосредственно под капельницами, на расстоянии 20 и 40 см от капельниц соответственно.

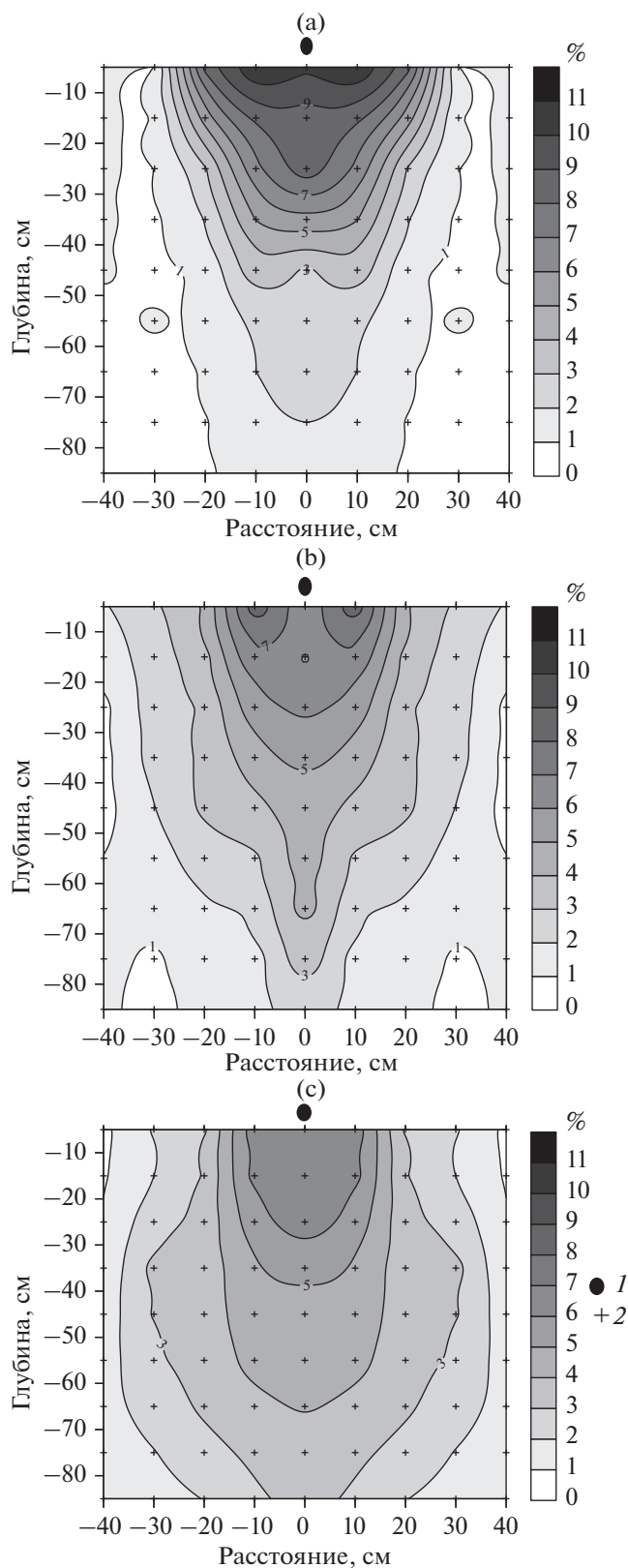


Рис. 4. Изменение содержания обменного натрия в зоне локального увлажнения почвы в результате многолетнего капельного орошения плодовых насаждений, % от суммы обменных оснований. Обозначения: а, б, с – насаждения яблони первого, третьего, пятого года вегетации сада соответственно; черный овал – капельница; 1 – точка падения капель поливной воды (по горизонтали – расстояние от точки падения в сторону междурядий, по вертикали – в глубину почвы); 2 – точки отбора почвенных образцов.

Количество активных корней (диаметром менее 2 мм) в поверхностном слое почвы непосредственно под капельницами составляло от 24 до 78 шт. на 100 см², на границе контура увлажнения почвы вблизи штамбов деревьев от 41 до 68 шт. на 100 см². Несмотря на установленные негативные изменения свойств почвы в зоне локального увлажнения, существенного подавления роста активной части корневой системы яблони не установлено.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведение капельного орошения плодовых насаждений слабоминерализованной водой на черноземе типичном в условиях Прикубанской низменности Западного Предкавказья способствовало увеличению щелочности почвы, значительному накоплению водорастворимых солей и появлению солонцеватости почвы в зоне локального увлажнения почвы.

Наибольшая концентрация водорастворимых солей в молодых насаждениях яблони установлена в поверхностном слое почвы на границе контура увлажнения почвы, в плодоносящих насаждениях яблони высокое содержание солей наблюдалось в пределах всего контура увлажнения почвы. В зимне-весенний период при выпадении осадков происходило вымывание солей в более глубокие слои почвы.

Значительные изменения содержания обменных катионов в зоне локального увлажнения почвы установлены уже после первого года регулярного капельного орошения, поскольку почвенные растворы приобретали химизм поливной воды. Установлена статистически достоверная сильная (полиномиальная) корреляция уменьшения содержания обменного кальция ($r = 0.89$) и увеличения содержания обменного магния ($r = 0.92$) в почве непосредственно под капельницами в зависимости от продолжительности применения орошения. Повышенное содержание натрия в поливной воде привело к существенному увеличению его концентрации в зоне локального увлажнения почвы, как в почве непосредственно под капельницами ($r = 0.60$), так и на расстоянии 20 см от капельниц ($r = 0.83$).

Установлены закономерности трансформации свойств черноземов в зоне локального увлажнения

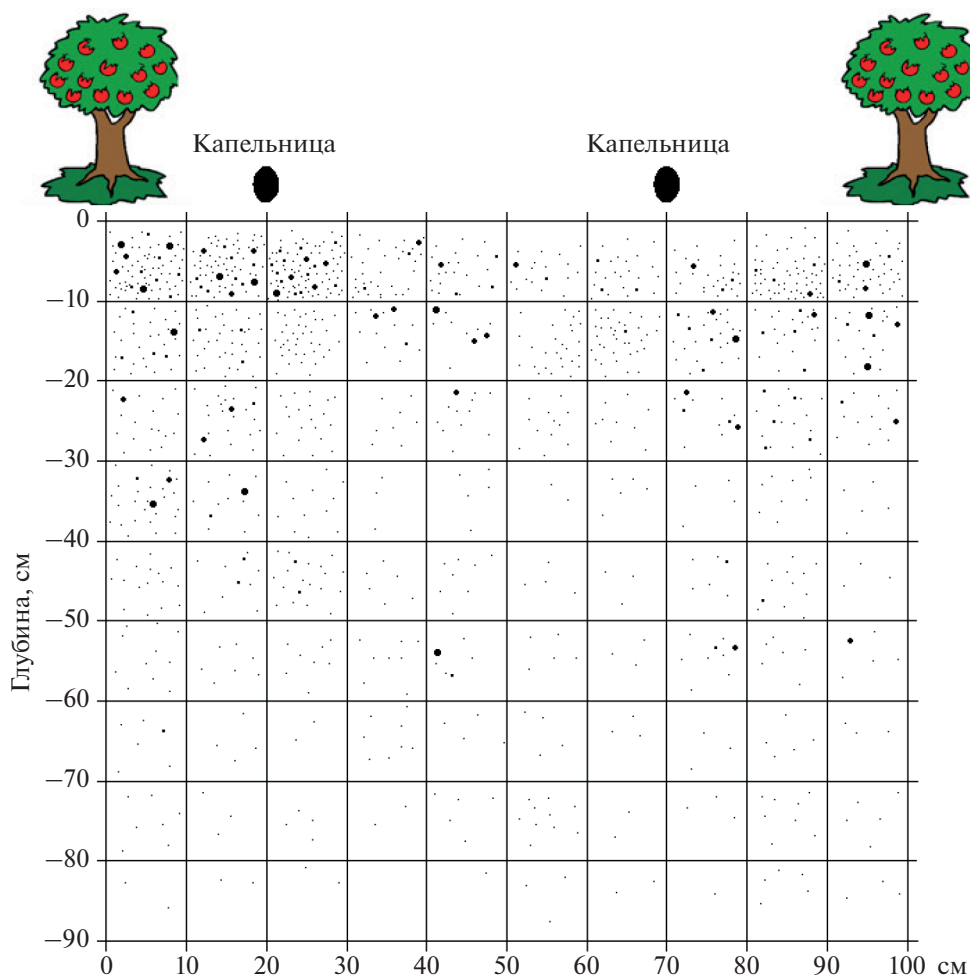


Рис. 5. Пространственное распределение корней вдоль ряда пятилетних деревьев яблони сорта Голден Рейнджерс на подвое М9 при регулярном капельном орошении. Точками с увеличивающимся диаметром показаны корни диаметром <1, 1–2; 2–5; >5 мм соответственно.

почвы. При длительном капельном орошении изменение ионного равновесия Ca^{2+} и Mg^{2+} наблюдалось на глубину до 50 см. В молодых насаждениях яблони наблюдалась тенденция интенсивного накопления обменного натрия в ограниченном объеме почвы непосредственно под капельницами, содержание которого увеличилось до 9.0% от суммы обменных оснований, что соответствует слабой степени солонцеватости для почв черноземного типа почвообразования и свидетельствует о сильном и очень сильном антропогенном воздействии. При более продолжительном орошении происходило постепенное увеличение объема почвы, подверженной солонцеватости, однако содержание обменного натрия непосредственно в точки падения капли сохранялось на относительно стабильном уровне – 6.1–6.7%.

Несмотря на установленные негативные изменения свойств почвы в зоне локального увлажнения, существенного подавления роста активной

части корневой системы яблони в этой зоне не установлено, как и отрицательного влияния на ростовые процессы и продуктивность деревьев яблони. Связано это с выщелачиванием солей за пределы основного корнеобитаемого слоя почвы в период межсезонья (с октября по май). Проблема деградации черноземных почв в многолетних плодовых насаждениях, возделываемых по интенсивным технологиям, особенно при поливах минерализованными водами, остается актуальной. В современных садах требуется применение способов мелиорации почв для сохранения плодородия орошаемых черноземных почв, улучшения экологического состояния агроценоза, предохранения почв от засоления, улучшения температурного режима и, как следствие, создания благоприятных условий для формирования почвенно-биотического комплекса. Определяющим в этом направлении должны быть мелиоративные приемы с элементами биологизации.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-44-233010 г_mol_a и государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Воеводина Л.А., Снипич Ю.Ф., Черкунов А.Н.* Влияние капельного орошения на засоление почв // Политематический сетевой электронный научный журнал Кубанского государственного аграрного ун-та. 2010. № 64. С. 198–203.
2. Засоленные почвы России / Отв. редакторы Л.Л. Шишов, Е.И. Панкова. М.: ИКЦ “Академкнига”, 2006. 854 с.
3. *Зимовец Б.А., Хитров Н.Б., Кочеткова Г.Н., Чижикова Н.П.* Оценка деградации орошаемых почв // Почвоведение. 1998. № 9. С. 1119–1126.
4. *Зинченко Е.В., Горохова И.Н., Круглякова Н.Г., Хитров Н.Б.* Современное состояние орошаемых почв юга Приволжской возвышенности // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2020. № 104. С. 68–109. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2020-104-68-109>
5. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 224 с.
6. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
7. *Клименко О.Е.* Ощелачивание орошаемых садопригодных почв степного Крыма и перспективы их использования // Почвоведение. 2016. № 10. С. 1251–1260. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16100087>
8. *Королев В.А.* Изменение основных физических свойств черноземов обыкновенных под влиянием орошения // Почвоведение. 2008. № 10. С. 1234–1240.
9. *Кузин А.И., Пугачев Г.Н., Захаров В.Л., Трунов Ю.В., Соловьев А. В., Тарова З.Н.* Влияние капельного орошения на изменение физических и химических свойств почвы // Политематический сетевой электронный научный журн. Кубанского государственного аграрного университета. 2017. № 129. С. 1183–1193. <https://doi.org/10.21515/1990-4665-129-085>
10. *Минашина Н.Г.* Оросительные воды с повышенным содержанием магния и их роль в деградации черноземов на Юго-Востоке Европы // Почвоведение. 2011. № 5. С. 564–571.
11. *Минашина Н.Г.* Проблемы орошения почв степей юга России и возможности их решения (на основе анализа производственного опыта 1950–1990 гг.) // Почвоведение. 2009. № 7. С. 867–876.
12. *Неговелов С.Ф., Вальков В.Ф.* Почвы и сады. Ростов: Изд-во Ростовского ун-та, 1985. 192 с.
13. *Новикова А.Ф.* Мелиоративное состояние орошаемых земель Ростовской области // Почвоведение. 2008. №. 5. С. 599–613.
14. *Осинов А.В., Слюсарев В.Н.* Мелиоративное почвоведение. Уч. пособие. Краснодар: КубГАУ, 2019. 134 с.
15. *Орёл Т.И., Новицкий М.Л.* Влияние длительного капельного орошения на физические свойства луговых аллювиальных почв Крыма // Бюл. Государственного Никитского ботанического сада. 2018. № 126. С. 116–121. <https://doi.org/10.25684/NBG.boolt.126.2018.18>
16. *Попова В.П., Фоменко Т.Г.* Изменение свойств черноземов Северного Кавказа при капельном орошении плодовых насаждений // Доклады Российской академии сельскохозяйственных наук. 2012. № 3. С. 37–40.
17. Почвенно-экологический мониторинг и охрана почв / Под ред. Д.С. Орлова, В.Д. Васильевской. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1994. 272 с.
18. *Силкин К.Ю.* Геоинформационная система Golden Software Surfer 8. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2008. 66 с.
19. *Фоменко Т.Г., Попова В.П., Белоусова К.В.* Эффективность применения новых отечественных удобрений при фертигации в плодоносящих насаждениях яблони // Садоводство и виноградарство. 2019. № 2. С. 10–17. <https://doi.org/10.31676/0235-2591-2019-2-10-17>
20. *Фоменко Т.Г., Попова В.П., Пестова Н.Г.* Трансформация агрохимических свойств почв плодовых насаждений, возделываемых по интенсивным технологиям // Плодоводство и виноградарство Юга России. 2018. № 54(6). С. 59–71. <https://doi.org/10.30679/2219-5335-2018-6-54-59-71>
21. *Фоменко Т.Г., Попова В.П., Черников Е.А., Дрыгина А.И., Лебедевский И.А., Узловатый Д.В., Мязина А.Н.* Миграция биогенных элементов в черноземе типичном при фертигации плодовых насаждений // Агрохимия. 2021. № 3. С. 60–70. <https://doi.org/10.31857/S0002188121040050>
22. *Хитров Н.Б., Клименко О.Е., Роговнева Л.В., Дунаева Е.А., Попович В.Ф.* Долговременные последствия орошения почв водами Северо-Крымского канала в садах // Таврический вестник аграрной науки. 2017. № 1(9). С. 87–98.
23. *Чижикова Н.П., Барановская В.А., Хитров Н.Б.* Влияние длительного орошения на степень агрегированности и минералогический состав илистой фракции темно-каштановых почв Заволжья // Почвоведение. 2011. № 8. С. 978–994.
24. *Щедрин В.Н.* Влияние регулярного и циклического видов орошения на почвенное плодородие и продуктивность чернозема обыкновенного Азовской оросительной системы // Почвоведение. 2016. № 2. С. 249–256. <https://doi.org/10.7868/S0032180X16020118>
25. *Ahmed C.B., Magdich S., Rouina B.B., Boukhris M., Abdullh F.B.* Saline water irrigation effects on soil salinity distribution and some physiological responses of field grown Chemlali olive // J. environmental management. 2012. V. 113. P. 538–544. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2012.03.016>
26. *Aragüés R., Medina E.T., Martínez-Cob A., Faci J.* Effects of deficit irrigation strategies on soil salinization and sodification in a semiarid drip-irrigated peach orchard // Agricultural Water Management. 2014. V. 142. P. 1–9. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2014.04.004>

27. *Friedman S.P., Gamliel A.* A modelling approach and module for salinity management in drip irrigation // *Biosystems Engineering*. 2021. V. 207. P. 141–161. <https://doi.org/10.1016/j.biosystemseng.2021.03.019>
28. *Ghrab M., Gargouri K., Bentaher H. et al.* Water relations and yield of olive tree (cv. Chemlali) in response to partial root-zone drying (PRD) irrigation technique and salinity under arid climate // *Agricultural Water Management*. 2013. V. 123. P. 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2013.03.007>
29. *Hannam K.D., Kehila D., Millard P. et al.* Bicarbonates in irrigation water contribute to carbonate formation and CO₂ production in orchard soils under drip irrigation // *Geoderma*. 2016. V. 266. P. 120–126. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2015.12.015>
30. *Intrigliolo D.S., Castel J.R.* Long-term effects of deficit irrigation and subsequent recovery of young Japanese plum trees // *Acta Horticulturae*. 2011. V. 889. P. 241–248. <https://doi.org/10.17660/ActaHortic.2011.889.28>
31. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports. FAO, Rome. 2014. № 106. 181 p.
32. *Melgar J.C., Mohamed Y., Serrano N. et al.* Long term responses of olive trees to salinity // *Agricultural Water Management*. 2009. V. 96. Iss. 7. P. 1105–1113. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2009.02.009>
33. *Mmolawa K., Or D.* Root zone solute dynamics under drip irrigation: A review // *Plant and Soil*. 2000. V. 222. P. 163–190. <https://doi.org/10.1023/A:1004756832038>
34. *Mounzer O., Pedrero-Salcedo F., Nortes P.A., Bayona J.M., Nicolás-Nicolás E., Alarcón J.J.* Transient soil salinity under the combined effect of reclaimed water and regulated deficit drip irrigation of Mandarin trees // *Agricultural Water Management*. 2013. V. 120. P. 23–29. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2012.10.014>
35. *Naydyonova O., Baliuk S.* Biological degradation of chernozems under irrigation // *Eurasian Journal of Soil Science*. 2014. V. 3. P. 267–273. <https://doi.org/10.18393/ejss.87170>
36. *Phogat V., Mahadevan M., Skewes M., Cox J.W.* Modelling soil water and salt dynamics under pulsed and continuous surface drip irrigation of almond and implications of system design // *Irrigation Science*. 2012. V. 30. P. 315–333. <https://doi.org/10.1007/s00271-011-0284-2>
37. *Phogat V., Mallants D., Cox J.W., Šimůnek J., Oliver D.P., Pitt T., Petrie P.R.* Impact of long-term recycled water irrigation on crop yield and soil chemical properties // *Agricultural Water Management*. 2020. V. 237. P. 106167. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2020.106167>
38. *Rengasamy P., Chittleborough D., Helyar K.* Root-zone constraints and plant-based solutions for dryland salinity // *Plant and Soil*. 2003. V. 257. P. 249–260. <https://doi.org/10.1023/A:1027326424022>
39. *Selim T., Berndtsson R., Persson M.* Simulation of soil water and salinity distribution under surface drip irrigation // *Irrigation and Drainage*. 2013. V. 62. P. 352–362. <https://doi.org/10.1002/ird.1739>
40. *Sokalska D.I., Haman D.Z., Szewczuk A., Sobota J., Dereń D.* Spatial root distribution of mature apple trees under drip irrigation system // *Agricultural Water Management*. 2009. V. 96. P. 917–924. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2008.12.003>

Influence of Long-Term Drip Irrigation of Fruit Orchard on Transformation of the Chernozem Soil Properties

T. G. Fomenko^{1, *}, V. P. Popova¹, E. A. Chernikov¹, A. A. Makarova¹, and O. V. Yaroshenko¹

¹ North Caucasian Federal Scientific Center of Horticulture, Viticulture, Wine-Making, Krasnodar, 350901 Russia

*e-mail: sad-fertigation@mail.ru

The results of assessing the impact of apple plantations with low-mineralized waters long-term drip irrigation on the typical chernozems (Haplic Chernozem) properties transformation in the Kuban lowland conditions of the Western Ciscaucasia are presented. The studies were carried out in winter ripening apple trees (*Malus domestica*) varieties plantations on rootstock M9 (clone T337). The study of the irrigated chernozem soils properties transformation was carried out from the first year after the orchard laying out until the period of full marketable fruiting (1st to 5th year of vegetation). An explicit seasonal changes dynamics in the water-soluble salts content in the fruit plantations soil has been established: an increase in the concentration in the local moisture zone with regular use of drip irrigation and their leaching into deeper soil layers in the winter-spring period. In young apple plantations, the highest water-soluble salts concentration was found in the surface soil layer at the moistening contour boundary; In fruit-bearing plantations, a high salt content was determined within the entire contour of soil moisture ($EC_{1:5} = 0.371–0.458$ dS/m). After five years of drip irrigation in the soil under droppers, a decrease in Ca²⁺ content to 11.8 cmol(eq)/kg, an increase in Mg²⁺ to 24.8 cmol(eq)/kg and Na⁺ to 2.5 cmol(eq)/kg in 0–30 cm soil layer was found. The use of regular drip irrigation already in the first year of the garden vegetation led to a significant increase in salinity in a limited amount of soil directly under the droppers, the content of exchangeable sodium increased to 9.0%. With longer irrigation, there was a gradual increase in the soil volume subjected to solonetzization, however, the content of exchangeable sodium remained at a relatively stable level of 6.1–6.7%. Despite the established negative changes in soil properties, a significant decrease in the growth of the apple root system active part in the local moisture zone has not been established.

Keywords: soil salinization, physical and chemical properties of soils, soil alkalization, water quality

**ДЕГРАДАЦИЯ,
ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ**

УДК 504.06631.4

**ПОДХОД К УСТАНОВЛЕНИЮ ЗОН
ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ОТВЕТСТВЕННОСТИ ПРЕДПРИЯТИЙ
И УРОВНЕЙ ПРИРОДНО-АНТРОПОГЕННОГО ФОНА ПОЧВ**

© 2022 г. А. С. Яковлев^а, *, М. В. Евдокимова^а

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

*e-mail: yakovlev_a_s@mail.ru

Поступила в редакцию 15.01.2022 г.

После доработки 25.03.2022 г.

Принята к публикации 30.03.2022 г.

Предложен подход к выделению зон экологической ответственности предприятий – источников антропогенного воздействия на компоненты окружающей среды, в основе которого лежит определение граничных показателей природно-антропогенного фона для почв, а также санитарно- и природно-защитных зон. В качестве приоритетного интегрального индикатора для установления границ последней предложено экологическое состояние почв, которое отражает общее состояние окружающей среды в ответ на антропогенную нагрузку на природный комплекс земель при фиксированном времени. Обоснован способ выделения зон экологической ответственности точечных источников антропогенного воздействия, что способствует дальнейшему научному и практическому развитию системы экологического мониторинга, производственного контроля, оценки воздействия на окружающую среду, экологической экспертизы, а также организации системы экологического зонирования и нормирования территории. На примере Среднеуральского медеплавильного завода (СУМЗ) показано, что зона экологической ответственности предприятия, выделенная расчетным путем на основе нелинейной модели Гендугова и Глазунова, имеет переменный размер с границами, которые удалены на 3.6–6.7 км от точечного источника воздействия. Значение природно-антропогенного фона в форме среднего геометрического из валовых концентраций в поверхностном слое почв маркерных для данного вида производства поллютантов, а именно четырех тяжелых металлов (Cu, Pb, Cd и Zn), составило 68 мг/кг. Уровень естественного фона для исследуемой территории соответствует 20 мг/кг. Анализ пространственного распределения фактических значений NDVI в пределах границ зоны экологической ответственности предприятия, а также на фоновых территориях, подтвердил правомерность ранжирования концентраций тяжелых металлов в почве, проведенного на основе особых точек теоретической модели и отражающего степень антропогенного воздействия СУМЗ.

Ключевые слова: экологическое зонирование, экологическое нормирование, оценка воздействия на окружающую среду, биоиндикация загрязнения

DOI: 10.31857/S0032180X22090167

ВВЕДЕНИЕ

До настоящего времени в научно-прикладном аспекте природоохранной деятельности не определена связь между качеством окружающей среды и уровнем антропогенного воздействия на нее. В частности, нерешенным остается вопрос установления границ предельно-допустимого (порогового) состояния компонентов окружающей среды территорий, подвергающихся антропогенному влиянию, а также не определены показатели их фонового (оптимального) состояния [30, 36, 37]. Согласно принятому в международной системе определению [16], фоновое значение – это статистическая характеристика общего естественного геохимического и антропогенного

содержания веществ в почве. С нашей точки зрения, это определение целесообразно дополнить фразой: ... способствующего поддержанию оптимального уровня их экологического состояния. Под оптимальным понимается состояние почвы, при котором достигается максимально возможная реализация всех экологических и ресурсных функций почв в соответствии с принадлежностью их к определенной категории земель, при этом колебания состояния почв не достигают критических уровней, а биологический потенциал почв способен к самовосстановлению [36].

Экологический фон предполагает равновесное сочетание, как естественной (природной), так и антропогенной составляющей, что соответ-

ствуется ноосферному представлению [2] о функционировании современных экосистем и дает основание называть этот фон природно-антропогенным. В свою очередь, может быть предложено дифференцированное установление природно-антропогенного фона почв, с учетом региональных природных особенностей и уровня антропогенного воздействия, связанного с конкретным видом хозяйственного использования земель.

Не разработаны подходы к оконтуриванию “зон экологической ответственности предприятий” (ЗЭО) – участков территорий, формирующихся в окрестностях источников антропогенного воздействия на окружающую среду. Отдельные специалисты склоняются к мысли, что наряду с установлением естественного природного фона (ЕПФ), соответствующего ненарушенному 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 [30, 39].

Территория, обладающая свойствами природно-антропогенного фона, является необходимой составляющей зоны экологической ответственности. Она служит определенной точкой отсчета антропогенных изменений окружающей среды под влиянием рассматриваемого источника воздействия.

По аналогии с установлением принятых в современной практике природопользования санитарно-защитных зон (СЗЗ) вокруг предприятий, рассмотрена возможность выделения природно-защитных зон (ПЗЗ). Если СЗЗ преимущественно ориентированы на защиту здоровья человека, то выделение ПЗЗ обусловлено необходимостью сохранения качества окружающей среды в зоне деятельности конкретного предприятия. При этом предполагается, что санитарно-защитные зоны входят в состав природно-защитных зон, основанных на принципах экологического нормирования. Границы СЗЗ устанавливаются на основе санитарно-эпидемиологического законодательства [25, 33], в то же время официальные методики выделения границ природно-защитных зон пока не разработаны и не утверждены. Это обстоятельство препятствует успешной реализации задач государственного управления качеством окружающей среды [35].

Направления по решению указанных проблем были заданы Постановлением 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 ...” [26]. В отдельных нормативно-методических документах, в частности, в “Методических рекоменда-

циях по выявлению деградированных и загрязненных земель” [20], природно-антропогенный фон (ПАФ) устанавливается, исходя из специфики воздействия на окружающую среду. При оценке деградированных земель ПАФ определяется, как “... оптимальное “эталонное” состояние, 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. При оценке химического загрязнения под ПАФ подразумевается “... фоновое содержание химических соединений и элементов в почвах, соответствующее их естественным концентрациям в почвах различных почвенно-климатических зон, не испытывающих заметного антропогенного воздействия”.

Отсутствие факта накопления экологического, санитарно-эпидемиологического и социально-экономического ущерба – главный признак способности природной и антропогенно-измененной системы к самовосстановлению и устойчивому развитию в рамках конкретной природно-антропогенной территории.

Согласно современным представлениям границей ПЗЗ служит черта, за пределами которой не наблюдается воздействие рассматриваемого антропогенного источника на окружающую среду [13, 14, 17, 39, 43], однако зачастую достаточно сложно точно установить предельные границы влияния конкретного антропогенного источника на окружающую среду и выделить соответствующие фоновые территории. Так, при выбросах в атмосферный воздух загрязняющие вещества способны переноситься на большие расстояния и оказывать воздействие на окружающую среду на значительном удалении от источника загрязнения [7, 13, 14, 30]. Аналогичные примеры можно привести и в отношении переноса загрязняющих веществ водными потоками [1, 4, 18].

При установлении фоновых уровней состояния окружающей среды возникает необходимость сосредоточиться на поисках оптимальных для состояния природы и качества жизни человека условиях, предполагающих наличие условно чистых территорий, дав им определение ноосферного природно-антропогенного фона [36]. Наиболее выраженным и обобщающим индикатором качества окружающей среды служит экологическое состояние почв, что обусловлено их способностью, в отличие от других компонентов окружающей среды, выступать в качестве геохимического барьера и закреплять в своем профиле мигрирующие с водой загрязняющие вещества, в частности, тяже-

лые металлы [1, 3, 4, 9–11, 22]. В свою очередь, границы природно-защитных зон и территории природно-антропогенного фона могут быть установлены с помощью чувствительных к антропогенному воздействию биологических показателей, реагирующих на состояние почв, например показателей отклика микробного сообщества почв (углерод микробной биомассы, базальное дыхание, функциональное разнообразие) [32], а также показателей состояния и функционирования экосистем, определяемых по результатам дистанционного зондирования поверхности Земли с использованием вегетационных индексов, получаемых в результате обработки материалов мультиспектральной съемки [14, 17, 40, 47]. Наиболее широко при этом применяется нормализованный разностный вегетационный индекс NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) [46].

Анализ внутригодовой динамики NDVI позволяет вскрыть фенологические фазы растительного покрова, идентифицировать растительность [41] и оценить фитомассу [44], а анализ межгодовой динамики дает возможность выявить наличие воздействий, изменяющих направление эволюционирования наземных экосистем, установить их механизмы и оценить последствия их влияния [17, 38]. В работах [12, 14] дано научное обоснование возможности объективной количественной оценки экологического состояния почв, загрязненных комплексом тяжелых металлов в виде их среднего геометрического содержания по материалам дистанционного зондирования Земли на базе теоретической модели отклика живого в форме NDVI на воздействие стрессоров с ее предварительной параметризацией на основе подспутниковых измерений. Представляется целесообразным апробировать данный подход [12, 14] для выявления размеров зоны воздействия иного источника загрязнения – Среднеуральского медеплавильного завода (СУМЗ) со свойственным ему химизмом загрязнения и расположенного в специфических физико-географических условиях. Выбор объекта обусловлен доступностью результатов многолетних научных исследований химического состояния почв [5, 45], а также геоботанических и экологических обследований окрестностей СУМЗ [6], которые использованы в качестве подспутниковых измерений.

В связи с этим целью настоящей работы служит разработка подхода к установлению зон экологической ответственности функционирующих антропогенных объектов и природно-антропогенного фона территории с учетом ее региональных природных особенностей и видов хозяйственного назначения на примере СУМЗ на основе нелинейной модели [8] с использованием величины NDVI в качестве количественного показателя отклика экосистемы на содержание тя-

желых металлов в почве в качестве показателя интенсивности воздействия стрессора.

Задачи исследования: 1) выявление закономерностей в пространственном распределении значений NDVI в зоне воздействия СУМЗ в рамках теоретической модели [8], 2) обоснование ранжирования концентраций тяжелых металлов в почве, отражающего степень экологической безопасности для зоны воздействия СУМЗ, 3) выявление эмпирической зависимости концентрации тяжелых металлов в почве от расстояния до источника загрязнения и от среднегодовой доли ветров, направленных от этого источника к рассматриваемому участку, 4) установление зоны экологической ответственности СУМЗ в зависимости от природных условий и видов хозяйственного назначения территории, 5) определение значений природно-антропогенного фона для территории в границах природно-защитной зоны СУМЗ.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектом настоящего исследования была территория, прилегающая к промышленной площадке СУМЗ, расположенная в г. Ревда Свердловской области. СУМЗ осуществляет свою деятельность с 1940-х годов, то есть уже более 80 лет оказывает негативное воздействие на окружающую среду [5]. В 1980-х гг. валовый выброс СУМЗ достигал 150–225 тыс. т поллютантов в год. С начала 1990-х количество выбросов завода постепенно уменьшалось и к 2005 г. не превышало 27 тыс. т/год. После реконструкции предприятия, проведенной в 2010 г., средний объем его выбросов составляет 3–5 тыс. т/год [5].

Многолетние исследования Воробейчика с соавт. [5, 6, 45] показали определенную стабильность во времени содержания тяжелых металлов (Cu, Pb, Cd и Zn) в почвах окрестностей СУМЗ в период с 1990 по 2020 г.

Источник загрязнения окружающей среды находится в месте пересечения Ревдинско-Шимской депрессии р. Чусовой [31]. Средние значения абсолютных высот – 350–400 м (рис. 1). Пробные площадки пронумерованы в соответствии с их удаленностью от источника загрязнения.

Согласно современным растровым картам растительности, размещенным на портале Vegascience [19], в растительном покрове исследуемой территории преобладают сосновые и широколиственно-темнохвойные леса. Подспутниковые геоботанические исследования, проведенные Воробейчиком и Кайгородовой [5] в 2012 г. свидетельствуют, что в окрестностях СУМЗ преобладают елово-пихтовые леса с элементами неморального флористического комплекса. По мере приближения к источнику выбросов зафиксировано угнете-

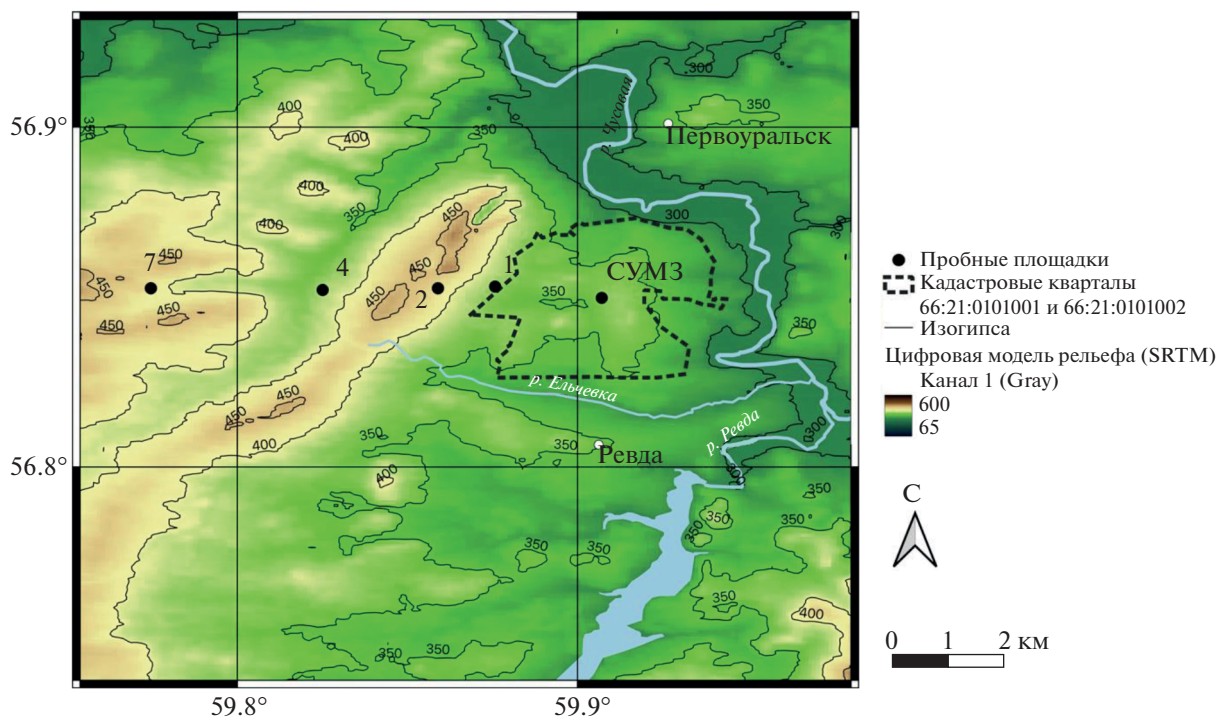


Рис. 1. Карта высот исследуемой территории по данным SRTM [34].

ние древесного яруса, а также уменьшение видового богатства и обилия травяно-кустарничкового яруса [5].

Почвенный покров представлен дерново-подзолистыми глубокоглееватыми и глееватыми [27] (Albic Gleyic Retisols (Abruptic) [42]), а также буротажными [27] (Dystric Cambisols [42]) почвами. Почвы и почвообразующие породы Предуралья и Урала содержат повышенное количество микроэлементов, относящихся к группе тяжелых металлов [4].

Основными компонентами выбросов СУМЗ являются: газообразные соединения S, F, N; пылевые частицы с сорбированными тяжелыми ме-

таллами (Cu, Pb, Zn, Cd, Fe, Hg и др.) и металлоидами (As) [5].

Экспериментальные данные о валовом содержании тяжелых металлов (мг/кг) в гумусовом горизонте почв для 2012 г. взяты из работы Воробейчика и Кайгородовой [5] (табл. 1). Пробные площадки заложены в западном направлении в 1, 2, 4, 7 и 30 км от СУМЗ [5] в сходных условиях по инсоляции и гидрологии. Пять смешанных образцов почв из пяти индивидуальных были отобраны по схеме конверта со стороной 1 м на каждой пробной площадке [5]. Металлы экстрагированы 5%-ной HNO_3 (отношение субстрата к экстрагенту 1 : 10, время экстракции – сутки после однократного встряхивания), концентрация определена методом атомной абсорбции на спектрометре с пламенным вариантом атомизации [5]. Границу загрязнения почв в опорном западном направлении от СУМЗ создали восточные ветра (рис. 2) [29].

В качестве количественного показателя отклика экосистемы на воздействие стрессоров использовали максимальные за вегетационный сезон семидневные интерполированные значения NDVI на 29-ой неделе 2012 г. (табл. 1), рассчитанные по материалам MODIS с сервера Beta-Science [19].

Материалы дистанционного зондирования Земли в форме NDVI анализировали на основе теоре-

Таблица 1. Содержание тяжелых металлов (мг/кг) в поверхностном слое почвы на различном расстоянии от СУМЗ в западном направлении [5]

Расстояние, км	Cu	Pb	Cd	Zn	z^*	NDVI**
1	1084	379	4.8	185	138	0.66
2	1040	317	5.8	203	140	0.81
4	367	135	2.3	108	59	0.82
7	424	215	5.7	257	108	0.80
30	52	66	1.2	80	24	0.54

* Среднее геометрическое из валовых концентраций Cu, Pb, Cd и Zn в почве.

** Максимальные за сезон 2012 г. значения NDVI по Modis.

тической модели [8], решение которой, в предположении $NDVI = q$ имеет вид [14]:

$$q = \Lambda z^{-B} \exp\left(-\frac{K}{z}\right), \quad (1)$$

где Λ – масштабирующий коэффициент, K – коэффициент, характеризующий интенсивность возрастания фотосинтетически активной биомассы в ответ на рост интенсивности воздействия (в форме увеличения показателя концентрации тяжелых металлов, z), B – коэффициент, характеризующий интенсивность убывания фотосинтетически активной биомассы в ответ на рост интенсивности воздействия (в фазовой плоскости “отклик–воздействие” отклик, в форме NDVI, одновременно и возрастает, с коэффициентом “скорости” K , и убывает, с коэффициентом “скорости” B , по мере увеличения воздействия в форме z , среднего геометрического из концентраций тяжелых металлов в почве).

Константы и особые точки уравнения (1) являются индивидуализирующими характеристиками отклика фотосинтетически активной биомассы растительного покрова (через посредство вегетационного индекса) на концентрацию z загрязняющих почву тяжелых металлов определенного набора в данном сезоне на исследуемой территории.

Математическое обоснование возможности использования результирующей концентрации z (мг/кг) и надления вегетационного индекса NDVI свойством представлять q в уравнении (1), предполагая использование для него коэффициента перехода от фактической концентрации фотосинтетически активной биомассы q (кг/кг), приведено в работе Глазунова с соавт. [12].

График функции (1) характеризуется шестью особыми точками – результирующими концентрациями z_1 – z_6 тяжелых металлов в почве, которые получают анализом первой, второй и третьей производных от вегетационного индекса $q = NDVI$ по z .

Особые точки модели (1), разграничивают кривую на семь промежутков в фазовой плоскости зависимости показателя роста q от результирующей концентрации стрессора z . Каждый из этих промежутков характеризуется собственным сочетанием состояний кинетических характеристик отклика биологической системы на действие стрессора – направлением, скоростью и ускорением изменения q при изменении z [14].

В качестве опорных для ранжирования концентраций тяжелых металлов в почве на исследуемой территории использованы точки z_3 и z_4 . Пространственное распределение значений NDVI в зоне воздействия СУМЗ моделировали на промежутке концентраций z_3 – z_6 , что обусловлено перекрытием данного диапазона эксперименталь-

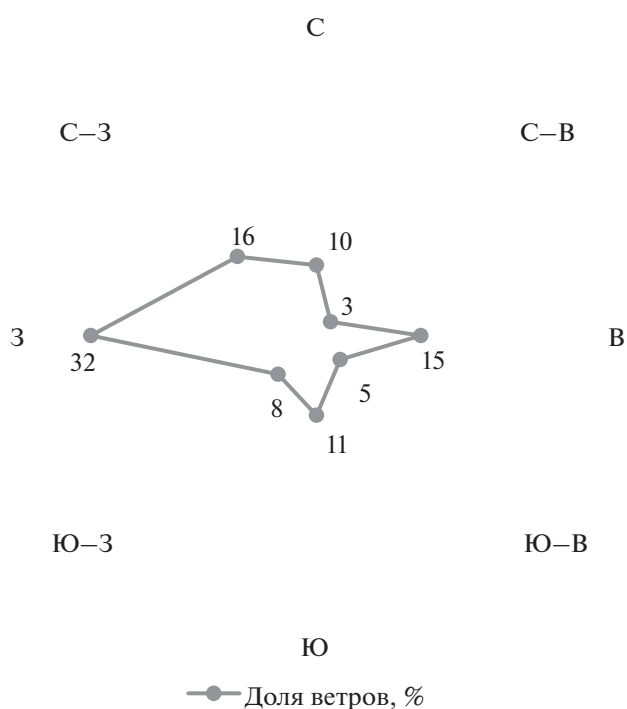


Рис. 2. Роза ветров для г. Ревды.

ными точками и отсутствием фактических концентраций менее z_3 и более z_6 . Градации на основе особых точек z_1 и z_2 не выделялись.

Граница ПЗЗ установлена по z_4 . Предполагали, что за пределами последней воздействие антропогенного источника на окружающую среду незначительно. Известно, что в области невысоких концентраций тяжелые металлы способны оказывать стимулирующий эффект на растения в отношении таких показателей, как биомасса, энергия прорастания семян, длина корней и побегов и др., тогда как более высокие дозы вызывают ингибирующий эффект, усиливающийся по мере возрастания действующей концентрации [24]. Таким образом, при достижении точки максимума (z_4) на кривой доза–эффект проявляется угнетающее действие переносимых по воздуху в составе выбросов поллютантов.

Допустим, что варьирование значений NDVI слева от максимума в промежутке от 0 до z_3 обусловлено природными факторами окружающей среды. Рост функции в диапазоне $z_3 < z \leq z_4$ вызван добавками небольшого количества микроэлементов антропогенного происхождения, а убывание NDVI справа от максимума является следствием антропогенных факторов – угнетающего воздействия выбросов СУМЗ, проявляющегося в накоплении тяжелых металлов в почве.

Значения коэффициентов уравнения (1) (табл. 2) находили подгонкой по способу наименьших квадратов с использованием алгоритма,

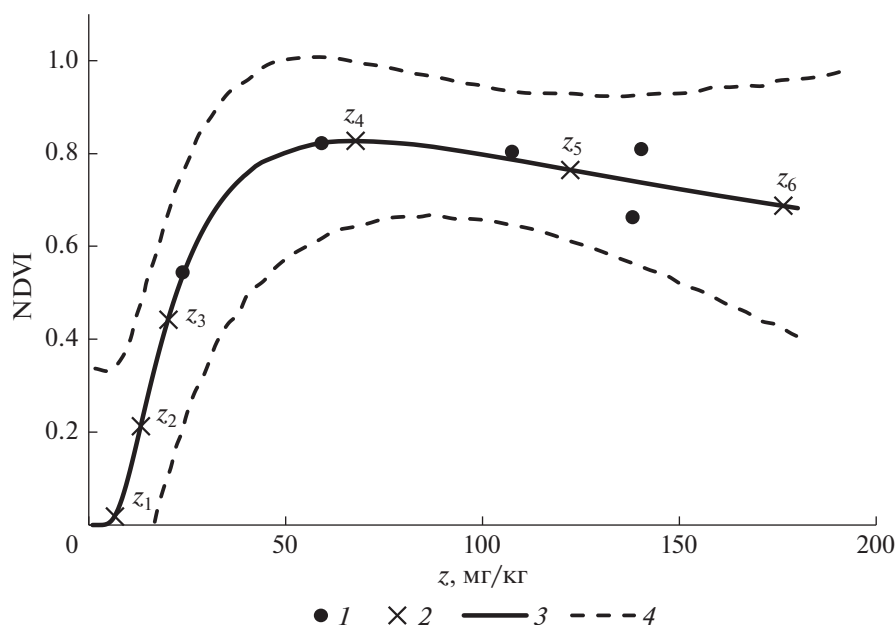


Рис. 3. Зависимость вегетационного индекса NDVI от концентрации тяжелых металлов в почве в окрестностях СУМЗ в 2012 г.: 1 – эксперимент; 2 – особые точки модели (z_1 – z_6); 3 – расчет по модели (1); 4 – доверительные интервалы.

созданного на языке программирования Python 3 [14], и библиотек SciPy, NumPy, Pyeq3 и Matplotlib. Для иллюстрации точности приближения модели на графике наряду с теоретической кривой и экспериментальными точками пунктиром приведены 95% доверительные интервалы.

С использованием пакета программ компьютерной алгебры Maxima [21] и полученных указанным способом коэффициентов модели (1) анализом производных первого, второго и третьего порядка по z находили особые точки для модели (1) (табл. 2, рис. 3).

Связь между удаленностью (R) от источника загрязнения (СУМЗ) в направлении на запад и

степенью загрязнения почвы (z) искали по экспериментальным данным (табл. 1, рис. 4) в форме степенной функции [14]:

$$R = \alpha z^{-\beta}, \quad (2)$$

где α, β – эмпирические константы.

Пересчет границ воздействия в других направлениях от завода провели по опорному западному азимуту по формуле [7]:

$$l = m \left(\frac{a}{b} \right)^{\frac{1}{4}}, \quad (3)$$

где l – протяженность зоны воздействия в направлении данного румба; m – коэффициент пересчета,

Таблица 2. Константы модели (1), абсциссы особых точек (мг/кг) и их удаленность от источника (км)

Константы модели	Статистические параметры модели	Особые точки модели				Расстояние
		z_i		q_i		
$\Lambda = 14.2$; $B = 0.55$; $K = 36.9$	Средняя квадратическая ошибка (RMSE): 0.048	z_1	7	q_1	0.02	188
	Коэффициент детерминации (R^2): 0.80	z_2	13	q_2	0.21	66
	Критерий Фишера (F -test): 12.72	z_3	20	q_3	0.44	35
	Уровень значимости F : 0.037	z_4	68	q_4	0.83	6
	Оценка правдоподобия модели (log-likelihood): 8.01	z_5	122	q_5	0.77	2
	Информационный критерий Акаике (AIC): –2.003	z_6	176	q_6	0.69	1
	Байесовский информационный критерий (BIC): –2.237					

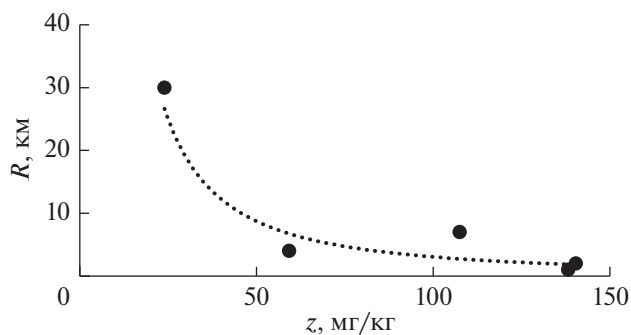


Рис. 4. Удаленность точек с заданной средней геометрической концентрацией тяжелых металлов в почве (z) в западном направлении от СУМЗ.

равный протяженности (R) зоны воздействия по западному румбу; a – доля ветра, создавшего границу воздействия по данному румбу; b – доля ветра восточного направления.

Найдя коэффициенты уравнений (3) и (1) и особые точки модели (1), вдоль каждого из основных восьми румбов отложили найденные по формуле (3) значения протяженности зоны воздействия СУМЗ. Полигон с вершинами в местоположениях точек z_4 по основным румбам (рис. 5) ограничивает область, соответствующую зоне воздействия источника выбросов (ПЗЗ).

Анализ растровых карт NDVI и подготовку картографических материалов проводили в QGIS 3.18.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Закономерности пространственного распределения значений NDVI в зоне воздействия СУМЗ. Загрязняющие вещества, находящиеся в почве, оказывают совокупное воздействие на реципиентов этого загрязнения, степень которого зависит от класса опасности веществ и величин их концентрации в почве. С использованием нелинейной модели (1) удалось оценить воздействие химических соединений в виде результирующей концентрации z тяжелых металлов в почве на состояние растительности, а также установить оптимальные и пороговые концентрации химических соединений в почве в зоне воздействия СУМЗ. О высокой точности коэффициентов модели (1) для всех пробных площадок свидетельствует малый разброс экспериментальных точек вокруг теоретической кривой – все они вошли в 95%-ый доверительный интервал. Значения коэффициента детерминации, близкие к 1, и низкий уровень средней квадратической ошибки (табл. 2), являющиеся метриками оценки качества модели, подтверждают адекватность уравнения (1) экспериментальным данным (табл. 1). В ходе регрессионного анализа установлено, что гипотеза (при

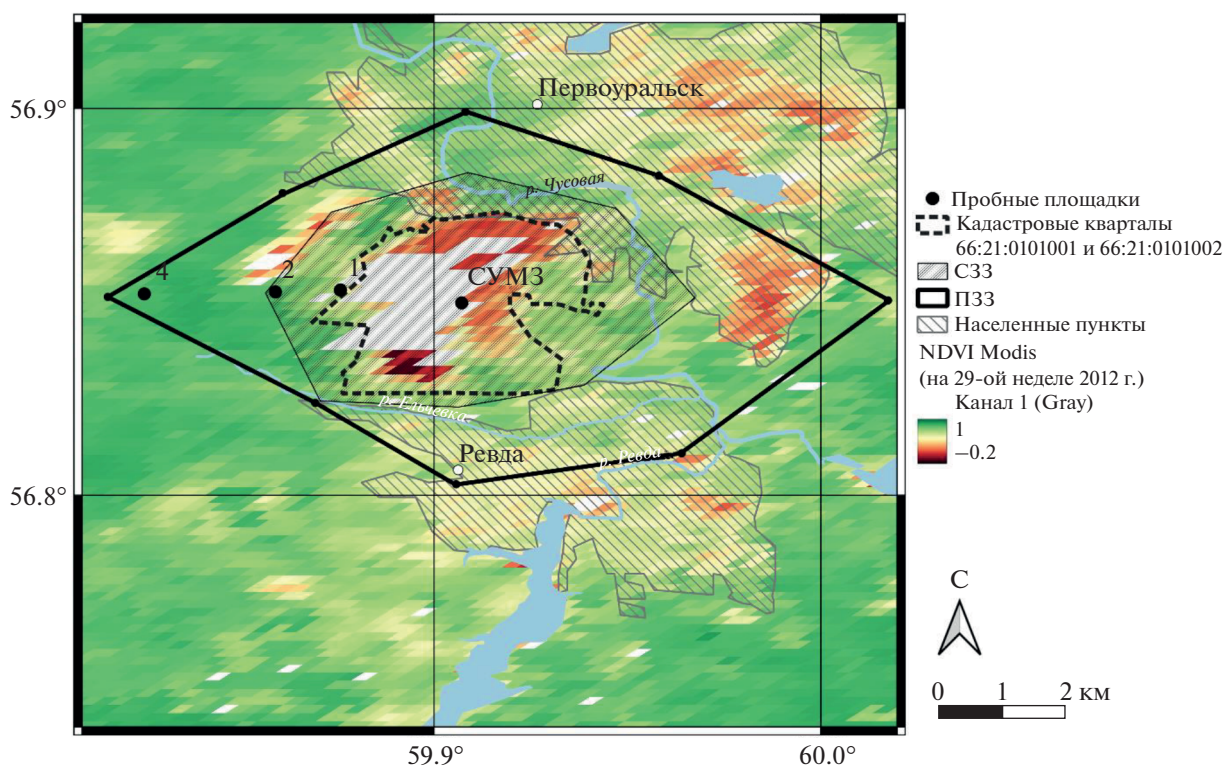


Рис. 5. Картограмма зон экологической ответственности СУМЗ.

доверительной вероятности (0.95) о нормальности распределения экспериментальных величин относительно модельных, однородности их дисперсий и независимости остатков, согласно оценке с использованием критерия Фишера подтвердилась. Ряд статистических параметров (оценка правдоподобия модели, информационные критерии Акаике и Байеса, табл. 2) использованы для выбора модели, наилучшим образом описывающей пространственное распределение значений q в ответ на изменение z в окрестностях СУМЗ.

Экспериментальные точки с концентрациями 24 и 59 мг/кг, расположенные слева от точки максимума на теоретической кривой (рис. 3), удалены от источника воздействия на 30 и 4 км соответственно. В ответ на данные дозы металлов и экспериментальные, и расчетные значения вегетационного индекса растут. Функция $q = \text{NDVI}$ на соответствующем промежутке концентраций растет с нарастающим ускорением. Максимум отклика вегетационного индекса ($\text{NDVI} = 0.82$) при $z = 59$ мг/кг приурочен к пункту, удаленному на 4 км от СУМЗ. Согласно опытным данным, концентрации тяжелых металлов в почвах пробных площадок, находящихся на расстоянии 1, 2 и 7 км, приводят к угнетению растений. На графике (рис. 3) они расположились справа от точки максимума функции z_4 , сверх которой теоретическая кривая начинает убывать и стремиться к нулю при стремлении z к бесконечности. Результирующие концентрации в почвах наиболее приближенных к источнику воздействия пунктов находятся в промежутке между точками перегиба z_5 и наибольшей вогнутости z_6 на графике функции (1). В точке z_5 и скорость (q'), и укоренение (q'') изменения NDVI при нарастании z растет. Уровень загрязнения почвы на расстоянии 7 км от СУМЗ, вопреки ожиданиям, оказался выше, чем на удалении в 4 км, однако и экспериментальные, и наблюденные значения q в этой точке ниже, что не противоречит общебиологическим представлениям. Скорость угнетения растений при изменении z на промежутке графика $z_4 - z_5$ убывает.

Ранжирование концентраций тяжелых металлов в почве в зоне воздействия СУМЗ. Результирующая концентрация четырех тяжелых металлов, соответствующая точке максимума (z_4) на теоретической кривой отклика растительного покрова в форме NDVI на концентрацию тяжелых металлов (табл. 2), принята за пороговую, так как и увеличение, и уменьшение концентрации тяжелых металлов в окрестностях этой точки, исходя из формы кривой (рис. 3), сопровождаются уменьшением значений NDVI [14].

Подтверждаемое опытными данными явление закономерного уменьшения значений вегетационного индекса в результате увеличения concentra-

ции тяжелых металлов в почве сверх найденной пороговой служит обоснованием возможности ранжирования концентраций тяжелых металлов в почве по z_4 [14] и установления на его основе границ ПЗЗ.

Диапазон концентраций для исследуемого набора тяжелых металлов в почве между особыми точками z_3 и z_4 ($20 < z \leq 68$ мг/кг) является оптимальным для природной среды, при этом его верхняя граница, согласно определению [36], является природно-антропогенным фоном территории в окрестностях СУМЗ, а нижняя, равная 20 мг/кг, отражает уровень естественного природного фона, что согласуется с экспериментальными значениями z на фоновом участке (24 мг/кг), и не противоречит литературным данным по содержанию Cu, Zn, Pb и Cd в почвах Предуралья [4, 5]. Фактических концентраций менее z_3 на исследуемой территории не выявлено. Значения концентраций металлов в точках z_5 и z_6 могут быть использованы для выделения промежуточных зон внутри границы ПЗЗ для принятия управленческих решений в области регулирования качества окружающей среды.

Эмпирическая зависимость концентрации тяжелых металлов в почве от расстояния до источника загрязнения. Для обеспечения возможности экстраполяции пороговых значений концентрации тяжелых металлов в почве на оси, направленные вдоль основных румбов от источника их поступления в окружающую среду, в отсутствие соответствующих экспериментальных данных, используют степенные и экспоненциальные зависимости для исследования связи между степенью загрязнения почвы (z) и удаленностью (R) от источника загрязнения [4, 7].

Оказалось, что расстояние от СУМЗ связано с концентрацией в почве тяжелых металлов (табл. 1) эмпирической зависимостью: $R = 3289z^{-1.5}$ при значении коэффициента детерминации равном 0.95 (рис. 4), что позволило вычислить удаленность на местности значений z в особых точках в западном направлении от СУМЗ (табл. 2) и экстраполировать расстояния с опорного направления на остальные румбы по формуле (3) [14] (табл. 3).

Природно-антропогенный фон почв и зоны экологической ответственности СУМЗ. Экстраполяция местоположения пункта с концентрацией, соответствующей особой точке z_4 (табл. 3), с опорного румба, на остальные семь румбов позволила оконтурить расчетный ареал зоны экологической ответственности СУМЗ путем соединения прямыми линиями местоположений соответствующих особых точек, взятых на восьми румбах (рис. 5). Полигон ЗЭО имеет переменный размер, границы которого удалены на 3.6–6.7 км в зави-

Таблица 3. Экстраполированные на направления вдоль основных румбов местоположения на местности точек с концентрациями тяжелых металлов z (мг/кг), соответствующими особым точкам модели, км

Румбы	z_1	z_2	z_3	z_4	z_5	z_6
	7	13	20	68	122	176
	l_1	l_2	l_3	l_4	l_5	l_6
Ю	171.0	59.5	31.4	5.0	2.0	1.2
Ю–З	124.0	43.1	22.8	3.6	1.5	0.9
З	188.4	65.5	34.6	5.5	2.3	1.3
С–З	141.9	49.4	26.1	4.2	1.7	1.0
С	176.2	61.3	32.4	5.2	2.1	1.2
С–В	160.3	55.7	29.5	4.7	1.9	1.1
В	228.6	79.5	42.0	6.7	2.7	1.6
Ю–В	191.8	66.7	35.3	5.6	2.3	1.3

симости от среднегодовой доли ветров в направлении переноса поллютантов, что согласуется с литературными данными – результатами исследования пространственного распределения загрязняющих веществ в окружении сходных источников воздействия [30].

СЗЗ ооконтурена схематически на основе данных об удаленности ее границ от промышленной площадки СУМЗ, опубликованных в Постановлении Главного государственного санитарного врача РФ № 125 [23]. Контур промышленной площадки СУМЗ приравнены к границам занимаемых предприятием земельных участков, векторный слой которых импортирован в среду QGIS из публичной кадастровой карты [28].

Проведенный средствами QGIS анализ гистограмм распределения величин NDVI (табл. 4) на фоновых территориях, ограниченных с внешней стороны границей окружности с радиусом 30 км от СУМЗ (местоположение фоновой площадки), и границей ПЗЗ с внутренней стороны, свидетельствует о том, что частота встречаемости значений NDVI на уровне $q_4 = 0.83$ составляет 600. Среднее значение NDVI для всех пикселей пояса – 0.80. Частоты встречаемости величин NDVI менее $q_3 = 0.44$ – единицы раз. Таким образом, на основании выявленного распределения значений NDVI состояние растительности данного ареала можно охарактеризовать как близкое к оптимальному. Возникновение низких значений вегетационного индекса в данном ареале связано с природными факторами окружающей среды, а также с ошибками определения, обусловленными выявлением пикселей на карте NDVI, занятыми выходами горных пород, искусственными поверхностями, водной гладью и т. д. Уровни NDVI для такого рода поверхностей близки к значениям индекса для поверхности почвы, лишенной растительности. Обращают на себя внимание ареалы на северо-востоке, востоке и юго-востоке от СУМЗ со значениями NDVI менее 0.40 (рис. 5), приуроченные к территории городов Первоуральск и Ревда.

Внутри границ ПЗЗ можно встретить единичные значения NDVI, близкие к точке q_4 . Наиболее распространенными для данной области являются значения вегетационного индекса в окрестностях $q_6 = 0.69$. Среднее значение NDVI для всех пикселей ареала составляет 0.62, что в свою очередь подтверждает правомерность выбора опорных для ранжирования концентраций тяжелых металлов в почве точек. Таким образом, состояние растительности на территории внутри границ ПЗЗ, можно охарактеризовать как угнетенное.

Таблица 4. Анализ гистограмм распределения величин NDVI в пределах зон, выделенных в окрестностях СУМЗ

Особая точка	NDVI	Частота встречаемости	
		ПЗЗ	фоновая зона
q_1	0.02	0	0
q_2	0.21	2	2
q_3	0.44	2	2
q_4	0.83	4	600
q_5	0.77	6	150
q_6	0.69	9	50
Минимальное значение NDVI для зоны		–0.10	–0.30
Среднее значение NDVI для зоны		0.62	0.80

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложен подход к установлению зон экологической ответственности предприятий, представляющих собой точечные источники антропогенного воздействия на окружающую среду, а также показателей фоновых значений, служащих граничными критериями зон экологической ответственности с учетом природных условий и видов хозяйственного назначения, который консолидирует в себе классические научные представления [2, 4, 5, 14, 15, 24, 30, 35, 36].

На основе теоретической модели [8, 14] отклика живого в форме NDVI на воздействие комплекса тяжелых металлов определенного набора (Cu, Pb, Cd и Zn), содержащегося в почвах окрестностей СУМЗ, установлено, что диапазон концентраций $20 < z \leq 68$ мг/кг является оптимальным для природной среды, при этом его верхняя граница отражает уровень природно-антропогенного фона, а нижняя, равная 20 мг/кг — естественного природного фона территории в окрестностях СУМЗ.

Экстраполяция местоположения пункта с концентрацией 68 мг/кг, соответствующей пороговому уровню загрязнения, с опорного румба, на остальные семь румбов позволила оконтурить ареал зоны экологической ответственности СУМЗ. Расчетный полигон ЗЭО имеет переменный размер, границы которого удалены на 3.6–6.7 км в зависимости от среднегодовой доли ветров в направлении переноса поллютантов. Анализ пространственного распределения фактических значений NDVI в пределах границ ЗЭО, а также на фоновых территориях, подтвердил правомерность ранжирования концентраций тяжелых металлов в почве, проведенного на основе особых точек z_3 и z_4 модели и отражающего степень антропогенного воздействия СУМЗ.

Константы и особые точки уравнения (1) являются индивидуализирующими характеристиками отклика фотосинтетически активной биомассы растительного покрова на концентрацию z загрязняющих почву тяжелых металлов указанного набора в данном сезоне на исследуемой территории. Одним из направлений развития подхода является учет дополнительных входных параметров модели, а именно концентраций Fe, Hg, As и других элементов, содержащихся в выбросах СУМЗ, что позволит повысить точность модели и уточнить местоположение границы ЗЭО.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают глубокую благодарность д. б. н., профессору Г.П. Глазунову и к. ф.-м. н., в. н. с. В.М. Гендугову за создание теоретической модели, ставшей основой для оценки и нормирования состояния почв и

растительного покрова в зоне воздействия промышленного предприятия.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено частично при поддержке Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова “Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды”, а также в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации “Почвенные информационные системы и оптимизация использования почвенных ресурсов” (номер ЦИТИС: 121040800147-0).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатырев Л.Г., Жилин Н.И., Карпунин М.М., Прокофьева Т.В., Бенедиктова А.И., Земсков Ф.И., Вартанов А.Н., Глазман Г.Р., Плеханова И.О., Шнырев Н.А., Кубарев А.К., Демин В.В. Особенности биогеохимических процессов почв в городских условиях на основе изучения экосистем больших (изолированных) лизиметров почвенного стационара МГУ // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2021. Т. 17. № 3. С. 22–31.
2. Вернадский В.И. Биосфера и ноосфера. М.: Книга по требованию, 2016. 573 с.
3. Водяницкий Ю.Н. Загрязнение почв тяжелыми металлами и металлоидами. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2017. 191 с.
4. Водяницкий Ю.Н. Тяжелые металлы и металлоиды в почвах. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева РАСХН, 2008. 85 с.
5. Воробейчик Е.Л., Кайгородова С.Ю. Многолетняя динамика содержания тяжелых металлов в верхних горизонтах почв в районе воздействия медеплавильного завода в период снижения его выбросов // Почвоведение. 2017. № 8. С. 1009–1024.
6. Воробейчик Е.Л., Садыков О.Ф., Фарафонов М.Г. Экологическое нормирование техногенных загрязнений наземных экосистем (локальный уровень). Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 279 с.
7. Гендугов В.М., Глазунов Г.П. Ветровая эрозия почвы и запыление воздуха. М.: Физматлит, 2007. 240 с.
8. Гендугов В.М., Глазунов Г.П. Макрокинетическая модель микробного роста на многокомпонентном субстрате // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2014. № 3. С. 10–16.
9. Глазовская М.А. Геохимические барьеры в почвах равнин, их типология, функциональные особенности и экологическое значение // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, география. 2012. № 1. С. 8–14.

10. Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР. М.: Высшая школа, 1988. 326 с.
11. Глазовская М.А. Методологические основы оценки эколого-геохимической устойчивости почв к техногенным воздействиям. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997. 102 с.
12. Глазунов Г.П., Гендугов В.М., Евдокимова М.В., Титарев Р.П., Шестакова М.В. Макроскопическая кинетика временной и пространственной изменчивости вегетационного индекса NDVI на территории заповедника “Ямская степь” в условиях загрязнения почвы тяжелыми металлами // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 2. С. 111–127.
13. Евдокимова Г.А., Мозгова Н.П., Корнейкова М.В. Содержание и токсичность тяжелых металлов в почвах зоны воздействия газовоздушных выбросов комбината “Печенганикель” // Почвоведение. 2014. № 5. С. 625–631.
14. Евдокимова М.В., Глазунов Г.П., Яковлев А.С., Плеханова И.О., Аймалетдинов Р.А., Шестакова М.В. Оценка экологического состояния земель, загрязненных комплексом тяжелых металлов, в окрестностях города Норильска за период с 2004 по 2019 г. по материалам NDVI Modis с сервера Vega-science // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 4. С. 149–165.
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-4-149-165>
15. Израэль Ю.А. Экология и контроль состояния природной среды. М.: Гидрометиздат, 1984. 560 с.
16. ИСО 19258. 2018 Качество почвы. Руководство по определению фоновых показателей.
17. Корец М.А., Рыжкова В.А., Барталев С.А. Оценка состояния растительного покрова в зоне воздействия промышленных предприятий с использованием данных ENVISAT MERIS и SPOT Vegetation // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2006. Вып. 3. Т. 2. С. 330–334.
18. Красавцева Е.А., Сандимиров С.С. Состояние водных объектов в зоне влияния горно-перерабатывающих предприятий на примере ООО “Ловозерский ГОК” // Вода и экология: проблемы и решения. 2021. № 2(86). С. 3–13.
<https://doi.org/10.23968/2305-3488.2021.26.2.3-13>
19. Лупян Е.А., Прошин А.А., Буцев М.А., Кашицкий А.В., Балашов И.В., Барталев С.А., Константинова А.М., Кобец Д.А., Мазуров А.А., Марченков В.В., Матвеев А.М., Радченко М.В., Сычугов И.Г., Толпин В.А., Уваров И.А. Опыт эксплуатации и развития центра коллективного пользования системами архивации, обработки и анализа спутниковых данных (ЦКП “ИКИ-Мониторинг”) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 3. С. 151–170.
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-3-151-170>
20. Методические рекомендации по выявлению деградированных и загрязненных земель // Охрана окружающей природной среды: почвы. М.: ВНИИ Природы, 2001. С. 65–110.
21. Пакет программ компьютерной алгебры Maxima. URL: <https://sourceforge.net/projects/maxima/> (дата обращения: 17.08.2021).
22. Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. М.: Астрель-2000, 1999. 768 с.
23. Постановление Главного государственного санитарного врача Российской Федерации от 17.10.2011 г. № 125 “Об установлении размера санитарно-защитной зоны имущественного комплекса ОАО “Среднеуральский медеплавильный завод” на территории г. Ревда Свердловской области”.
24. Плеханова И.О., Золотарева А.О. Оценка и нормирование экологического состояния почв, загрязненных тяжелыми металлами // Агрохимия. 2021. № 7. С. 83–94.
25. Постановление Правительства РФ № 222 “Об утверждении Правил установления санитарно-защитных зон и использования земельных участков, расположенных в границах санитарно-защитных зон” от 03.03.2018 (с поправками от 21.12.2018 г.).
26. Постановление Правительства РФ № 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” от 13.02.2019.
27. Почвенная карта России [Электронный ресурс]. 2021.
<https://soil-db.ru/map?lat=56.7982&lng=60.4138>
28. Публичная кадастровая карта. Версия 6. [Электронный ресурс]: Росреестр 2010–2022. URL: <https://pkk.rosreestr.ru> (дата обращения 20.01.2022).
29. Роза ветров для г. Ревды [Электронный ресурс]. 2021. <https://world-weather.ru> (дата обращения 20.01.2022).
30. Саев Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П., Смирнова Р.С., Башаркевич И.Л., Онищенко Т.Л., Павлова Н.Л., Трефилова Н.Я., Ачкасов А.И., Саркисян С.Ш. Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990. 335 с.
31. Сидоренко А.В. Геология СССР. Т. 12. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч. 1. Геологическое описание. Кн. 1. М.: Недра, 1969. 724 с.
32. Терехова В.А., Прудникова Е.В., Кулачкова С.А., Горленко М.В., Учанов П.В., Сушко С.В., Ананьева Н.Д. Микробиологические показатели агродерново-подзолистых почв разной гумусированности при внесении тяжелых металлов и углеродсодержащих препаратов // Почвоведение. 2021. № 3. С. 372–384.
33. Федеральный закон “О санитарно-эпидемиологическом благополучии населения” от 30.03.1999 № 52-ФЗ.
34. Цифровая модель рельефа. [Электронный ресурс]: SRTM 90m DEM Digital Elevation Database. 2021. URL: <https://srtm.csi.cgiar.org> (дата обращения 20.09.2021 г.).
35. Чернова О.В., Безуглова О.С. Опыт использования данных фоновых концентраций тяжелых металлов при региональном мониторинге загрязнения

- почв // Почвоведение. 2019. № 8. С. 1015–1026. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19080045>
36. Яковлев А.С. Вопросы экологического нормирования и установления фоновых значений свойств почв природных и природно-антропогенных объектов // Почвоведение. 2022. № 2. С. 252–260.
 37. Яковлев А.С. Допустимое экологическое состояние почв и антропогенное воздействие как основа их экологического нормирования и управления качеством // Экологическое нормирование и управление качеством почв и земель. М.: НИИ-Природа, 2013. 310 с.
 38. Arevalo P., Bullock E., Woodcock C., Olofsson P. A Suite of Tools for Continuous Land Change Monitoring in Google Earth Engine // *Frontiers in Climate*. [Электронный ресурс]. 2020. URL: https://www.researchgate.net/publication/346954801_A_Suite_of_Tools_for_Continuous_Land_Change_Monitoring_in_Google_Earth_Engine. (дата обращения: 09.04.2021).
 39. Gąsuzka A., Migaszewski Z. Geochemical background – an environmental perspective // *Mineralogia*. 2011. № 42. P. 7–17. <https://doi.org/10.2478/v10002-011-0002-y>
 40. Gomez C., Adeline K., Bacha S., Driessen B., Gorretta N., Lagacherie P., Roger J.M., Briottet X. Sensitivity of clay content prediction to spectral configuration of VNIR/SWIR imaging data, from multispectral to hyperspectral scenarios // *Remote Sens Environ*. 2018. V. 204. P. 18–30.
 41. Griffiths P., Nendel C., Hostert P. Intra-annual reflectance composites from Sentinel-2 and Landsat for national-scale crop and land cover mapping // *Remote Sens Environ*. 2019. V. 220. P. 135–151.
 42. IUSS Working Group WRB. 2015. World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. Rome: FAO, 2014, update 2015. *World Soil Resources Report 106*. 191 p.
 43. Matschullat J., Ottenstein R., Reimann C. Geochemical background – can we calculate it? // *Environ Geol*. 2000. № 39(9). P. 990–1000.
 44. Nouri H., Beecham S., Anderson Sh., Nagler P. High Spatial Resolution WorldView-2 Imagery for mapping NDVI and its relationship to temporal urban landscape evapotranspiration factors // *Remote Sens*. 2013. V. 6. P. 580–602.
 45. Prudnikova E.V., Neaman A., Terekhova V.A., Karpukhin M.M., Vorobeichik E.L., Smorkalov I.A., Dovletyarova E.A., Navarro-Villaruel K., Ginocchio R., Peñaloza P. Root elongation method for the quality assessment of metal-polluted soils: Whole soil or soil-water extract? // *J. Plant Nutr Soil Sc*. 2020. V. 20. P. 2294–2303. <https://doi.org/10.1007/s42729-020-00295-x>
 46. Tucker C.J. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation // *Remote Sens Environ*. 1979. V. 8. Iss. 2. P. 127–150.
 47. Verhoef W., van der Tol C., Middleton E. Hyperspectral radiative transfer modeling to explore the combined retrieval of biophysical parameters and canopy fluorescence from FLEX – Sentinel-3 tandem mission multisensor data // *Remote Sens Environ*. 2018. V. 204. P. 942–963.

Approach to Establishment of Enterprises Environmental Responsibility Zones and Natural-Anthropogenic Background Soil Values

A. S. Yakovlev^{1, *} and M. V. Evdokimova¹

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

*e-mail: yakovlev_a_s@mail.ru

The approach to the allocation of zones of the environmental responsibility of enterprises – sources of anthropogenic impact on environmental components is considered, which is based on the definition of boundary indicators of the natural-anthropogenic background for soils, as well as sanitary and natural protection zones. As a priority integral indicator for establishing the boundaries of the latter, the ecological state of soils is proposed, which reflects the general state of the environment corresponding to the current level of anthropogenic load on the natural complex of lands. The method of allocation of zones of ecological responsibility of point sources of anthropogenic impact is substantiated, which contributes to the further scientific and practical development of the system of environmental monitoring, ecological control, environmental impact assessment, environmental expertise, as well as the organization of the system of the ecological zoning and rationing of the territory. The approach is illustrated by the example of the Sredneural'sky Copper Smelter. The environmental responsibility zone of this enterprise, allocated by calculation on the basis of a nonlinear model (Gendugov, Glazunov, 2014), has a variable size, the boundaries of which are located at a distance of 3.6–6.7 km from the point source of impact. The value of the natural-anthropogenic background in the form of a geometric mean of the concentrations in the surface layer of soils marker pollutants for this type of production (Cu, Pb, Cd and Zn) was 68 mg/kg. The level of the natural background for the was 20 mg/kg. The analysis of the spatial distribution of the actual NDVI values within the boundaries of the environmental responsibility zone of the enterprise, as well as in the background territories, confirmed the validity of the ranking of heavy metal concentrations in the soil, conducted on the basis of special points of the theoretical model and reflecting the degree of anthropogenic impact.

Keywords: ecological zones, ecological regulation, environmental impact assessment, bioindication of pollution

**ДЕГРАДАЦИЯ,
ВОССТАНОВЛЕНИЕ И ОХРАНА ПОЧВ**

УДК 631.416:631.

**ВЛИЯНИЕ РИЗОСФЕРНЫХ БАКТЕРИЙ НА ФРАКЦИОННЫЙ СОСТАВ
СОЕДИНЕНИЙ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В СИСТЕМЕ ПОЧВА–РАСТЕНИЕ**© 2022 г. И. О. Плеханова^{а, *}, В. О. Куликов^а, В. П. Шабаев^б^аМГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия^бИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пушкино, Московская обл., 142290 Россия

*e-mail: irinaoplekhanova@mail.ru

Поступила в редакцию 08.02.2022 г.

После доработки 15.03.2022 г.

Принята к публикации 30.03.2022 г.

Представлены результаты вегетационного опыта на гумусовом горизонте дерново-подзолистой супесчаной почвы (Albic Retisol), которая до 1990 г. загрязнялась тяжелыми металлами путем внесения осадков сточных вод, в последующие 20 лет использовалась для выращивания кормовых трав и последние 10 лет находится в залежи. В опыте изучено влияние ризосферных бактерий рода *Pseudomonas* на фракционный состав соединений тяжелых металлов Cu, Zn, Cd, Ni и Pb в почве и поступление их в вегетативные органы и корневую систему растений яровой пшеницы. Под влиянием инокуляции бактериями изменилось содержание и соотношение форм соединений тяжелых металлов в почвах опыта: увеличилось содержание подвижных и связанных с органическим веществом соединений Cd, увеличилось содержание Cu, Ni, Pb и Zn, связанных с органическим веществом и соединениями железа. Отмечено уменьшение содержания Cd и Zn в вегетативной массе растений пшеницы и увеличение соотношения содержания элементов в корнях и вегетативной массе растений, что свидетельствует об увеличении устойчивости растений к токсическому действию тяжелых металлов и увеличении барьерной функции корней.

Ключевые слова: тяжелые металлы, фракции соединений, бактерии рода *Pseudomonas*, барьерные функции корней, металлы в растениях

DOI: 10.31857/S0032180X22090143**ВВЕДЕНИЕ**

Изучение загрязнения почв тяжелыми металлами (ТМ) имеет продолжительную историю и является актуальной задачей в настоящее время. Особенно опасно поступление ТМ в агроценозы с органическими и минеральными удобрениями, где они могут непосредственно поступать в организм человека и животных по пищевым цепям. Одним из таких источников являются осадки сточных вод (ОСВ), дозы которых до 1990 г. не нормировались и вызвали значительное загрязнение почв сельскохозяйственного назначения [1, 9–12].

Продолжительность пребывания ТМ в почвах может достигать сотен лет, что определяется свойствами как самих элементов, так и почв, способных прочно удерживать ТМ за счет механизмов обмена, адсорбции, комплексообразования или осаждения в зависимости от значений рН, гранулометрического и минералогического состава, а также состава и содержания органического вещества [5, 10, 11]. Продолжительная аккумуля-

ция ТМ в почвах и возможность поступления их в природные воды и растения определяют необходимость развития и изучения новых методов их ремедиации [4, 19, 20, 22, 27].

В последние десятилетия широкое распространение получило применение биопрепаратов, разработанных на основе ризосферных бактерий группы Plant Growth Promoting Rhizobacteria для стимуляции роста растений. Показано, что такие биопрепараты, не только оказывают стимулирующее воздействие на многие виды сельскохозяйственных культур, но увеличивают их устойчивость к различным видам загрязнения почв, таким как тяжелые металлы, мышьяк, нефть, радионуклиды [13–15, 18, 19]. Их использование может быть эффективно для фиторемедиации загрязненных почв [6, 14, 16, 17, 19, 22, 23].

Экологические аспекты использования ризосферных бактерий особенно актуальны в настоящее время, когда антропогенное воздействие на почвы и растения привело к значительному увеличению площадей загрязненных земель и ухудшению качества растительной продукции. Одним

из источников загрязнения почв сельскохозяйственного назначения являются ОСВ [1, 11, 12, 24].

До сих пор недостаточно исследованы процессы трансформации соединений, входящих в состав ОСВ, не ясны механизмы взаимодействия ТМ, поступающих в составе ОСВ с почвенными компонентами. Недостаточно изучено значение органического вещества, от состояния которого зависит судьба связанных с ним ТМ. Мало изучено взаимодействие органического вещества с ТМ в процессе длительной трансформации. В природных условиях происходит разложение органического вещества и, как следствие, переосаждение и реадсорбция ионов металлов с одних реакционных центров на другие. Для изучения эффективности действия мелиорантов часто используют методы последовательного фракционирования, которые позволяют выявить механизмы трансформации соединений ТМ и роль различных почвенных компонентов в этом процессе, их влияние на подвижность ТМ в почвах.

Последовательная экстракция соединений ТМ показывает их распределение по связи с основными почвенными компонентами – носителями ТМ [5, 7, 10]. Таких центров концентрирования выделено немного: карбонаты, фосфаты, гумусовые вещества, (гидр)оксиды железа и марганца, глинистые минералы. Метод последовательного экстрагирования широко применяется отечественными [2, 5, 7, 8] и зарубежными исследователями [21, 26] для решения теоретических и прикладных задач почвоведения.

Цель работы – изучение влияния ризосферных бактерий на фракционный состав соединений ТМ в почвах, загрязненных в результате применения ОСВ, а также накопления их растениями пшеницы в условиях вегетационного опыта.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследование проводили на старопахотной дерново-подзолистой супесчаной почве Балашихинского района Московской области (слой 0–20 см). Источником загрязнения почв были ОСВ Люберецкой станции аэрации, которые вносили в качестве органических удобрений до 1990 г. Изначально почвы использовали для выращивания овощных культур и кормовых трав, они отличались высоким содержанием гумуса, нейтральной реакцией среды, были высоко обеспечены основными элементами питания растений (N, P, K) [11, 12]. С 2012 г. почвы находятся в состоянии залежи.

Для изучения влияния ризосферных бактерий на фракционный состав соединений ТМ в почвах был поставлен вегетационный опыт. Из пахотного горизонта одного из полей были отобраны образцы почв с пробных площадок размером 10 м². Почвенные образцы усредняли, высушивали,

просеивали и оставляли в сосудах, наполненных 800 г почвы, увлажненной до 60% от полной влагоемкости, на прединкубацию на 10 сут при 22°C.

В почву перед посевом растений вносили азотное удобрение в виде азотнокислого аммония из расчета 100 мг N/кг почвы по 5 сосудов для каждого варианта. В контрольном варианте растения выращивали без инокуляции бактериями, в трех других при инокуляции бактериями *P. fluorescens um.* 20, *P. fluorescens um.* 21, *P. putida um.* 23. При посеве семена пшеницы сорта Злата раскладывали на почву и инокулировали водными суспензиями чистых культур бактерий в водопроводной воде из расчета 10⁸ клеток на растение и засыпали тонким слоем почвы. В варианте без инокуляции вносили аналогичное количество автоклавированных бактериальных суспензий. Влажность почвы в сосудах поддерживали на уровне 60% от полной влагоемкости. Выращивали по 10 растений яровой пшеницы до фазы трубкования в течение 28 дней.

Содержание органического вещества в образцах почв определяли общепринятыми методами, рН – потенциометрически при соотношении почва : вода 1 : 5. Для подготовки к анализу растений использовали метод сухого озоления в муфельной печи при температуре 450°C, затем золу переносили в мерные колбы и доводили до метки раствором 1 М HNO₃. Все определения проводили в пятикратной повторности. Содержание ТМ измеряли методом ИСП-ОЭС на оптико-эмиссионном спектрометре Agilent 5110 (ФР.1.29.2006.02149).

Статистическую обработку полученных данных выполняли с использованием пакета программ MS Excel 2010.

Фракционный состав соединений ТМ определяли путем последовательного извлечения фракций из одной навески почвы по схеме, основанной на опыте отечественных ученых [7, 10] с некоторыми изменениями, касающимися стандартизации времени экстрагирования и центрифугирования. Соединения, связанные с органическим веществом, извлекали после взаимодействия с пероксидом водорода и нагревания, затем экстрагировали с помощью CH₃COONH₄ рН 4.8, вместо 1 М азотной кислоты, которая завышает долю ТМ в этой фракции. Ранее было показано, что результаты, полученные с использованием предложенной схемы фракционирования соединений ТМ, в значительной степени согласуются с теоретическими представлениями о химических свойствах элементов и их поведении в почвах [10]. Применение реактивов, принятых в агрохимии для оценки состояния металлов в почвах, позволяет рекомендовать предложенный метод фракционирования соединений при разработке стратегий ремедиации загрязненных почв (табл. 1).

Таблица 1. Схема выделения фракций тяжелых металлов из почв

Фракция соединений ТМ	Экстрагент	Условия извлечения	Соотношение почва : раствор	Время (мин) центрифугирования при 6000 об./мин
Обменная	1 М $\text{CH}_3\text{COONH}_4$, pH 7	1 ч на ротаторе, центрифугирование	1 : 10	20
Слабоспецифически адсорбированная	$\text{CH}_3\text{COONH}_4$, pH 4.8	1 ч на ротаторе, центрифугирование	1 : 10	20
Связанная с органическим веществом	30% H_2O_2 , 2 ч при 85°C, затем $\text{CH}_3\text{COONH}_4$ с pH 4.8	1 ч на ротаторе, центрифугирование	1 : 10	20
Связанная с аморфными гидр/оксидами Fe	Реактив Тамма	Встряхивание на ротаторе 1 ч	1 : 20	20
Связанная с окристаллизованными гидр/оксидами Fe	Реактив Тамма при облучении ультрафиолетом, 2 ч	Встряхивание на ротаторе 1 ч	1 : 20	20
Остаточная	$\text{HCl} + \text{HNO}_3$, соотношение 3 : 1, настаивание 12 ч, упаривание	Растворение в 1 н HNO_3 при нагревании, фильтрование	1 : 20	—

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Последние 10 лет почва находилась в условиях залежи. За это время изменились некоторые химические свойства: уменьшилось содержание органического вещества, P, K и обменных катионов, но значения pH остались высокими (табл. 2). Значительно снизился и уровень загрязнения почв по сравнению с исходным [9, 11, 12], но основные ТМ, которые были характерны для ОСВ и почв, которые были удобрены – это Zn и Cd, все еще превышают допустимый уровень содержания

(ОДК) для супесчаных почв, а содержание Cu достигает ОДК (табл. 3).

Под влиянием ризосферных бактерий изменилось содержание и соотношение форм соединений ТМ в почвах опыта. Основная часть соединений Cd в почвах, не инокулированных ризосферными бактериями, представлена обменными и подвижными – слабоспецифически сорбированными соединениями. В почвах, обработанных бактериями, увеличилось содержание подвижных и связанных с органическим веществом соединений Cd для вариантов, инокулированных

Таблица 2. Агрохимические свойства дерново-подзолистой супесчаной почвы опыта

Год	$\text{C}_{\text{орг}}$, %	$\text{pH}_{\text{водн}}$	$\text{pH}_{\text{сол}}$	P_2O_5	K_2O	Ca^{2+}	Mg^{2+}	ЕКО
				мг/100 г		смоль(экв)/кг		
1991 г.	3.2	6.9	6.7	393	152	8.3	0.9	8.7
2021 г.	1.95	7.15	6.2	98.4	44	9.97	1.94	9.2

Таблица 3. Содержание тяжелых металлов в дерново-подзолистой супесчаной почве через 30 лет после применения ОСВ (мг/кг)

Показатель	Cu	Zn	Cd	Ni	Pb
Подвижные соединения, 1991/2021 гг.	18/1.94	97/17.5	5.8/0.87	9/0.56	3/0.6
Валовое содержание, 1991/2021 гг.	148/33.4	285/127.4	10.0/2.24	48/12.9	40.0/18.1
ОДК валового содержания	33	55	0.5	20	32

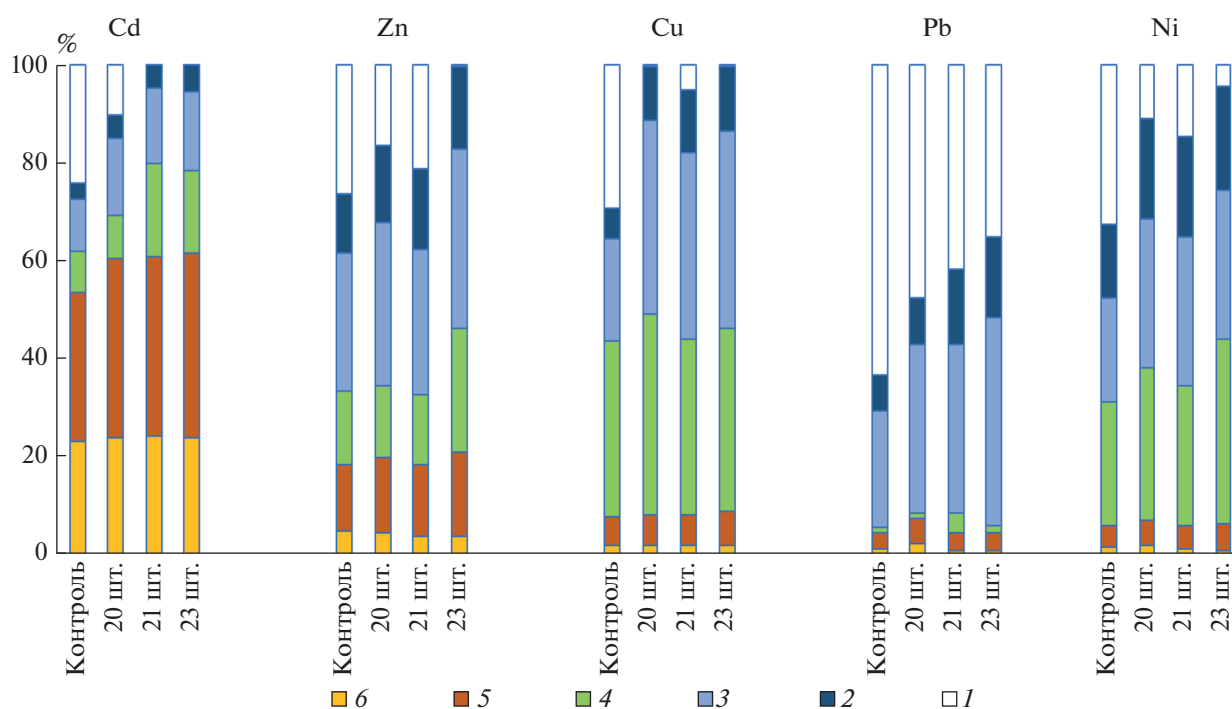


Рис. 1. Влияние ризосферных бактерий на фракционный состав соединений Cu, Zn, Cd, Ni и Pb в дерново-подзолистых супесчаных почвах, % от валового содержания. Обозначение фракций: 1 – остаточная; 2 – связанная с окристаллизованными соединениями Fe; 3 – связанная с аморфными соединениями Fe; 4 – связанная с органическим веществом; 5 – специфически адсорбированная; 6 – обменная.

бактериями *P. fluorescens* 21 и *P. putida* 23. Также отмечено увеличение содержания Zn, связанного с органическим веществом и соединениями Fe в почве, инокулированной бактериями *P. putida* 23 (рис. 1).

Для Cu и Ni установлено значительное увеличение содержания соединений этих элементов во фракции, связанной с органическим веществом и соединениями Fe при инокуляции бактериями *P. fluorescens* 20, *P. putida* 23 и, в меньшей степени, бактериями *P. fluorescens* 21.

Значительная часть соединений Pb связана с оксидами и гидроксидами Fe, а также удерживается в остаточной фракции, что особенно характерно для контрольных вариантов почвы, без применения ризосферных бактерий. Часто Pb рассматривают как органофил, но его доля во фракции, связанной с органическим веществом, мала. Вероятно, после разрушения органического вещества перекисью водорода, происходит вторичное поглощение Pb железистой фракцией [3, 5, 10, 21]. Соединения Fe являются важнейшей сорбционной системой в почвах и благодаря высокому содержанию в почвах и способности к образованию полимолекулярных пленок на поверхности глинистых минералов взаимодействуют с ионами металлов путем вытеснения ионов H^+ , входящих в ОН-группы. Значительная часть со-

единений Cu, Ni и Pb удерживается именно в этой фракции. Таким образом, представленный метод фракционирования позволяет выявить особенности каждого элемента в распределении по группам соединений.

После обработки почв ризосферными бактериями доля Pb в железистой фракции и связанной с органическим веществом увеличилась в большей степени для вариантов, инокулированных бактериями *P. fluorescens* 21 и *P. putida* 23.

Анализ растений показал сокращение поступления Cd в надземную часть растений пшеницы в вариантах, инокулированных ризосферными бактериями. Наибольший эффект уменьшения содержания Cd в вегетативной массе растений пшеницы был отмечен при инокуляции *P. fluorescens* 21 и, в меньшей степени, *P. putida* 23 (рис. 2).

Содержание Cd в корнях пшеницы было практически одинаковым во всех вариантах опыта, но следует отметить, в корнях его было больше, чем в вегетативной массе в 9 раз в не инокулированных бактериями вариантах. Максимальное значение этого соотношения наблюдали при инокуляции растений бактериями *P. fluorescens* 21, при этом содержание Cd в корнях было больше, чем в вегетативной части в 18 раз, а при инокуляции и *P. putida* 23 – в 12 раз. Такое распределение Cd в растениях пшеницы свидетельствует о значи-

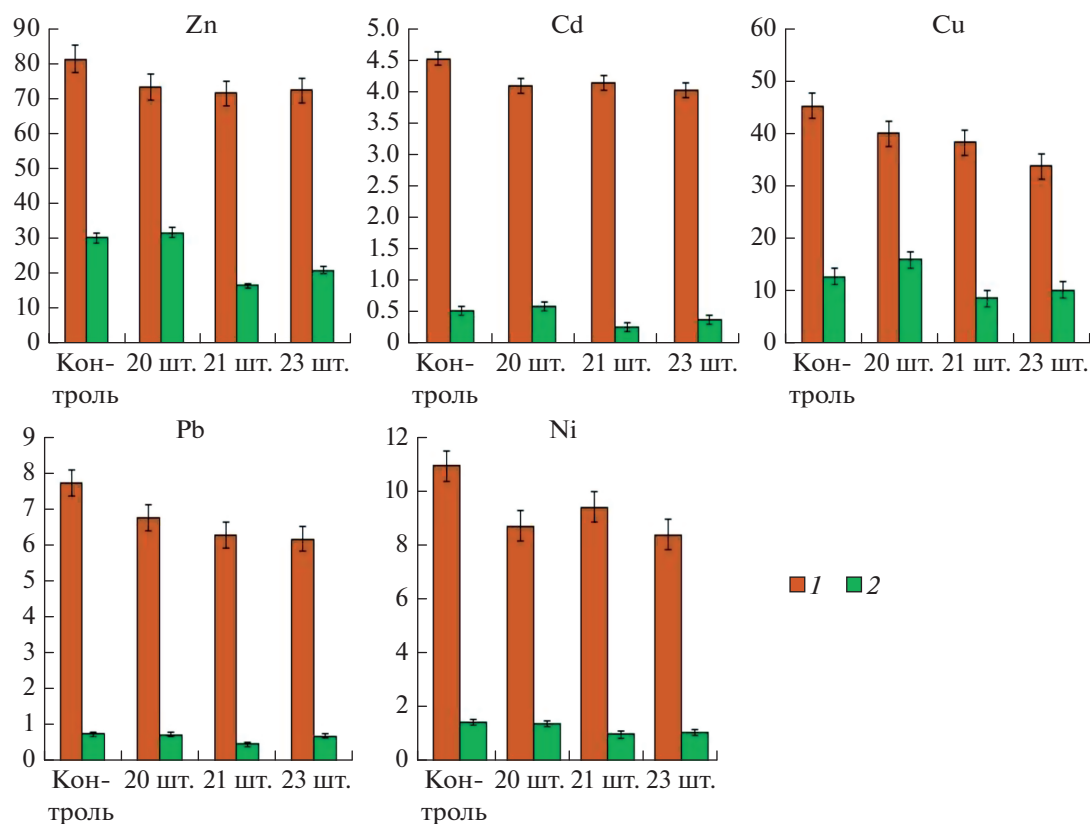


Рис. 2. Влияние ризосферных бактерий на содержание (мг/кг) Cd, Zn, Cu, Ni и Pb в корнях (1) и в вегетативной части (2) растений пшеницы.

тельной барьерной функции корневой системы при поглощении этого токсичного элемента. Надо отметить, что бактерии значительно увеличили это соотношение, а, следовательно и барьерную функцию корней.

Содержание Zn в вегетативной массе растений пшеницы также уменьшилось практически в 2 раза при инокуляции *P. fluorescens* 21 и на 30% в варианте с *P. putida* 23 по сравнению с контролем. Инокуляция бактериями *P. fluorescens* 21 и *P. putida* 23 вызвала уменьшение содержания Zn в корнях растений в среднем на 10%. Соотношение содержания Zn в надземной части и корнях растений пшеницы на контроле и в варианте с *P. fluorescens* 20 равно 1 : 3, при инокуляции *P. fluorescens* 21 – 1 : 5, а при инокуляции *P. putida* 23 – 1 : 4. Возможно, барьерные функции растений по отношению к биологически необходимому элементу – Zn выражены слабее.

Содержание Cu в корнях растений было максимальным на почвах без инокуляции бактериями. При инокуляции бактериями его содержание в корнях уменьшилось по сравнению с контролем на 10% при инокуляции *P. fluorescens* 20, а вегетативная часть растений содержала Cu на 10% больше. При инокуляции бактериями *P. fluorescens* 21

и *P. putida* 23 содержание Cu в корнях уменьшалось на 15 и 20% соответственно, а в вегетативной части уменьшилось на 40 и 30% соответственно. В результате изменилось соотношение содержания элемента в корнях и вегетативной массе растения – на контроле оно составляло 3,6, а при инокуляции бактериями *P. fluorescens* 21 – 5 (рис. 2). Следует отметить, что для Cu преобладание накопления в корнях было менее значительным и отмечалось только с бактериями *P. fluorescens* 21.

Содержание Pb и в корнях, и в вегетативной части растений уменьшалось во всех вариантах опыта, инокулированных ризосферными бактериями, на 10–15%. Соотношение содержания Pb в корнях и вегетативной массе растений было равно 10 на контроле и в варианте с *P. fluorescens* 20, и *P. putida* 23, а при инокуляции *P. fluorescens* 21 равнялось 14. Содержание Pb в исследованных почвах невысокое и ПДК Pb в биомассе растений не превышено, кроме того, этот элемент наиболее прочно удерживается в почве.

Содержание Ni в исследованной почве невысокое и ПДК в вегетативной массе пшеницы не превышено. При инокуляции растений ризосферными бактериями содержание этого элемента в корнях уменьшилось на 15–20%. В вегетатив-

ной части растений при инокуляции бактериями *P. fluorescens* 21 и *P. putida* 23 содержание Ni уменьшилось на 30%, а при инокуляции *P. fluorescens* 20 практически не изменилось.

Таким образом, для всех вариантов опыта наибольшее уменьшение содержания ТМ в вегетативной части растений вызывали бактерии *P. fluorescens* 21 – наименьшее – *P. fluorescens* 20, а бактерии *P. putida* 23 занимают промежуточное положение по активности уменьшения содержания ТМ в вегетативной массе пшеницы (рис. 2).

Наиболее существенным результатом было уменьшение содержания Cd и Zn в вегетативной массе растений пшеницы при инокуляции бактериями *P. fluorescens* 21 и *P. putida* 23, поскольку почвы характеризовались повышенным содержанием этих элементов, относящихся к первому классу опасности (табл. 2).

Результаты вегетационного опыта показали, что под влиянием ризосферных бактерий изменилось содержание и соотношение форм соединений ТМ в почве. Для Cd произошло увеличение доли наиболее подвижных обменных, слабо специфически адсорбированных и связанных с органическим веществом соединений. Несмотря на то, что эти фракции считаются доступными для растений, содержание Cd в надземной части растений пшеницы уменьшилось почти в 2 раза при инокуляции бактериями *P. fluorescens* 21. Возможно, уменьшение поступления Cd в растения вызвано связыванием ТМ в почве бактериальными экзометаболитами – сидерофорами в относительно стабильные органические соединения [18, 25], а также это может быть вызвано увеличением связывания металла в корнях инокулированных бактериями растений.

Для Cu и Ni преобладание этих элементов в корнях было менее значительным и отмечалось только в вариантах с бактериями *P. fluorescens* 21. Вероятно, для этих элементов ведущим механизмом, вызывающим уменьшение поступления ТМ в растениях, является образование прочных комплексных соединений с органическим веществом экзометаболитов бактерий, а также с оксидами и гидроксидами железа. Содержание этих элементов в исследованных почвах не является критическим, поэтому барьерные функции корней в отношении этих металлов выражены слабее, а их накопление в растениях не превышало ПДК.

Проведенные исследования показали, что применение исследованных стимулирующих рост растений ризосферных бактерий способствовало уменьшению поступления ТМ в растения (на примере яровой пшеницы) при их выращивании на почве, загрязненной ТМ. Положительное действие бактерий обусловлено усилением как растительных, так и почвенных механизмов, участвующих

во взаимодействии ТМ в системе почва–растение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В условиях вегетационного эксперимента при выращивании растений яровой пшеницы на дерново-подзолистой почве, загрязненной в результате применения ОСВ, при внесении ризосферных бактерий рода *Pseudomonas* отмечено увеличение содержания слабоспецифически адсорбированных и связанных с органическим веществом соединений Cd, но значительное уменьшение содержания этого элемента в растениях пшеницы.

Отмечено увеличение содержания соединений Zn, Cu и Ni во фракциях, связанных с органическим веществом и соединениями железа, а также уменьшение накопления этих элементов в вегетативной части растений пшеницы. Для Pb отмечено значительное увеличение содержания во фракциях, связанных с оксидами и гидроксидами железа.

При внесении бактерий уменьшилось содержание Cd в надземной части растений пшеницы при инокуляции бактериями *P. fluorescens* 21 в 2 раза и для вариантов с *P. putida* 23 в 1.5 раза. Содержание Zn также уменьшилось в надземной части растений для вариантов с внесением бактерий *P. fluorescens* 21 в 1.8 раза, *P. putida* 23 в 1.4 раза.

При внесении бактерий изменилось соотношение элементов в корневой системе и надземной части растений. Максимальную разницу наблюдали для наиболее токсичного элемента – Cd, превышение содержания которого в корнях растений пшеницы над содержанием в надземной части растений составляло 1 : 9 без обработки бактериями и 1 : 18 – при инокуляции *P. fluorescens* 21 и 1 : 12 при инокуляции *P. putida* 23. Это свидетельствует об усилении барьерных функций корневой системы к загрязнению почв. Для Cu и Ni преобладание этих элементов в корнях было менее значительным.

Таким образом, соотношение содержания элементов в корнях и надземной части растений свидетельствует об усилении барьерной функции корневой системы растений и их устойчивости к загрязнению почв.

Применение ризосферных бактерий может быть рекомендовано для фиторемедиации загрязненных почв.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено частично при поддержке Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова “Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды”, а также в рамках государственного зада-

ния Министерства науки и высшего образования Российской Федерации “Почвенные ин-формационные системы и оптимизация использования почвенных ресурсов” (номер ЦИТИС: 121040800147-0).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Большева Т.Н., Лопатина Е.А.* Поведение кадмия и свинца в почвах после прекращения регулярного использования осадка сточных вод // Проблемы агрохимии и экологии. 2011. № 1. С. 33–37.
2. *Водяницкий Ю.Н.* Роль почвенных компонентов в закреплении техногенных As, Zn и Pb в почвах // Агрохимия. 2008. № 1. С. 83–91.
3. *Водяницкий Ю.Н., Ладонин Д.В., Савичев А.Т.* Загрязнение почв тяжелыми металлами. М., 2012. 304 с.
4. *Копчик Г.Н.* Проблемы и перспективы фиторемедиации почв, загрязненных тяжелыми металлами (обзор литературы) // Почвоведение. 2014. № 9. С. 1113–1130.
5. *Ладонин Д.В., Карпунин М.М.* Фракционный состав соединений никеля, меди, цинка и свинца в почвах, загрязненных оксидами и растворимыми солями металлов // Почвоведение. 2011. № 8. С. 953–965.
6. *Максимов И.В., Абизильдина Р.Р., Пусенкова Л.И.* Стимулирующие рост растений микроорганизмы как альтернатива химическим средствам защиты от патогенов (обзор) // Прикладная биохимия и микробиология. 2011. Т. 47. № 4. С. 1–4.
7. *Манджиева С.С., Минкина Т.М., Мотузова Г.В., Головатый С.Е., Мирошниченко Н.Н., Лукашенко Н.К., Фатеев А.И.* Фракционно-групповой состав соединений цинка и свинца как показатель экологического состояния почв // Почвоведение. 2014. № 5. С. 632–640.
8. *Мотузова Г.В.* Фракционирование почвенных соединений мышьяка // Почвоведение. 2006. № 4. С. 432–442.
9. *Плеханова И.О.* Степень самоочищения агродерново-подзолистых супесчаных почв, удобренных осадков сточных вод // Почвоведение. 2017. № 4. С. 491–497. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17040086>
10. *Плеханова И.О., Бамбушева В.А.* Экстракционные методы изучения состояния тяжелых металлов в почвах и их сравнительная оценка // Почвоведение. 2010. № 9. С. 1081–1088.
11. *Плеханова И.О., Кутукова Ю.Д., Кленова О.В.* Влияние осадков сточных вод на содержание и фракционный состав тяжелых металлов в супесчаных дерново-подзолистых почвах // Почвоведение. 2001. № 4. С. 496–503.
12. *Плеханова И.О., Кутукова Ю.Д., Обухов А.И.* Накопление тяжелых металлов растениями при загрязнении почв осадком сточных вод // Почвоведение. 1995. № 12. С. 1530–1536.
13. *Соколова М.Г., Акимова Г.П., Бойко А.В., Нечаева Л.В., Глянко А.К., Вайшла О.Б., Ведерникова А.А.* Влияние бактериальных биопрепаратов на урожай картофеля и его качество // Агрохимия. 2008. № 6. С. 62–67.
14. *Соколова М.Г., Белоголова Г.А., Акимова Г.П., Вайшла О.Б.* Влияние инокуляции ризосферными бактериями на рост растений и транслокацию микроэлементов из загрязненных почв // Агрохимия. 2016. № 7. С. 72–80.
15. *Шаббаев В.П.* Почвенные механизмы уменьшения поглощения кадмия растениями ячменя при применении ризосферных бактерий, стимулирующих рост растений // Агрохимия. 2017. № 7. С. 71–77.
16. *Шаббаев В.П.* Применение ростстимулирующих ризосферных бактерий для стимуляции роста растений при загрязнении почвы нефтью, свинцом и кадмием // Агрохимия. 2016. № 8. С. 82–87.
17. *Шаббаев В.П., Бочарникова Е.А., Остроумов В.Е.* Ремедиация загрязненной кадмием почвы при применении стимулирующих рост растений ризобактерий и природного цеолита // Почвоведение. 2020. № 6. С. 738–750.
18. *Braud A., Geoffroy V., Hoegy F., Mislin G.L.A., Schalk I.J.* Presence of the siderophores pyoverdine and pyochelin in the extracellular medium reduces toxic metal accumulation in *Pseudomonas aeruginosa* and increases bacterial metal tolerance // Environ. Microbiol. Rep. 2010. Iss. 2. P. 419–425.
19. *Chandel A.K., Chen H., Sharma H. Ch., Adhikari K., Gao B.* Beneficial Microbes for Sustainable Agriculture // Microbes for Sustainable Development and Bioremediation. Chapter 15. CRC Press, 2020. 386 p. <https://doi.org/10.1201/9780429275876>
20. *Mishra J., Singh R., Arora N.K.* Alleviation of heavy metal stress in plants and remediation of soil by rhizosphere microorganisms // Front. Microbiol. 2017. V. 8. Article 1706. <https://doi.org/10.3389/fmicb.2017.01706>
21. *Filgueiras A.V., Lavilla I., Bendicho C.* Chemical sequential extraction for metal partitioning in environmental soil samples // J. Environmental Monitoring. 2002. V. 4. P. 823–850.
22. *Han H.S., Lee K.D.* Plant growth promoting rhizobacteria effect on antioxidant status, photosynthesis, mineral uptake and growth of lettuce under soil salinity // Res. J. Agr. Biol. Sci. 2005. V. 1. № 3. P. 210–215.
23. *Khan M.S., Zaidi A., Wani P.A.* Role of plant growth promoting rhizobacteria in the remediation of metal contaminated soils // Environ. Chem. Lett. 2009. V. 7. № 1. P. 1–19.
24. *Laternus F., Arnold von K., Grøn C.* Organic contaminants from sewage sludge applied to agricultural soils // Environ. Sci. Pollut. Res. 2007. V. 14. P. 53–60.
25. *Lewis K., Epstein S., D. Onofrio A., Ling LL.* Uncultured microorganisms as a source of secondary metabolites // J. Antibiotics. 2010. V. 4. P. 1–9.
26. *Miller W.P., Martins D.C., Zelazny L.W.* Effect of sequencein extraction of trace metals from soils // Soil Sci. Soc. Am. J. 1986. V. 50. P. 598–601.
27. *Welbaum G.E., Sturz A.V., Dong Z., Nowak J.* Managing soil microorganisms to improve productivity of agroecosystems // Crit. Rev. Plant Sci. 2004. V. 23. P. 175–193.

Influence of Rhizospheric Bacteria on the State of Heavy Metals in the Soil-Plant System

I. O. Plekhanova^{1, *}, V. O. Kulikov¹, and V. P. Shabaev²

¹*Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, ul. Institutskaya, 2, Pushchino, Moscow oblast, 142290 Russia*

²*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

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

The results of a vegetative experiment on soddy-podzolic sandy loamy soil (soddy-podzolic) 30 years after the cessation of the use of sewage sludge are presented. In the experiment, the influence of rhizospheric bacteria of the genus *Pseudomonas* on the mobility and fractional composition of heavy metal compounds Cu, Zn, Cd, Ni, and Pb in the soil and their entry into the vegetative organs and root system of spring wheat plants was studied. Under the influence of inoculation with bacteria, the content and ratio of the forms of heavy metal compounds in the experimental soils changed: the content of mobile Cd compounds and as well as Cd associated with organic matter increased, the content of Cu, Ni, Pb and, to a lesser extent, Zn associated with organic matter and iron compounds increased. A decrease in the content of Cd and Zn in the vegetative mass of wheat plants and an increase in the ratio of the content of elements in the roots and vegetative mass of plants were noted, which indicates on an increase in plant resistance to the toxic effect of heavy metals and an increase in the barrier function of roots.

Keywords: heavy metals, fractions of compounds, bacteria of the genus *Pseudomonas*, barrier functions of roots, metals in plants

УДК 631.41

НАУЧНАЯ ПРЕЕМСТВЕННОСТЬ В ОТЕЧЕСТВЕННОМ ПОЧВОВЕДЕНИИ© 2022 г. Л. Г. Богатырев^{a, *}, А. И. Бенедиктова^a, Ф. И. Земсков^a, В. В. Демин^a, М. М. Карпунин^a^aМГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

*e-mail: bogatyrev.l.g@yandex.ru

Поступила в редакцию 14.03.2022 г.

После доработки 20.03.2022 г.

Принята к публикации 30.03.2022 г.

В основу работы положена концепция научной преемственности, которая представляет собой философскую категорию. Преемственность в социокультурном пространстве понимается как важный элемент отношения к предшествующему опыту. В системе естественных дисциплин сущность преемственности раскрывается через посредство анализа исторической последовательности научных исследований, на которые опирается современное знание. Вышесказанное в полной мере касается и почвоведения как самостоятельной научной дисциплины. Предложено различать два уровня преемственности – внутродисциплинарную и междисциплинарную. Показано, что внутродисциплинарная преемственность является наиболее распространенной формой научного исследования в почвоведении, благодаря которой возможно становление и развитие научной дисциплины, вплоть до формулирования законов и крупных обобщений. Междисциплинарная преемственность в интегральном виде рассматривает многие процессы на основании использования методов и концепций смежных дисциплин. Это направление служит основанием для развития и становления новых научных дисциплин, что может рассматриваться как результат синергетики. Реализация в почвоведении частных задач, сформулированных в смежных дисциплинах, также относится к элементам междисциплинарной преемственности.

Ключевые слова: почва, теория, законы, концепции, эволюция

DOI: 10.31857/S0032180X22090027

ВВЕДЕНИЕ

Преемственность принадлежит к числу важнейших философских категорий и описывает связь “между различными этапами или ступенями развития, как бытия, так и познания” [5]. Преемственность представляет собой возвращение назад, полное или частичное, и одновременно сопроизведение прошедшего на качественно новом уровне [59]. Преемственность, которую предложено рассматривать как синоним “наследования”, обеспечивает основу развития и выступает в качестве самодетерминации процесса [26]. Кроме того, в других работах “преемственность рассматривалась как сохранение и постоянное пополнение элементов истинного знания при переходе к каждому новому уровню его исторического развития” [67].

Так называемая нестандартная концепция трактовки преемственности предлагает систему альтернативных теоретических объяснений фактов, которые могут существовать отдельно, не включая положения, при котором возможно признание прошлых концепций, которые не используются, например, в современный период формирования научного мировоззрения [68].

Этапы развития и становления почвоведения как дисциплины описаны довольно подробно [22,

30, 32, 45], но, как правило, исторические вехи рассматриваются безотносительно детального анализа преемственности различных концепций. Это отнюдь не означает реального отсутствия преемственности в научных исследованиях.

Действительно, почвоведение, сформировавшись как самостоятельная дисциплина, не могло не характеризоваться преемственностью, не ощущать на этапах своего становления, да и в настоящее время, основополагающих принципов естественных наук [32]. Между тем именно это позволило почвоведению сложиться как фундаментальной дисциплине. Подчеркивая последнее, академик В.Р. Вильямс писал: “Признанием необходимости приложения к учению о почве принципов генезиса и эволюции – этих двух основных точек зрения естественных наук – профессор Докучаев сразу поднял и почвоведение до высоты естественной науки” [13, с. 28]. Не означает ли это утрату фундаментальности почвоведения как самостоятельной дисциплины? Вероятно, нет, так как трудно назвать современную концепцию или научную дисциплину, которая бы не имела предшественников, и не являлась результатом преемственности. Пожалуй, в интегральной форме этот



Рис. 1. Интегральная схема типов преемственности.

тезис сформулировал В.И. Вернадский, который писал: “Достигнув нового и неизвестного, мы всегда с удивлением находим в прошлом предшественников” [11, с. 463].

Таким образом, следует признать, что одной из важнейших черт естественных дисциплин, в том числе почвоведения, является исторически сложившаяся научная преемственность, которая заключается в последовательном развитии научных теорий, гипотез и научных положений, облеченных в законы, принципы и концепции – как собственных, развивающихся внутри почвоведения, так и сформировавшихся под влиянием смежных дисциплин. И.А. Соколов дал частное определение принципа преемственности относительно классификаций, которое формулируется как “стремление сохранить и развить весь положительный опыт прошлых классификаций [64]. К настоящему времени сложилась целая система законов, принципов, правил и положений, часть которых рассмотрены ранее в специальной монографии [7]. Философские аспекты почвоведения были проанализированы академиком Г.В. Добровольским [23], в дополнении к этому А.Н. Геннадиев в одной из своих работ подчеркнул, что развитие почвоведения сопровождалось сочетанием фундаментальных научных обобщений и философского мышления [17]. В этом отношении использование преемственности как философской категории позволяет оценить характер и особенно-

сти развития отдельных теоретических и экспериментальных исследований. Интегральная схема типов преемственности показана на рис. 1.

Цель настоящей работы заключалась в рассмотрении примеров двух типов внутридисциплинарной и междисциплинарной преемственности, конечно, не охватывающих всего огромного материала по теоретическому наследию почвоведения, но позволяющего проследить развитие и становление научной мысли на примере анализа некоторых отдельных теоретических и экспериментальных исследований.

О КОНЦЕПТУАЛЬНОЙ ВНУТРИДИСЦИПЛИНАРНОЙ И МЕЖДИСЦИПЛИНАРНОЙ ПРЕЕМСТВЕННОСТИ В ОБЛАСТИ ЗАКОНОВ

Под концепцией предлагается понимать систему взглядов на происходящие в природе явления и процессы. Отличительной чертой концепции является то, что она может использоваться независимо от принадлежности исследуемого объекта к определенной почвенно-географической зоне или региону. С другой стороны, это не исключает различной степени выраженности описываемых процессов, обусловленной характерными особенностями региона. Примерами концепций являются концепция почвенных процессов,

концепция биологического круговорота, концепция литогенеза, концепция эволюции и развития почв [71].

Концептуальная преемственность — это исторически сложившаяся преемственность взглядов на сущность и происхождение объекта, который исследуется в данной области науки, сам факт существования которого характеризуется относительной независимостью от теорий, гипотез, и от других теоретических положений и данных об изучаемом объекте. Вероятно, концептуальная преемственность ближе всего к научному мировоззрению, о важности которого писал еще В.И. Вернадский [12]. Касаясь преемственности, В.И. Вернадский писал о том, что только часть современных идей может перейти в научное мировоззрение будущего.

В наиболее четкой форме этот тезис предвосхитил С.А. Захаров, который писал, что “первый основной закон почвоведения” сформулирован следующим образом: “Почва есть результат совокупной деятельности и влияния: (а) материнской породы; (б) растительных и животных организмов; (в) климата; (г) возраста страны; и (д) рельефа местности”. Далее С.А. Захаров заключает, что “почва представляет производное или функцию от перечисленных выше почвообразователей” [28]. Это главное и основное положение, или *первая аксиома*, провозглашена, по словам С.А. Захарова, в 1878 г. профессором В.В. Докучаевым. Далее С.А. Захаров продолжил: “из данного закона и приведенной выше аксиомы вытекают все дальнейшие основные положения отдельных частей почвоведения”. Таким образом, соображения, высказанные С.А. Захаровым, представляют собой выстраивание определенной концептуальной преемственности: *закон = аксиома → теоретические положения*. В представленной выше схеме (рис. 2) показаны основные законы и принципы современного почвоведения, которые определяют разнообразие почв мира.

По сравнению с численностью законов, составляющей в настоящее время около 20, включая 16 законов И.А. Соколова, в этом ряду в меньшей степени представлены аксиомы. В историческом аспекте отметим аксиому Либиха, которая касается плодородия почвы: “вся почва (и подпочва) неистощима относительно тех минеральных питательных веществ, которые она имеет по природе своей, и которые она доставляет растениям через выветривание” [48]. Существует аксиома учения о геосистемах [66] и почвенные аксиомы, сформулированные Г.В. Мотузовой [49]. Замечательно, что все аксиомы в первую очередь касаются почвы, как объекта исследования. Гораздо шире в словесном и смысловом значениях представлены законы и система теоретических положений, включающих в себя принципы, правила и положения [7]. Рассмотрим вначале особенности

преемственности в области наиболее общих законов почвоведения. Общая схема законов показана на рис. 2.

Одно из последних обращений к законам В.В. Докучаева было сделано В.Ф. Апариним [3], который писал о том, что эти законы в совокупности образуют совершенную систему.

В гносеологическом аспекте нас прежде всего интересовал генезис законов. Анализ показал, что они подразделяются на несколько групп. Первая группа — это законы, основанные преимущественно на общих теоретических положениях, часто детализирующие уже сформулированные законы, но, в принципе, при строгом рассмотрении требующие экспериментального подтверждения. Ярким примером принадлежности к законам этой группы являются законы, предложенные И.А. Соколовым и Е.Д. Конюшковым [64]. При всей фундаментальности предложенных законов, нельзя не отметить их несколько умозрительный характер, что конечно не умаляет их значимости в развитии теории почвоведения. Последующая задача, вероятно, заключается в экспериментальном подтверждении сформулированных законов, или нахождении уже существующих фактов, подтверждающих эти положения.

Вторая группа законов базируется на экспериментальных исследованиях. В их числе закон выветривания по П.В. Ивашову, который в своем основании восходит к первым работам К.Д. Глинки. Так, на первых этапах исследования процессов выветривания академик К.Д. Глинка [20] сравнивал химический состав внутренних, сохранившихся фрагментов желтозема и внешних, измененных в результате выветривания. Несколько позже академик Г.В. Добровольский [21] аналогичным образом сопоставлял состав внешних — выветрившихся — поверхностных образований, и внутренних — сохранившихся частей диорита. Следуя этим путем, В.А. Таргулян пришел к заключению о возможности диагностики и установления типологии выветривания на основе сравнительного анализа химического состава внутренних — невыветрелых частей включений, находящихся в почве, по сравнению с составом их внешних корочек — автохтонных кутан, образовавшихся в результате выветривания [73].

На основе этих исследований и собственных экспериментальных работ по изучению процессов внутрисочвенного выветривания различных пород, П.В. Ивашов сформулировал следующий закон выветривания: “по существу, автохтонное кутанообразование—кутаноразрушение — это закон эволюции первичного минерального вещества в зоне гипергенеза Земли, который формулируется следующим образом: любое первичное эндогенное твердое минеральное вещество в зоне гипергенеза вступает в квазиравновесное состояние с окружающей (внешней) средой вследствие

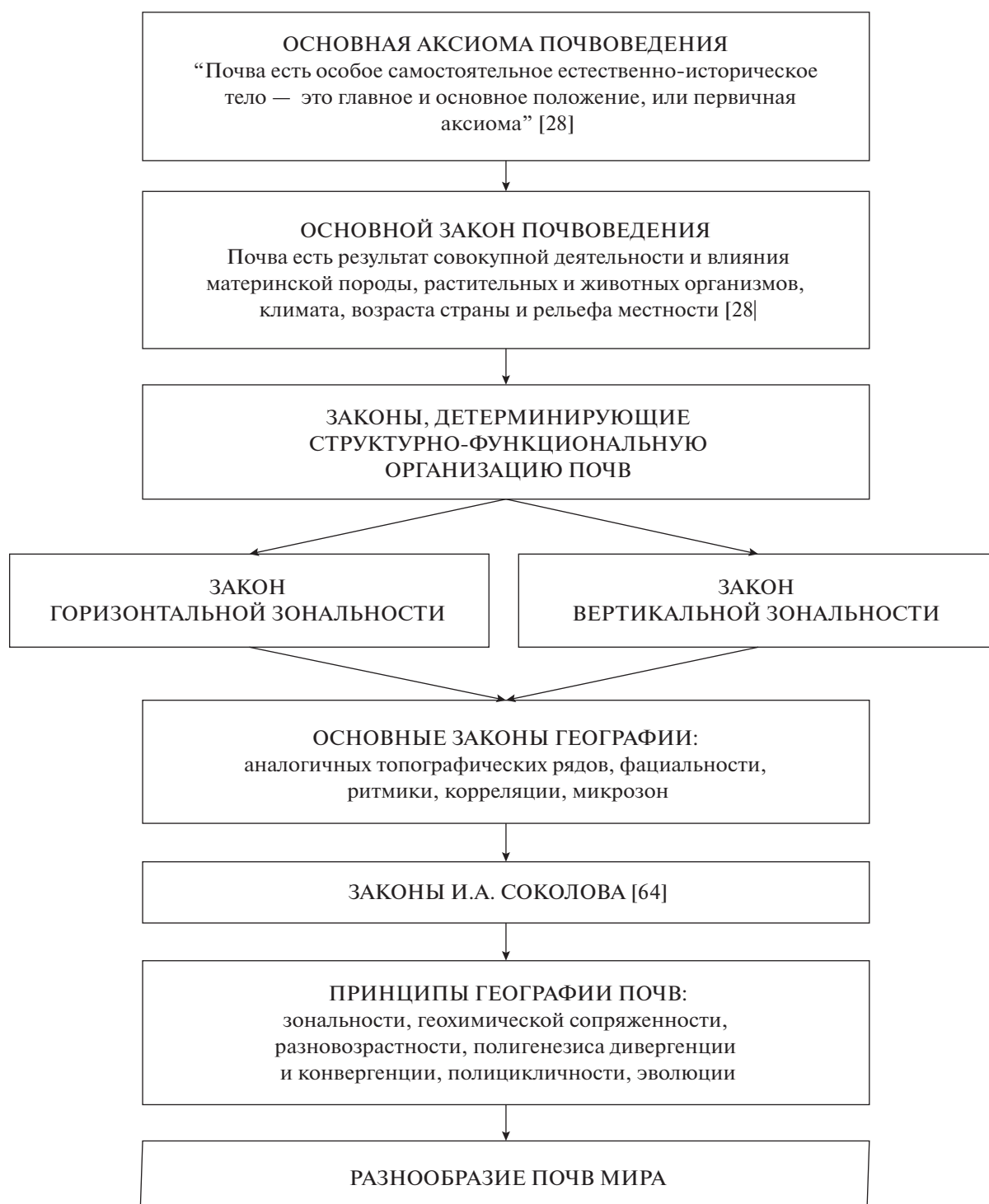


Рис. 2. Основные законы почвоведения.

формирования на его поверхности автохтонных кутан, продукты выветривания которых — рыхлые зонально-слоистые образования — играют блокирующую роль, временно предохраняя первичное минеральное вещество от выветривания до тех пор, пока не возникнет дополнительного

существенного внешнего физико-химического воздействия на автохтонную кутану как саморегулирующуюся систему, в результате функционирования которой образуются конечные продукты выветривания — глинистые минералы” [33]. Справедливо будет отметить, что мысль об уменьшении

скорости выветривания по мере формирования защитной выветрелой оболочки была высказана также Трендаллом в 1962 г. [47].

Согласно П.В. Ивашову, этот закон лежит в основе теории эволюции минерального вещества в зоне гипергенеза и охватывает практически все стороны современного и древнего выветривания, в том числе и внутрпочвенного [33]. Таким образом, прослеживается закономерная внутридисциплинарная преемственность в становлении закона: *экспериментальные исследования: Глинка—Добровольский — типы выветривания по Таргульяну — закон Ивашова.*

Другим примером является происхождение закона биологического круговорота. Становлению этого закона предшествовала длительная последовательность изучения биологического круговорота в наземных экосистемах: *процессы — эмпирические и экспериментальные исследования — классификация круговорота — концептуально-балансовые модели — математические модели.* Знаменательно, что закон биологического круговорота [53] принят в качестве основного закона геохимии ландшафта, что в наиболее яркой форме характеризует единство почвоведения и геохимии ландшафта. Более того, этот закон послужил основанием для формулирования принципа квантованности ландшафтов, предложенного Н.С. Касимовым [37]. В рамках теории преемственности уместно напомнить, что, хотя учение о биологическом круговороте сформировалась благодаря работам В.Р. Вильямса, тем не менее, константы биогеохимии, сформулированные В.И. Вернадским [12], представляют собой преддверие, положенное в основу изучения биологического круговорота. Действительно, константы биогеохимии по В.И. Вернадскому, в том числе средний вес неделимого живого, реализованный в параметрах продуктивности, средний химический состав неделимого живого, послуживший основой для суждения о химизме круговорота, скорость заселения живого вещества, представляющая основу оценки интенсивности круговорота, несомненно, относятся к предшественникам параметров биологического круговорота. Последующая преемственность заключается в том, что концепция биогеохимических циклов по В.А. Ковде [41] органично восприняла параметры биологического круговорота, дополнив их входными и выходными потоками в сочетании с эколого-метеорологической обстановкой.

Третьим примером, в основании которого лежат экспериментальные исследования, является основной закон почвообразования. Так, например, В.Р. Вильямс определил сущность почвообразования как синтез и разложение органического вещества. Это фундаментальный тезис был положен в основу основного закона почвообразования по И.А. Крупеникову, дополненный постулатом об обязательном формировании гуминовых кислот

в прошлом, включая преобладание синтеза гуминовых веществ над их разложением на одном из этапов развития почв [45]. Этот закон приемыкает к одной из фундаментальных проблем в классическом почвоведении, касающийся генезиса органического вещества почвы. Биогеохимические принципы гумификации, сформулированные Д.С. Орловым, детализированные в различных правилах [51], венчают сущность почвообразования по В.Р. Вильямсу.

Действительно формулированию этих принципов предшествовали фундаментальные исследования в области органического вещества почв, характеризующиеся преемственностью, что показано в современном обзоре, посвященном гуминовым веществам [25]. Несомненно, что этот обзор будет еще долго служить отличным источником для преподавания в высшей школе. Но это не исключает некоторых вопросов, возникших после прочтения и анализа настоящего обзора. За основу в настоящей статье берется гипотеза образования гуминовых веществ, затем на основе растворимости в щелочах указанных (признанных авторами гипотетических) компонентов анализируется деление на ФК и ГК с последующим критическим обзором гуминовой номенклатуры, в том числе способов извлечения, то есть производится фактически подтверждение первоначальной гипотезы образования гуминовых веществ. Казалось бы, за авторами сохранялось право предложить новый путь методического подхода к изучению гуминовых веществ. Тем не менее авторы, несмотря на критическое отношение к методам выделения, предлагают использовать традиционную щелочную экстракцию как “способ извлечения гидрофильных полярных веществ, осаждение кислотой — как способ их концентрирования для дальнейшего изучения” [25]. Авторами предлагается сохранить исторические названия гумусовых фракций как устоявшихся групповых названий и использовать в качестве удобных показателей соотношение $C_{гк}/C_{орг}$. При всех признаках преемственности, присущих рецензируемой статье, в ней явно не хватает следующего шага в область формулирования новой гипотезы или утверждения, которое бы показывало, что возможен следующий этап изучения органического вещества почв. В противном случае преемственность, так благополучно развиваемая в последовательности *гипотеза — эмпирические наблюдения*, заканчивается не новым заключением и новой гипотезой, а повторным возвращением к первоначальной гипотезе. Между тем, В.И. Вернадский полагал, что гипотезы и предположения должны сменяться точными эмпирическими исследованиями. В описываемом случае первоначальная гипотеза о существовании гуминовых веществ блестяще раскрывается громадным количеством эмпирических исследований, но, к сожалению, не приведших теоретиче-

ски к ожидаемой замене первоначальной гипотезы на новую. В этом видится парадоксальность преемственности, характерной для настоящего обзора, которая в теоретическом отношении не исключает возвращения назад согласно работам Рубанова [59], но предполагает последующее формирование новой гипотезы. Можно только надеяться на закономерную смену парадигмы и на то, что прорыв в этой области может произойти еще в этом веке. Для этого, вероятно, нужно следующее:

1. Определить конкретные пути трансформации индивидуальных соединений в серии пост-мортальных превращений;
2. Выбрать селективные экстрагенты, позволяющие выделять и анализировать узкие классы органических соединений;
3. Ограничить схоластические терминологические дискуссии.

С точки зрения преемственности в изучении органического вещества почв нельзя пройти мимо гипотезы С. Ваксмана о лигно-протеиновом происхождении органического вещества почв, рассмотренной в другом, не менее интересном обзоре [31]. В нем обращается внимание на роль лигнина, как одного из важнейших компонентов наземного детрита, характеризующегося максимальной устойчивостью по сравнению с другими компонентами, служащего основой для построения гумусовых веществ. Здесь мы не анализируем методику выделения лигнина, большего внимания заслуживают продукты его деградации, которые нашли использование в рамках палеогеографии, как компоненты, позволяющие идентифицировать прошлые процессы [38]. Несомненно, что это характеризует тип преемственности с элементами обращения к классическим работам и показывает, насколько может быть успешным обращение к классике. Одновременно на этом примере хорошо прослеживается внутридисциплинарная научная преемственность, включая возвращение к классическим работам и формирование новых положений на современном этапе исследования органического вещества почв.

Экспериментальные исследования в почвоведении послужили не только формулированию отдельных положений, законов или принципов, но и легли в основу открытий. В частности, это касается одной из проблем, связанной с происхождением почв подзолистого ряда. Остановимся только на некоторых положениях этой теории. Так, выдающийся ученый Н.П. Ремезов [56] в своей докторской диссертации связывал образование подзолистой почвы с лесной растительностью при условии интенсивного промывания почвы атмосферными осадками. Несколько позже, в 1950 г., классик отечественного почвоведения С.В. Зонн описал возможность формирования почв подзолистого ряда под дубово-буковыми лесами при условии усиленного промывания почвы [29].

Роль атмосферных осадков нашла отражение в концепции Ф.Р. Зайделямана, который в 1974 г. (спустя 25 лет) обосновал механизм формирования светлых кислых элювиальных горизонтов как результат сочетания оглеения в условиях устойчиво-промывного водного режима с несбалансированным выносом металлов и тонких фракций мелкозема [27]. Таким образом, концепция Ф.Р. Зайделямана явилась результатом преемственности гипотезы Н.П. Ремезова и, тем самым, в настоящее время сущность подзолистого процесса не исключает возможности рассматривать этот процесс как инвариантный, который осуществляется независимо от географической принадлежности почв к региону или от типа фитоценоза. Тем не менее, традиционные взгляды на подзолообразование по-прежнему связывают этот процесс с таежными экосистемами. В связи с этим интересно отметить гипотезу, высказанную еще в 1914 г. Н.Ф. Нефедовым, по мнению которого в некоторых случаях нет никакого сомнения, что горизонт А2 имеет наносное происхождение. Это предположение отмечалось еще Н.П. Ремезовым [56], а в дальнейшем подобной гипотезы придерживался И.А. Соколов [65], высказав мысль о литогенном происхождении элювиального горизонта.

Такова сложная судьба теорий, связанных с подзолообразованием, которые варьируют в исторической перспективе, от признания происхождения элювиального горизонта за счет литогенных процессов – взглядов Н.Ф. Нефедова, и позже И.А. Соколова, – до теории гидролиза и, наконец, открытия механизма формирования осветленных горизонтов, завершившегося официально признанным открытием согласно Ф.Р. Зайделяману. Следует признать, что это не исключает возможности трансформирования теории при условии ее общепризнанности и наличия такой системы доказательств, которая может быть признана бесспорной. Не исключено, что сами концепции со временем могут заменяться другими, более совершенными положениями.

Совершенно самостоятельный блок образуют так называемые интерпретационные законы В.И. Савича, который сформулировал системные и частные законы в земледелии на основе использования положений в области экологии (цит. по [7]).

Кроме того, со временем происходит изменение статуса отдельных законов. Так, при изначально равном уровне законов горизонтальной и вертикальной зональности, со временем последний стал считаться законом второго порядка. С точки зрения концепции преемственности это произошло не благодаря новым сведениям и фактам, как можно было ожидать, а за счет обращения к прошлым установленным или высказанным ранее положениям. Так, И.П. Герасимов, анализируя особенности горного почвообразова-

ния, обратил внимание на положение С.С. Неуструева, которое касалось важности положения горных систем – “нахождения у морского берега или в центре континента” [50, с. 55]. Приняв за основание этот тезис, И.П. Герасимов сделал заключение, о том, что “закон вертикальной зональности накладывается на проявление горизонтальной зональности и провинциальности” [18, с. 233], и далее продолжил: “На этом основании можно считать закон вертикальной зональности почв за общий закон географии второго порядка”. Рассмотренное выше является хорошим примером преемственности, предусматривающей возвращение к предыдущим этапам исследования, последующего осмысления и формулирования на этой основе нового положения.

Внутридисциплинарная преемственность характерна для учения о почвенных процессах, которое в своем основании уходит к первому разделению процессов на метаморфизм минеральной и органической составляющих [50] и далее развивается в работах И.П. Герасимова и А.А. Роде вплоть до использования типологии процессов в области классификации почв [18]. Результатом развития учения о процессах явилось формулирование В.О. Таргульяном так называемого правила А.А. Роде [72], которое сводилось к представлению о механизме почвообразования как о результате “неполной замкнутости и неполной обратимости многих микропроцессов, “образующих целый спектр остаточных продуктов: газовых, жидких и твердофазных”, что лежит в основе почвообразования. Фактически это правило существенно дополняет закон почвообразования по И.А. Крупеникову [45].

Внутридисциплинарная преемственность развития классического учения о факторах почвообразования на современном уровне получила отражение в концепции почвообразовательного потенциала среды [16, 72], несколько позднее принятой в качестве методологической основы в экологии почв [2]. На базе использования ГИС-технологий предложен ряд важнейших параметров оценки интегрального и частного почвообразующих потенциалов, существенно по-новому раскрывающих роль классических факторов почвообразования.

В заключение настоящего раздела отметим, что отношение к законам, сформулированным в почвоведении различно. Так, Б.Г. Розанов полагал, что со временем должны быть созданы новые законы, которые могут служить основой для моделирования процессов, и что “вероятно в будущем будут вскрыты какие-то новые, еще неизвестные законы” [58, с. 64]. Несколько негативное отношение к законам в свое время высказал Л.О. Карпачевский [35]. В то же время классик отечественного почвоведения К.Д. Глинка писал: “Мы тогда будем иметь право заявить: “да, педология – наука, так как в ней не только собраны и

систематизированы многочисленные факты, но и созданы законы, то есть проделаны логические операции, которые характеризуют всякую науку” [19, с. 11].

ОБ ЭЛЕМЕНТАХ МЕЖДИСЦИПЛИНАРНОЙ ПРЕЕМСТВЕННОСТИ

Историческая роль междисциплинарной преемственности заключается в том, что она послужила основой для становления новых дисциплин. В области географии таким ярким примером является учение о географическом ландшафте, созданное благодаря работам Л.С. Берга. Это становится особенно ясно после обращения к понятию географического ландшафта, вобравшего в себя понятия, принадлежащие изначально различным дисциплинам, таким как геоморфология, геоботаника, климатология, почвоведение. В качестве доказательства приведем определение географического ландшафта по Л.С. Бергу: “Географический ландшафт есть такая совокупность, или группировка предметов и явлений, в которой особенности рельефа, климата, вод, почвенного и растительного покрова и животного мира, а также, до известной степени, деятельности человека сливаются в единое гармоническое целое, типически повторяющееся на протяжении данной зоны Земли” [6, с. 5].

Результатом междисциплинарной преемственности является становление биогеоценологии как научной дисциплины по В.Н. Сукачеву. Это также понятно после обращения к определению биогеоценоза: “... биогеоценоз можно определить, как участок земной поверхности, где на известном протяжении биоценоз и отвечающие ему части атмосферы, литосферы, гидросферы и педосферы остаются однородными и имеющими однородный характер взаимодействия между ними и поэтому в совокупности образующими единый, внутренне взаимообусловленный комплекс. Коротко это можно выразить так: биогеоценоз = биоценоз (фитоценоз + зооценоз) + биотоп (эдафотоп + климатоп). При этом зооценоз понимается как все животное население, включая и простейших, обитающее в данном фитоценозе. Поэтому, как правило, границы отдельного биогеоценоза определяются фитоценозом. Однако бывают случаи, когда эта роль принадлежит зооценозу” [70, с. 230]. Междисциплинарная преемственность послужила становлению биогеохимии. Если В.И. Вернадский понимал биогеохимию как часть геохимии, то в трактовке крупнейшего биогеохимика В.В. Ковальского – последователя В.И. Вернадского, биогеохимия – это “наука о системной организованности биосферы и биогенных циклов химических элементов, в основе которых лежит эволюционное единство жизни, живого вещества и среды, определяющее законо-

мерности биогенной миграции атомов и форм их биогенных соединений” [40]. Совершенно ясно, что в биогеохимии равная роль принадлежит таким дисциплинам, как биология и геохимия, концепции которых в равной доле заключены в этой дисциплине.

Междисциплинарная преемственность нередко находит отражение в классификационных построениях. Так, ставшая примером долгоживущей концепции, классификация круговорота [57] в своей основе базируется на положениях различных дисциплин. Например, концепция географического ландшафта используется при выделении типа круговорота на самом высшем таксономическом уровне — тундровый, таежный и т. д. Вторая концепция — это концепция биологической продуктивности, имеющая отношение к нескольким дисциплинам — почвоведению и биогеоценологии, и раскрывающая особенности синтеза и разложении органического вещества.

В полной мере это относится и к классификации почв 1977 г., которая носит факторно-субстантивный характер, где в качестве факторов используется отнесение к определенной географической зоне в сочетании с рядом субстантивных характеристик.

В научной литературе немало частных примеров междисциплинарной преемственности, приводящих к крупным обобщениям. Так, междисциплинарная преемственность проявляется в использовании однотипного подхода при решении близких по сути научных задач. Например, Гуди в 1971 г. (цит. по [47]) предложил рассчитывать время образования калькрета на основе учета скорости испарения и содержания карбоната кальция в воде. Несколько ранее В.А. Ковда и Е.М. Самойлова [43] определили скорость поступления карбонатов в почву с почвенно-грунтовыми водами равной 8.5 тыс. лет, используя эту величину при расчете возраста лугово-черноземной почвы.

Подобный методический прием, учитывающий поступление хлора в почву с атмосферными осадками, используемый для установления времени его накопления, предложен П.С. Косовичем в фундаментальной работе “О круговороте хлора и серы на Земном шаре” [44]. Еще ранее Г.Н. Высоцкий [15] высказал импультверизационную гипотезу переноса компонентов в атмосфере. Фактически эти идеи были восприняты И.П. Герасимовым и теоретически воплощены в принципе климатической бессточности. Тем самым была подчеркнута роль атмосферного привноса натрия с его последующим участием в осолонцевании [18]. Уже в последние годы атмосферный перенос солей был принят в качестве основного механизма, обуславливающего засоление почв Барабинской равнины [34].

Междисциплинарная преемственность находит широкое отражение в создании разнообразных карт. В частности, на основе трех различных карт: карты “Геохимические ландшафты” [52], карты растительности СССР [36] и почвенной карты РСФСР [55], была создана карта поведения углерода [8]. Эта карта явилась результатом синтеза, основанием для которого послужили сведения почвоведения, геохимии ландшафта и геоботаники.

Междисциплинарная преемственность проявляется и в тех случаях, когда задачи и идеи, сформулированные изначально в одной области науки, реализуются в смежных областях знания. Таким примером служит ряд идей, высказанных выдающимся ученым Д.А. Сабининым [60] и реализованных позднее в области почвоведения. Действительно, его идеи о необходимости изучения временных изменений состава растений и динамики биомассы реализованы в работах А.Л. Ковалевского [39], Н.И. Базилович [4] и В.В. Снакина [62]. Кроме того, реализовано предложение Д.А. Сабинина о необходимости использования радиоизотопов при изучении биологического круговорота, чему посвящены работы А.И. Щеглова [77].

Преемственность в изучении роли рельефа проявилась в различных естественных дисциплинах. Так, в классическом почвоведении в наиболее яркой форме она получила отражение в работах С.А. Захарова по горным почвам [28]. Роль рельефа нашла место в принципе инвариантности основы структурного плана биогеоценоза, подчеркивающего средообразующую роль рельефа [9, 10]. Преемственность примата рельефа получила отражение в законе микрозон, сущность которого сводилась к подчеркиванию роли рельефа для почвенного покрова вне горных систем [28]. Особенно ярко роль рельефа отобразилась в законе аналогичных топографических рядов по С.А. Захарову. В современной интерпретации этот закон постулирует ведущую роль рельефа, который независимо от зоны предопределяет принадлежность генетически самостоятельных почв к возвышенным элементам рельефа, тогда как к отрицательным формам рельефа тяготеют генетически подчиненные почвы [24].

Роль рельефа была отмечена и в работах в смежной с почвоведением дисциплине — геоботанике. Это получило отражение в формулировании закона предварения по В.В. Алахину [1], согласно которому в зависимости от южной или северной экспозиции склона развиваются растительные сообщества, характерные соответственно более южным или более северным вариантам. Другое научное положение — это правило Миддендорфа [1], которое описывает возможность продвижения на север хвойных экосистем, которые, как правило, приурочены к южным склонам пойм рек.

Но, пожалуй, самое яркое отражение роль рельефа получила в становлении геохимии ландшафта и проявилась в классических работах Б.Б. Польшова. Действительно, по современным воззрениям, основным системообразующим механизмом в пределах геохимического ландшафта является миграция, осуществляемая в пределах сопряженных элементарных ландшафтов, принадлежащих разным геоморфологическим элементам. Развитие этого положения привело к формулированию целого ряда законов в области геохимии ландшафта [37].

Не менее значимо преемственность проявилась при анализе роли рельефа при формулировании концепции структуры почвенного покрова. Этим мы всецело обязаны выдающемуся ученому В.М. Фридланду, в работах которого последовательно наблюдается преемственность в развитии фундаментальных понятий, положенных в концепцию структуры почвенного покрова. В.М. Фридланд отмечал, что первые идеи в этой области восходят еще к работам Н.М. Сибирцева, который одним из первых предложил “особый знак (сборная пашня из таких-то почв)” [61], тем самым заложив основы концепции структуры почвенного покрова. В связи с этим В.М. Фридланд рассматривает роль катенной организации в рамках теории Дж. Милна, согласно которой выделяется две группы катен, различающихся в зависимости от характера изменения литологии в пределах катены. Позднее эта идея реализовалась в геохимии ландшафта благодаря работам А.Н. Геннадиева и Н.С. Касимова, предложивших такие понятия, как монолитный и гетеролитный типы катены. Рассмотрение организации почвенного покрова в зависимости от особенностей почвообразующих пород и типа рельефа нашло отражение в работах И.С. Урусевской, ставших на сегодня классическими [24].

Интересны и более частные случаи преемственности некоторых научных положений. Преемственность внутридисциплинарного типа обнаруживается при анализе происхождения понятия о гидратной воде. Еще в 1934 г. выдающийся теоретик почвоведения, академик Б.Б. Польшов писал: “Гидратной воды... должно быть тем больше, чем дольше длится процесс выветривания, или интенсивнее он протекает” [54, с. 192]. В 1974 г. В.Р. Волобуев, развивая это положение, отмечал, что “... сопоставление содержания гидратной воды по конкретным почвам со средним содержанием ее в соответствующих типах может служить одним из рабочих приемов в подходе к решению вопроса о возрасте почвы, интенсивности процесса почвообразования” [14]. Отметим, что под гидратной водой понимается содержание связанной воды, которое определяется как величина потери при прокаливании.

В том и другом случае авторы подчеркивают связь между содержанием гидратной воды и ин-

тенсивностью процессов почвообразования. Это не ограничилось исключительно сравнительным анализом изменения содержания гидратной воды. В работах В.Р. Волобуева была показана функциональная связь между содержанием гидратной воды, величиной продуктивности и энергетическими характеристиками.

О СОЧЕТАНИИ ВНУТРИДИСЦИПЛИНАРНОЙ И МЕЖДИСЦИПЛИНАРНОЙ ПРЕЕМСТВЕННОСТИ

Сочетание внутридисциплинарной и междисциплинарной преемственности нередко приводит к формулированию новых научных положений. Примером служит концепция В.А. Ковды, который рассмотрел Русскую равнину как продукт постледниковых процессов.

Остановимся на этом более подробно. К середине 30-х годов прошлого века уже была сформулирована концепция гипергенеза А.Е. Ферсмана (термин, предложенный А.Е. Ферсманом вместо понятия “выветривание”), который последовательно описал реакции и процессы, сопровождающие гипергенез [74]. Несколько позже это нашло достойное воплощение в стройной системе процессов литогенеза Н.М. Страхова и сформированных на этой основе типов литогенеза. Казалось бы, это касается исключительно происхождения осадочных пород. Но значение схемы литогенеза оказалось несколько шире своего первоначального предназначения. Действительно, концепция Н.М. Страхова [69], вобравшая в себя отдельные звенья таких последовательных процессов, как *выветривание* — *седиментогенез* — *диагенез* — *катагенез* — *прометаморфизм*, послужила прекрасной основой для описания происхождения Русской равнины.

Среди предшественников В.А. Ковды следует назвать выдающегося географа С.Н. Филатова, описавшего закономерности изменения почвенного покрова Русской равнины в меридиональном направлении. С.Н. Филатов писал: “Насколько нам известно, ни в русской, ни в иностранной литературе еще не было сделано анализа географии почв на столь громадном протяжении в сочетании с главнейшими факторами почвообразования и в условиях непрерывной их смены по физико-географическим зонам” [75, с. 88]. Относительно химической дифференциации в пределах Русской Равнины мы также находим следующие замечания у Б.Б. Польшова: “общеизвестковый южно-русский лёсс является областью концентрации того углекислого кальция (и отчасти магния), который был отдан в свое время растворам, примыкающими к лёссу непосредственно с севера моренными отложениями” [54]. Кроме этого, академик Б.Б. Польшов писал: “на Русской равнине

можно наблюдать серию сопряженных кор выветривания” [54]. Несомненен вклад П.П. Чижикова [76], которому принадлежит карта почвообразующих пород, наглядно демонстрирующая дифференциацию Русской равнины в этом отношении. Таким образом, общая последовательность работ исследователей в ряду *Ферман—Филатов—Полынов—Страхов—Чижиков* не могла не оказать своего влияния на развитие представлений о Русской равнине. Оставалось лишь последовательно рассмотреть процессы дифференциации Русской равнины, что и было блестяще сделано В.А. Ковдой [42]. Его гипотеза, рационально используя теорию литогенеза, объяснила закономерности седиментогенеза на Русской равнине в постледниковый период, в результате которого произошла закономерная смена в географической последовательности с севера на юг грубых моренных отложений, в начале на покровные, а затем на лёссовидные суглинки и глины. Но механическая дифференциация проходила в сочетании с геохимической дифференциацией и переносом водорастворимых компонентов, скорость выноса которых была пропорциональна общей подвижности участвующих компонентов, что в результате привело к постдиагенетическому формированию последовательно сменяющихся поясов железомарганцевого, карбонатного и солевого состава.

Таким образом, гипотеза происхождения Русской равнины В.А. Ковды является примером междисциплинарной преемственности, которая органично дополнилась картографическим отображением ее почвенно-геохимических ландшафтов.

Но использование концепции Н.М. Страхова в почвоведении на этом не закончилось. Выдающийся теоретик почвоведения И.А. Соколов, теоретически осмыслив концепцию литогенеза Н.М. Страхова, творчески использовал ее для описания секторов почвенного покрова Земного шара, выделив два сектора в пределах гумидного пояса, тем самым детализировав первоначальную целостность гумидного типа литогенеза по Н.М. Страхову, а также сектор аридного, полярного и вулканического почвообразования [63].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, почвоведение в своем развитии характеризуется внутродисциплинарной, междисциплинарной и смешанными формами научной преемственности. Научный поиск новых законов осуществляется при различных методических подходах — от детализации уже созданных классических теоретических положений до формулирования законов на основе результатов экспериментальных исследований. В почвоведении реализованы некоторые важнейшие теоретиче-

ские задачи, которые были сформулированы в смежных дисциплинах и оказались весьма полезными для развития науки. Со временем появление новых законов сопровождается уточнением отдельных, созданных ранее положений, нередко после обращения исследователей к первоначальному закону, что, несомненно, относится к определенным типам преемственности. На фоне современной дифференциации почвоведения на новые направления очевидна сохранность основных концепций, носящих интегральный характер, таких как концепция биологического круговорота, концепция процессов, концепция эволюции почв. Таким образом, преемственность как форма изучения исторического развития почвоведения является одним из инструментов исследования научного наследия, включая анализ эволюции и становления научных идей, их взаимодействия и формирования. Концепция преемственности дополнительно открывает новые пути в изучении истории развития научного мировоззрения в почвоведении.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № 121040800321-4 “Индикаторы трансформации биогеохимических циклов биогенных элементов в природных и антропогенных экосистемах”) и государственного задания 122011800459-3 Почвенные биомаркеры: идентификация, устойчивость, активность, возможность использования для мониторинга.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алехин В.В.* Теоретические проблемы фитоценологии и степеведения. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 126 с.
2. *Алябина И.О.* Оценка роли почвообразующего потенциала природных факторов в формировании почвенного покрова на основе геоинформационных технологий. Автореф. дис. ... докт. биол. н. М., 2016. 51 с.
3. *Апарин Б.Ф.* Законы естествознания В.В. Докучаева // Мат-лы междунар. научной конф. XVI Докучаевские молодежные чтения. 2013. С. 4—13.
4. *Базилевич Н.И., Титлянова А.А., Смирнов В.В., Родин Л.Е., Нечаева Н.Е., Левин Ф.И.* Методы изучения биологического круговорота в различных природных зонах. М.: Мысль, 1978. 181 с.
5. *Баллер Э.А.* Преемственность в развитии культуры. М.: Наука, 1969. 294 с.
6. *Берг Л.С.* Географические зоны Советского Союза. М., 1947. Т. 1. 397 с.

7. *Богатырев Л.Г.* Основные концепции, законы и принципы современного почвоведения. М.: Макс Пресс, 2015. 195 с.
8. *Богатырев Л.Г., Алябина И.О.* Поведение органического углерода в почвах // Национальный атлас почв Российской Федерации. М.: Астрель, 2011. С. 226–228.
9. *Бялович Ю.П.* Биогеоэкологические основания теории систем лесов // Проблемы биогеоэкологии. М.: Наука, 1973. С. 47–58.
10. *Бялович Ю.П.* Системы биогеоэкоценозов // Проблемы биогеоэкологии. М.: Наука, 1973. С. 37–46.
11. *Вернадский В.И.* Труды по истории науки в России. М.: Наука, 1988. 464 с.
12. *Вернадский В.И.* Философские мысли натуралиста М.: Наука, 1988. 519 с.
13. *Вильямс В.Р.* Почвоведение. М.: Сельхозгиз, 1946. Т. 5. 456 с.
14. *Волобуев В.Р.* Введение в энергетику почвообразования. М.: Наука, 1974. 128 с.
15. *Высоцкий Г.Н.* Гидрологические и геобиологические наблюдения в Велико-Анадолу // Почвоведение. 1900. Т. 2. № 2. С. 99–121.
16. *Геннадиев А.Н.* О современном этапе развития почв: Хронокоррекция почвообразовательного потенциала среды // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 1985. № 3. С. 41–48.
17. *Геннадиев А.Н.* От эмпирического знания к философскому обобщению в науке // Почвоведение. 2011. № 6. С. 762–763.
18. *Герасимов И.П.* Генетические географические и исторические проблемы современного почвоведения. М.: Наука, 1976. 297 с.
19. *Глинка К.Д.* Почвообразователи и почвообразование: Пособие к изучению почвоведения. Варшава: Типо-лит. Б.А. Букаты, 1903. 1228 с.
20. *Глинка К.Д.* О древних процессах выветривания в Приамурье // Минералогия, генезис и география почв. М.: Наука, 1978. С. 147–155.
21. *Добровольский Г.В.* Изменение химического и минералогического состава концентрически скорлупчатой отдельности выветривающегося диорита по мере перехода от ядра отдельности к ее периферии // Уч. зап. МГУ, 1951. № 141. С. 175–183.
22. *Добровольский Г.В.* Лекции по истории и методологии почвоведения. Учебник. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2010. 232 с.
23. *Добровольский Г.В.* Философские аспекты генетического почвоведения // Почвоведение. 2004. № 8. С. 901–910.
24. *Добровольский Г.В., Урусевская И.С.* География почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. 458 с.
25. *Заварзина А.Г., Данченко Н.Н., Демин В.В. и др.* Гуминовые вещества: гипотезы и реальность (обзор) // Почвоведение. 2021. № 12. С. 1449–1480.
26. *Завьялова М.П., Расторгуев В.Н.* Единство и преемственность сознания. Томск: ТГУ, 1988. 208 с.
27. *Зайдельман Ф.Р.* Закономерность формирования светлых кислых элювиальных горизонтов в профиле почв. Диплом № 37. 1974.
28. *Захаров С.А.* Курс почвоведения. М.: Гос. изд-во с/х и колхозно-кооп. лит-ры, 1931. 550 с.
29. *Зонн С.В.* Горно-лесные почвы северо-западного Кавказа. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1950. 330 с.
30. *Зонн С.В.* История почвоведения в России в XX в. М.: Институт географии РАН, 1999. 376 с.
31. *Иванов А.Л., Козут Б.М., Семенов В.М.* Развитие учения о гумусе и почвенном органическом веществе от Тюринга и Ваксмана до наших дней // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2017. Вып. 90. С. 3–31.
32. *Иванов И.В.* История отечественного почвоведения. Кн. первая. 1870–1947. М.: Наука, 2003. 398 с.
33. *Ивашов П.В.* Биогеохимия внутрипочвенного выветривания. М.: Наука, 1993. 342 с.
34. *Казанцев В.А.* О происхождении солей в почвах и водах Барабинской и Кулундинской равнин // Почвоведение. 1990. № 12. С. 16–25.
35. *Карпачевский Л.О.* Словарь терминов по биологическому круговороту // Почвоведение. 2011. № 10. С. 1279–1280.
36. Карта растительности СССР (для высших учебных заведений). Карта растительности СССР для высших учебных заведений. 1 : 4000000. М., 1990. 4 л.
37. *Касимов Н.С.* Базовые концепции и принципы геохимии ландшафтов // Геохимия биосферы. 2006. С. 21–25.
38. *Ковалева Н.О., Ковалев И.В.* Биотрансформация лигнина в дневных и погребенных почвах горных ландшафтов // Почвоведение. 2009. № 11. С. 1362–1373.
39. *Ковалевский А.Л.* О биогеохимических параметрах растений и некоторых особенностях изучения их // Биогеохимия растений. Бурят. кн. изд-во, Улан-Удэ, 1969. С. 195–214.
40. *Ковальский В.В.* 60 лет биогеохимии // Тр. БГХ лаборатории. № 20. М.: Наука, 1985. С. 5–20.
41. *Ковда В.А.* Биогеохимические циклы в природе и их нарушение человеком // Биогеохимические циклы в биосфере. М.: Наука, 1976. С. 19–85.
42. *Ковда В.А., Васильевская В.Д., Самойлова Е.М. и др.* Схема дифференциации продуктов выветривания и почвообразования на Русской равнине // Почвоведение. 1968. № 7. С. 5–19.
43. *Ковда В.А., Самойлова Е.М.* О возможности определения возраста гидроморфных почв по содержанию CaCO₃ // Докл. АН СССР. 1963. Т. 182. № 5. С. 1201–1203.
44. *Коссович П.* О круговороте серы и хлора на земном шаре. СПб.: Бюро по земледелию и почвоведению, 1913. 86 с.
45. *Крупеников И.А.* История почвоведения (от времени его зарождения до наших дней). М.: Наука, 1981. 279 с.
46. *Крупеников И.А.* О законах почвоведения // Бонитировка, генезис и химия почв Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1979. С. 3–9.
47. *Кукал З.* Скорость геологических процессов. М.: Мысль, 1987. 245 с.
48. *Либих Ю.* Письма о химии. В приложении к земледелию и физиологии. М.: Книжн. дом, 2012. 432 с.
49. *Мотузова Г.В.* Соединения микроэлементов в почвах. М.: Либроком, 2009. 117 с.
50. *Неуструев С.С.* Элементы географии почв. М.–Л.: Сельхозгиз, 1931. 240 с.
51. *Орлов Д.С.* Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. 325 с.

52. *Перельман А.И.* Геохимические ландшафты СССР. Масштаб 1 : 20000000. ФГАМ. М.: ГУГК, 1964. С. 238, 297–298.
53. *Перельман А.И., Касимов Н.С.* Геохимия ландшафта. М.: Астрей-2000, 1999. 762 с.
54. *Полынов Б.Б.* Кора выветривания. Ч. 1. Процессы выветривания. Основные фазы и формы коры выветривания и их распределение. Л.: Изд-во АН СССР, 1934. 212 с.
55. Почвенная карта РСФСР / Под ред. В.М. Фридланда. Масштаб 2500000. М.: ГУГК, 1988 (Скорректированная цифровая версия, 2007).
56. *Ремезов Н.П.* Генезис подзолов. Дис. ... докт. геол.-минерал. н. Пушкино, 1940. 585 с.
57. *Родин Л.Е., Базилевич Н.И.* Динамика органического вещества и биологический круговорот в основных типах растительности М.–Л.: Наука, 1965. 254 с.
58. *Розанов Б.Г.* Почвенный покров земного шара. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 248 с.
59. *Рубанов В.Г.* Понятие “преемственность” и его социальное измерение // Изв. Томского политехнического ун-та. Экономика. Философия, социология и культурология. История. 2013. Т. 323. № 6. С. 103–109.
60. *Сабинин Д.А.* Физиологические основы питания растений. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 512 с.
61. *Сибирцев Н.М.* Избранные сочинения. М.: Сельхозгиз, 1951. Т. 1. 472 с.
62. *Снакин В.В.* Биогенный круговорот химических элементов и подходы к его изучению // Биогеохимический круговорот веществ в биосфере. 1987. С. 50–56.
63. *Соколов И.А.* Почвообразование и экзогенез. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1997. 224 с.
64. *Соколов И.А., Конюшков Д.Е.* О законах генезиса и географии почв // Почвоведение. 2002. № 7. С. 777–788.
65. *Соколов И.А., Макеев А.О., Турсина Т.В., Верба М.П., Ковалев Н.Г., Кулинская Е.В.* К проблеме генезиса почв с текстурно-дифференцированным профилем // Почвоведение. 1983. № 5. С. 129–143.
66. *Сочава В.Б.* Введение в учение о геосистемах. Новосибирск: Наука, 1978. 320 с.
67. *Стёпин В.С.* Историко-научные реконструкции: плюрализм и кумулятивная преемственность в развитии научного знания // Вопросы философии. 2016. № 6. С. 5–14.
68. *Стёпин В.С., Еськов В.М., Буданов В.Г.* Новые представления о гомеостазе и эволюции // Сложность. Разум. Постнеклассика. 2016. № 3. С. 52–58.
69. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 212 с.
70. *Сукачев В.Н.* Избранные труды. Т. 1. Основы лесной типологии и биогеоценологии. М.: Наука, 1972. 424 с.
71. *Таргульян В.О.* Развитие почв во времени // Проблемы почвоведения. 1982. С. 108–113.
72. *Таргульян В.О.* Элементарные почвообразовательные процессы // Почвоведение. 2005. № 12. С. 1413–1422.
73. *Таргульян В.О., Ивлев А.М., Куликов А.В.* Внутрипочвенное выветривание основных пород в хелювиальной и хелювиально-глеевой обстановках (на базальтовых плато ДВ) // Почвообразование и выветривание в гумидных ландшафтах. 1978. С. 7–64.
74. *Ферсман А.Е.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1952–1962. Т. 1. 863 с.
75. *Филатов М.М.* Меридиональный схематический профиль почв европейской части СССР // Тр. гос. Почвенного ин-та. 1927. Вып. 1. С. 87–101.
76. *Чижииков П.Н.* Карта материнских почвообразующих пород. Составлена в Музее земледелия МГУ им. М.В. Ломоносова. М.: ГУГК, 1968. 39 с.
77. *Щеглов А.И.* Биогеохимия техногенных радионуклидов в лесных экосистемах. По материалам 10-летних исследований в зоне влияния аварии на ЧАЭС. М.: Наука, 1999. 268 с.

On Scientific Succession on the Example of Domestic Soil Science

L. G. Bogatyrev^{1, *}, A. I. Benediktova¹, Ph. I. Zemskov¹, V. V. Demin¹, and M. M. Karpukhin¹

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

*e-mail: bogatyrev.l.g@yandex.ru

The work is based on the concept of scientific continuity, which is a philosophical category. Continuity in the socio-cultural space is understood as an important element of the relationship to previous experience. In the system of natural disciplines, the essence of continuity is revealed through the analysis of the historical sequence of scientific research on which modern knowledge is based. The foregoing fully applies to soil science as an independent scientific discipline. It is proposed to distinguish between two levels of continuity – intradisciplinary and interdisciplinary continuity. It is shown that intradisciplinary succession is the most common form of scientific research in soil science, thanks to which the formation and development of a scientific discipline is possible up to the formulation of laws and major generalizations. Interdisciplinary continuity considers many processes in an integral way based on the use of methods and concepts of related disciplines. This direction serves as the basis for the development and formation of new scientific disciplines, which can be considered as a result of synergetics. The implementation in soil science of particular tasks formulated in related disciplines also refers to the elements of interdisciplinary succession.

Keywords: soil, theory, laws, concepts, evolution