

УДК 631.41: 631.416.8, 631.472.6, 551.34

ФОРМЫ СОЕДИНЕНИЙ ЖЕЛЕЗА В ТАЕЖНЫХ И ТУНДРОВЫХ ПОЧВАХ КРИОЛИТОЗОНЫ РОССИИ

© 2025 г. Ю.К. Васильчук^a, А.П. Гинзбург^{a, b, c}, А.Н. Геннадиев^a,
Н.А. Буданцева^a, А.К. Васильчук^a, *, Дж.Ю. Васильчук^a, Е.В. Терская^a

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

^bИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
Институтская ул., 2, Пущино, Московская область, 142290 Россия

^cНаучный центр изучения Арктики,
ул. Республики, 20, Салехард, Ямalo-Ненецкий автономный округ, 629007 Россия

*e-mail: alla-vasilch@yandex.ru

Поступила в редакцию 29.06.2024 г.

После доработки 27.09.2024 г.

Принята к публикации 30.09.2024 г.

Изучен состав соединений железа почв тундровых и таежных ландшафтов криолитозоны России. Валовое содержание железа измерено методом рентгеновской флуоресценции. Стандартными методами исследованы химические, физико-химические и физические свойства почв и концентрации силикатных, несиликатных, окристаллизованных и связанных с органическим веществом соединений железа. Изученные почвы относятся к криометаморфическим (Haplic Cryosols), криоземам (Turbic Cryosols) и торфяно-криоземам (Histic Turbic Cryosols), глееземам (Reductic Gleysols) и торфяно-глееземам (Histic Reductaqueous Cryosols), подзолистым (Albic Retisols), а также дерново-подбурам и подзолам (Entic Podzols and Albic Podzols). Глубина залегания многолетнемерзлых пород в почвах варьирует от 0.3 до 1.7 м и глубже. Валовое содержание железа варьирует в среднем от 1.2 до 4.5%, максимально достигая 10.2%. До 85% от валового железа представлено силикатными соединениями из-за слабого педогенного преобразования почв. Содержание несиликатного железа не превышает 1.2%. Его повышенные содержания проявляются морфологически в верхних горизонтах минеральной части почв, а также в почвах склонов в виде красновато-рыжих пятен и прослоев. Это коррелирует с повышенными значениями коэффициента латеральной дифференциации от 1.1 до 2.3. Надмерзлотные горизонты на глубинах до 1 м демонстрируют аккумуляцию несиликатного железа, концентрации окристаллизованных и связанных с органическим веществом соединений составляют 0.6–0.8 и 0.2–0.4% соответственно. Предположительно, это связано с накоплением органического вещества, сорбцией на глинистых частицах почвы и восстановительной средой над горизонтом многолетней мерзлоты.

Ключевые слова: многолетнемерзлые породы, криогенные процессы в почвах, распределение железа в почвах, почвенно-геохимические катены, Центральная Якутия, Большеземельская тундра

DOI: 10.31857/S0032180X25020052, **EDN:** COSMCJ

ВВЕДЕНИЕ

Железо – один из самых распространенных химических элементов в составе верхней части континентальной земной коры, его содержание достигает 3.92% [70]. Железо входит в состав минеральных и органо-минеральных соединений [9], участвует во множестве химических реакций в природных условиях [7–9] и вовлечено в масштабные биогеохимические циклы [13]. Во многих

гумидных ландшафтах железо является типоморфным элементом [40] и способно влиять на миграционную активность других химических веществ в почвах и природных водах [12]. Соотношение содержания различных соединений железа в почвах и его миграционная активность регулируются кислотно-основными и окислительно-восстановительными условиями среды, а также тесно связаны с биогеохимическими циклами кислорода, серы и углерода [23].

Концентрация и соотношение форм соединений железа в профилях почв отражают некоторые почвообразовательные процессы [58] и влияют на формирование диагностических признаков почв – красновато-желтых и зеленовато-голубых оттенков цвета [11, 26, 31, 44, 58, 67], формирование железистых новообразований – пятен, кутан, конкреций, псевдофибр, рудяков и др. [17, 21, 28, 45, 55], проявление оструктуривания [27, 58]. Фракционирование железа в почвах может происходить вследствие изменения их влажности, кратко- или долговременного обводнения [16, 73, 74], как результат процессов внутриветренного выветривания в степной [1, 25] и лесной [31] ландшафтных зонах, почвенного криогенеза [37] и биогеохимических преобразований [63]. Кроме того, железо может быть потенциально токсичным элементом для растений и животных [20, 21, 29] и, напротив, природным ремедиантом [7, 35].

Наличие многолетнемерзлых пород (**ММП**) в почвенном профиле на относительно небольшой глубине от поверхности (до 1–1.5 м) оказывает существенное влияние на поведение железа в составе минеральных и органо-минеральных соединений [4, 14, 46], выступая природным радиальным мерзлотным гидро-термогеохимическим барьером [36]. Процесс промерзания оказывает влияние на содержание железа в почвенных растворах за счет разрушения алюмосиликатной части почв и высвобождения ионов железа [43]. В мерзлотных почвах, где фиксируется наличие верхнего и нижнего фронтов промерзания [17], происходит процесс криогенного ожелезнения, при котором миграция окисленного железа (Fe^{3+}) происходит из центральной части профиля в направлении этих фронтов [41, 58]. В засоленных мерзлотных почвах приморских низменностей [61] или засоленных степных ландшафтов [33] железо в форме FeCO_3 , наряду с другими солями, при промерзании отжимается из почвенных растворов промерзшей части профиля, тем самым перемещаясь в его непромерзшую

часть и образуя в ней сезонные максимумы концентраций. После полного оттаивания профиля растворимые соли в нем вновь перераспределяются [3].

Зонн [19] предложил схему разделения валового содержания железа в почвах на группы соединений по связи с различными минеральными и органическими веществами. В валовом содержании железа (Fe_T) выделяются группы силикатных (Fe_S) и несиликатных (Fe_{NS}) соединений [50]. Их доли в валовом содержании железа могут быть показателем степени трансформации минеральной части почв процессами почвообразования. Чем больше значение $\text{Fe}_{NS}/\text{Fe}_T$, тем большая степень трансформации [24]. В первую очередь это справедливо для почв, где все железо является автохтонным. Несиликатные соединения железа экстрагируются из почв вытяжкой Мера–Джексона [69]. Несиликатные соединения подразделяются на оксалаторастворимые (Fe_O) [71, 72] и экстрагируемые или связанные с органическим веществом (Fe_P) [59]. Окристаллизованные формы железа, экстрагируемые раствором Тамма, нерастворимы в нейтральных и слабощелочных средах (рН 6.5–8.5) и активно мигрируют лишь в кислых почвах. Соединения железа, связанные с органическим веществом – наиболее подвижны [25, 50]. Далее применяется авторская номенклатура форм соединений железа: Fe_T – валовое содержание (Total), Fe_S – силикатные (Silicate), Fe_{NS} – несиликатные (Non-silicate), Fe_O – оксалаторастворимые (Oxalate), Fe_P – пирофосфаторастворимые (Pyrophosphate) (табл. 1).

Цель исследования – выявление содержания и соотношения различных форм соединений железа и их радиального и латерального распределения в криогенных почвах при различной глубине залегания многолетнемерзлых пород в южно-тундровых, средне- и северо-таежных ландшафтах криолитозоны России.

Таблица 1. Характеристики основных групп соединений железа в почвах и методов их экстракции (по Зонну [18])

Группа соединений	Содержание, % от почвы	Метод экстракции	Экстрагирующий раствор
Fe_S	1–2	–	–
Fe_{NS}	≤ 1	Мера–Джексона [68]	$0.3\text{M Na}_3\text{C}_6\text{H}_5\text{O}_7 \cdot 2\text{H}_2\text{O} + 1\text{M NaHCO}_3 + \text{NaClH} + \text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (рН 3.8)
Fe_O	0.2–0.6	Тамма [72]	$0.14\text{M H}_2\text{C}_2\text{O}_4 + 0.2\text{M (NH}_4)_2\text{C}_2\text{O}_4$ (рН 3)
Fe_P	0.1–0.3	Баскомба [59]	$0.1\text{M K}_2\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ (рН 10)

Примечание. Прочерк – соединения химически не экстрагируются.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Полевые работы проведены на четырех ключевых участках в криолитозоне России (рис. 1). Эти территории различаются по физико-географическим характеристикам – климатическим, геокриологическим и почвенно-ландшафтным условиям. Участки расположены в тундровой и таежной ландшафтных зонах Европейской территории России и Восточной Сибири. Важную роль в формировании изученных почв играет геокриологический фактор. Многолетнемерзлые породы на ключевых участках исследований имеют различные мощность и характер распространения как по вертикали, так и по горизонтали, температуры и мощности сезонно-талого слоя (СТС). На участках в пределах Большеземельской тундры чаще встречаются варианты их сплошного (ключевой участок “Елецкая” – предгорья Полярного Урала) или массивно-островного (ключевой участок “Хановей” – долина р. Воркуты) распространения. На последнем из них средние температуры почв варьируют от -2 до $+1^{\circ}\text{C}$, т.е. острова ММП чередуются с участками талых пород. Начинаясь в переходном слое мерзлых почв примерно от $-1.7\ldots-2^{\circ}\text{C}$, с глубиной температуры мерзлых пород снижаются до $-4\ldots-6^{\circ}\text{C}$, в отдельных случаях температура ММП на глубине нижней границы слоя сезонных колебаний составляет -10°C (ключевой участок “Батагай”). Мощность СТС почв весьма широко варьирует как в пределах ключевых участков (примерно от 0.3–0.5 до 1.2–1.7 м), так и между ключевыми участками. Самое мощное сезонное оттаивание характерно для ключевого участка “Вилюй” – 4.1 м, а наименьшие средние глубины СТС (до 0.2 м) – для участка “Батагай”.

Почвенные разрезы закладывали на ключевых участках с конца июля по сентябрь, когда глубина сезонного оттаивания почв близка к максимальной. На ключевом участке “Елецкая” – 4 профиля, на ключевом участке “Хановей” – 6 профилей, на ключевом участке “Батагай” – 3 профиля, на ключевом участке “Вилюй” – 5 профилей. Заложение проводилось по катенарному принципу – от автономных позиций на вершинах мезоформ рельефа вниз по склонам до супераквальных позиций. Мощности профилей варьировали в диапазоне от 30 до 150 см и более в зависимости от глубины залегания ММП в профиле. В ряде разрезов глубина залегания кровли ММП не была вскрыта, поскольку залегала глубже 200 см от поверхности. Большая часть исследованных профилей почв представляла собой минеральную толщу без ярко выраженных мерзлотных нарушений (за исключением криоземов) и резких границ между горизонтами. Поверхностные органогенные горизонты за редкими исключениями (в торфяно-криоземах и торфяно-глееземах) представляли собой лесную или тундровую подстилку относительно небольшой мощности (4–8 см) и низкой степени разложения. Горизонты

СТС почв опробовали пластиковым ножом, образцы массой 250–500 г отбирали в герметичные пластиковые пакеты. Образцы ММП отбирали методом вертикального колонкового бурения электрическим буром на основе электрического аккумуляторного шуруповерта Bosch GSR 36 V-LI (Германия). Бурение выполняли с верхней границы ММП. Глубина пробуренных скважин достигала 1.5 м от подошвы СТС. Почвы описаны по классификации и диагностике почв России [41]. Образцы почв высушивали при комнатной температуре, крупные органические остатки удаляли пинцетом, скелетную часть почвы отделяли просеиванием через сита с диаметрами отверстий 2.0 и 1.0 мм. Образцы перетирали в фарфоровой посуде и просеивали через сита с диаметрами отверстий 1 и 0.25 мм. Валовое содержание железа в почвах определяли в воздушно-сухом образце почвенной пудры (диаметр частиц <0.25 мм) методом рентгеновской флуоресценции при помощи горно-геологического рентгено-флуоресцентного анализатора Olympus Delta Professional (США). Физико-химические и химические свойства почв определяли: $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ – потенциометрическим методом, содержание легкорастворимых солей – кондуктометрическим методом, общее содержание органического углерода ($\text{C}_{\text{опр}}$) исследовали с использованием метода Тюрина для почв, для торфа измерения производились на CHNS-анализаторе Vario EL III V4.01 [30].

Экстракцию соединений железа проводили по параллельной схеме Зонна [18]. Несиликатные соединения (Fe_{NS}) экстрагировали по методу Мера–Джексона. Оксалаторастворимые (Fe_o) – по методу Тамма. Экстрагирование связанных с органическим веществом соединений (Fe_p) проводили методом Баскомба. Концентрацию этих форм соединений железа измеряли на портативном колориметре HACH DR/2400 (Германия) при окрашивании раствора α -дипиридилом [50].

Для анализа катенарной почвенно-геохимической структуры криогенных ландшафтов использовали коэффициент латеральной дифференциации (L) [40]. Этот коэффициент характеризует латеральную неоднородность содержания определенного вещества в почвах различных элементарных геохимических ландшафтов и может быть использован в качестве показателя латеральной миграции вещества. Значение L вычисляли по формуле

$$L_x = L_{xII}/L_{xA},$$

где L_{xII} – концентрация вещества x в почве подчиненного элементарного геохимического ландшафта, L_{xA} – концентрация вещества x в почве автономного (элювиального) элементарного геохимического ландшафта.

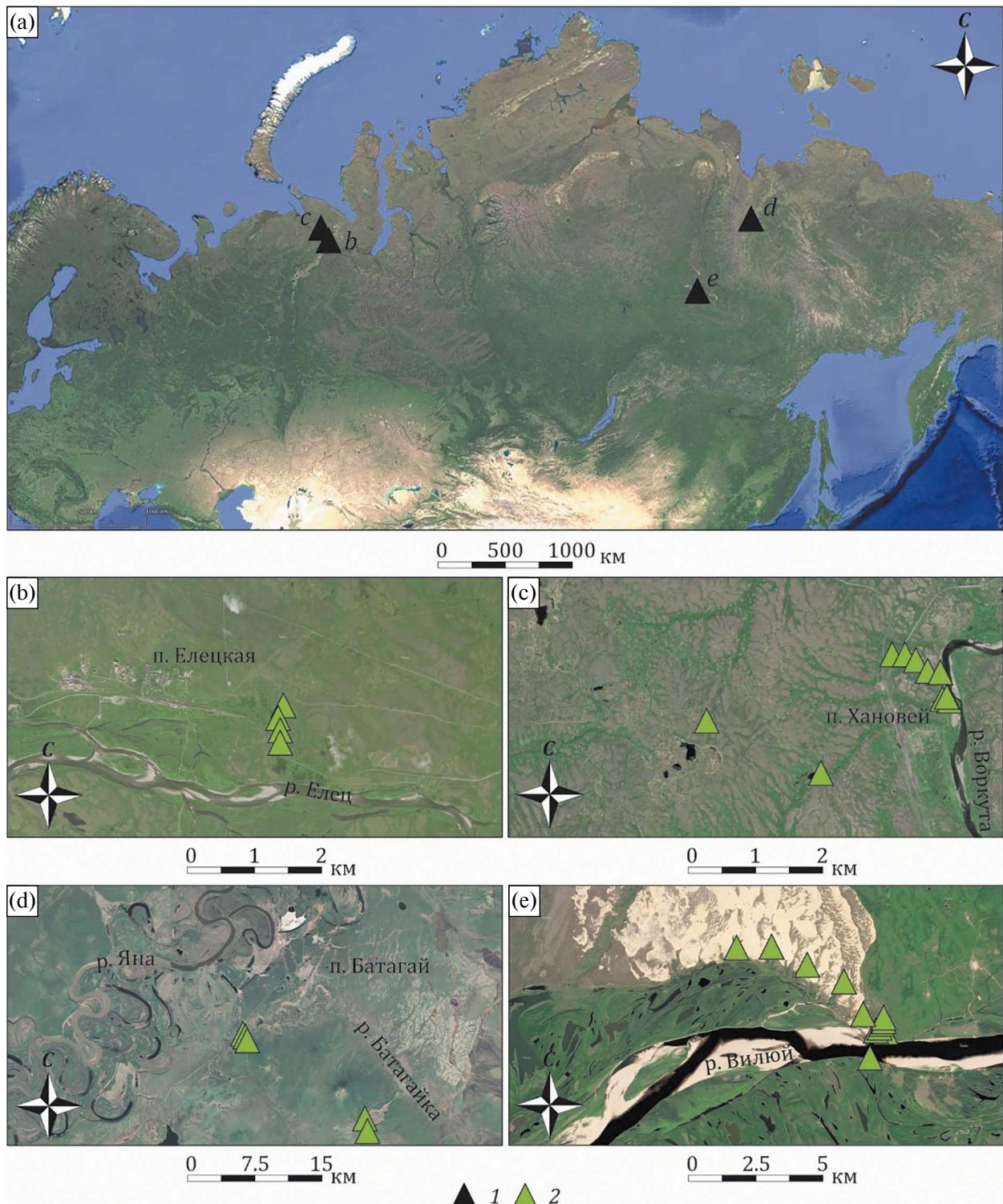


Рис. 1. Расположение ключевых участков исследования (1) на территории России (а) и местоположение заложенных почвенных разрезов (2): Елецкая (б), Хановей (с), Батагай (д), Вилюй (е).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Физико-химические, химические и физические свойства почв. Изученные почвы относятся к кислым и слабокислым, средние значения pH составляют от 4.4 в торфяно-глееземах на ключевом участке в среднем течении р. Вилюй (Центральная Якутия) до 6.4 на ключевом участке в предгорьях Полярного Урала (северо-восток Европейской России). Почвы с большей мощностью органогенного горизонта имеют более кислую реакцию среды, чем те, где мощность этой части профиля меньше (табл. 2). Профильные распределения pH отличаются ярковыраженным минимумом в верхней части, приуроченным к поверхностному органогенному горизонту.

Содержание органического углерода в поверхностных органогенных горизонтах исследованных почв повышено в 2–6 раз по сравнению с нижележащими минеральными горизонтами. В нижних горизонтах, в том числе в ММП, содержание С_{орг} часто ниже 1.0%. Наибольшими средними

Таблица 2. Статистические параметры почвенной кислотности

Участок	Почвы	pH _{H₂O}		
		M	SD	Cv
Батагай	Криоземы (n = 14)	5.9	0.7	12.6
	Подбуры (n = 7)	5.6	0.7	12.8
	Подзолистые (n = 5)	5.4	0.5	9.6
Вилюй	Дерново-подзолы (n = 15)	5.4	0.8	14.3
	Дерново-подбуры (n = 6)	5.9	0.5	8.8
	Торфяно-глееземы (n = 6)	4.4	1.5	33.2
Елецкая	Криометаморфические (n = 6)	5.6	1.1	20.6
	Криоземы (n = 4)	5.7	0.6	9.8
	Торфяно-криоземы (n = 8)	5.4	1.0	18.9
	Торфяно-глееземы (n = 3)	6.4	0.6	9.5
Хановей	Криометаморфические (n = 7)	6.1	0.5	8.1
	Криоземы (n = 13)	6.3	0.8	13.3
	Торфяно-глееземы (n = 13)	5.7	0.7	12.5

Примечание. M – средние арифметические; SD – стандартные отклонения; Cv – коэффициент вариации (%); n – количество образцов.

значениями этого показателя отличаются торфяно-глееземы (табл. 2).

Общее содержание соединений железа в почвах. Валовые содержания железа (в расчете на элемент) варьируют в изученных почвах в среднем в пределах от 1.2 до 4.5%, в редких случаях они могут быть повышенны до 10.2% (табл. 3). В основном валовым железом обогащены верхние горизонты почв. Почвы полярных и субполярных областей характеризуются меньшим средним содержанием, но большими долями Fe_{NS} (несиликатного железа), по сравнению с подстилающими породами [47], во-первых, из-за закрепления органических соединений железа в органогенном горизонте (аналогично описано в криогенных почвах Большеземельской тундры и Ямала [48, 49]), во-вторых, из-за более окислительной среды горизонтов почв в верхней части профиля, что способствует иммобилизации атомов железа (со степенью окисления 3+) [12, 27]. В составе валового железа преобладает силикатное железо. Среднее соотношение Fe_S/Fe_T равно 0.8, что свидетельствует о слабой трансформации силикатных железосодержащих минералов в процессе почвообразования. Об этом свидетельствует и низкое содержание соединений группы Fe_P, варьирование которых происходит обычно в пределах от десятитысячных долей грамма до 0.3%, редко их содержание повышается до 0.73%. Соответственно, чаще всего в изученных криогенных почвах содержится не более 1% Fe_{NS}, а таких значений, как 1.97% его содержание достигает в исключительных случаях и проявляется морфологически в виде ярко-рыжих железистых пленок на поверхности структурных агрегатов. Минеральная составляющая горизонтов с повышенными значениями соотношения Fe_{NS}/Fe_T наиболее сильно выветрена. Значение соотношения Fe_O/Fe_{NS} (при параллельной экстракции соединений железа) определяется в основном окислительно-восстановительными свойствами почв. Повышенные значения Fe_O/Fe_{NS} характерны для гидроморфных почв с преобладанием восстановительных условий в течение всего или большей части года [10]. Варьирование этого показателя в исследованных почвах относительно широко: при среднем значении Fe_O/Fe_{NS} = 0.4 пределы варьирования от 0.01–0.02 до 0.9%. Подобные значения соотношений Fe_O/Fe_{NS} описаны в работе [56] о почвах Центральной Якутии. Высокие относительные концентрации Fe_O встречаются в надмерзлотных горизонтах криогенных почв при близком к поверхности залегании ММП, особенно в аккумулятивных ландшафтах. Оксалаторасториное железо активно мигрирует в почвенно-геохимических катенах [27].

Радиальное распределение соединений железа в профилях почв. Для криометаморфических почв, криоземов, торфяно-криоземов, торфяно-глееземов и подбуров характерны относительно

Таблица 3. Соотношения групп соединений железа: Fe_T — валовое содержание; Fe_S — силикатные; Fe_{NS} — несиликатные; Fe_O — оксалаторастворимые; Fe_P — связанные с органическим веществом

Участок	Почвы	Fe_T	Fe_S	Fe_{NS}	Fe_O	Fe_P
Батагай	Криоземы (n = 14)		2.81 ± 0.55 1.99–3.70	0.66 ± 0.24 0.23–1.03	0.39 ± 0.13 0.10–0.63	0.01 ± 0.01 0.0001–0.30
	Подбуры (n = 7)	3.23 ± 0.49 2.74–3.70	2.60 ± 0.46 2.07–3.12	0.62 ± 0.11 0.48–0.79	0.44 ± 0.09 0.31–0.53	0.001 ± 0.001 0.001–0.001
	Подзолистые (n = 5)	2.95 ± 0.27 2.74–3.25	2.23 ± 0.40 1.90–2.68	0.72 ± 0.20 0.57–0.95	0.35 ± 0.06 0.31–0.42	0.01 ± 0.004 0.004–0.01
Вилюй	Дерново-подзолы (n = 15)	1.72 ± 0.80 0.25–3.20	1.60 ± 0.80 0.15–0.29	0.12 ± 0.07 0.03–0.29	0.02 ± 0.03 0.01–0.10	0.02 ± 0.07 0.0001–0.24
	Дерново-подбуры (n = 6)	2.06 ± 1.37 1.02–4.33	1.95 ± 1.42 0.96–4.29	0.10 ± 0.12 0.001–0.27	0.01 ± 0.01 0.0002–0.02	0.01 ± 0.002 0.0001–0.04
	Торфяно-глееземы (n = 6)	1.19 ± 0.66 0.81–1.94	1.07 ± 0.62 0.70–1.79	0.11 ± 0.04 0.08–0.15	0.01 ± 0.01 0.01–0.02	0.001 ± 0.001 0.001–0.001
Елецкая	Криометамор- фические (n = 6)	3.72 ± 0.76 2.68–4.42	2.75 ± 0.86 1.34–3.55	1.13 ± 0.29 0.74–1.49	0.82 ± 0.19 0.50–1.00	0.02 ± 0.02 0.012–0.06
	Криоземы (n = 4)	3.92 ± 0.30 3.69–4.36	2.92 ± 0.66 2.23–3.53	1.01 ± 0.40 0.73–1.46	0.63 ± 0.15 0.50–0.80	0.02 ± 0.01 0.009–0.03
	Торфяно-криоземы (n = 8)	3.74 ± 0.61 2.61–4.56	2.98 ± 0.09 1.88–3.93	0.77 ± 0.19 0.43–0.98	0.53 ± 0.14 0.30–0.70	0.03 ± 0.02 0.011–0.07
Хановей	Торфяно-глееземы (n = 3)	4.49 ± 0.24 4.22–4.69	2.87 ± 0.09 2.80–2.93	0.59 ± 0.24 1.42–1.76	0.95 ± 0.21 0.80–1.10	0.01 ± 0.005 0.007–0.01
	Криометамор- фические (n = 7)	2.49 ± 0.98 0.96–3.45	2.21 ± 1.06 0.51–3.24	0.28 ± 0.11 0.17–0.45	0.14 ± 0.09 0.08–0.30	0.22 ± 0.29 0.016–0.73
	Криоземы (n = 13)	2.22 ± 0.50 1.37–2.81	1.76 ± 0.60 0.56–2.57	0.53 ± 0.55 0.12–1.97	0.24 ± 0.34 0.0001–1.06	0.06 ± 0.10 0.0001–0.3
	Торфяно-глееземы (n = 13)	4.25 ± 3.41 1.95–10.92	3.98 ± 3.34 1.64–10.49	0.27 ± 0.11 0.08–0.43	0.08 ± 0.04 0.04–0.13	0.10 ± 0.12 0.014–0.28

Примечание. В числителе — среднее арифметическое \pm стандартное отклонение ($M \pm SD$); в знаменателе — минимальное и максимальное значения (min–max).

монотонные профильные распределения Fe_T , в которых часто выражены небольшие максимумы в горизонтах почвообразующих пород, как в надмерзлотных сезонно-тальных, так и в многолетнемерзлых породах (рис. 2а–2е). Большую часть валового железа составляют соединения Fe_S , которые имеют сходные особенности профильных распределений: относительную общую монотонность, небольшие повышения в поверхностных органогенных горизонтах, накопления в надмерзлотной и мерзлотной частях профиля. Обращает на себя внимание аккумуляция железа в горизонтах BF альфегумусовых почв и наивысшие во всем профиле соотношения Fe_{NS}/Fe_T , достигающие 0.8–0.9. Содержания Fe_T также высоки относительно среднепрофильных в минеральной части серогумусовых горизонтов АY дерново-подбуров и

дерново-подзолов (рис. 2h). Оно в них составляет 2.1–2.3% при среднепрофильных значениях, равных 1.5–1.8%, а ведущим фактором аккумуляции соединений железа здесь, предположительно, является высокое содержание органического вещества, что также видно при анализе соотношения Fe_O и Fe_P в них. Доли соединений железа, связанных с органическим веществом, в этих горизонтах в 1.2–2.4 раза выше, чем оксалаторастворимых (рис. 2f, 2h).

Профили криометаморфических почв и криоземов, а также торфяно-глееземов отличаются повышенными содержаниями несиликатного железа в надмерзлотных горизонтах C^\perp и CG^\perp , а также повышенной долей Fe_P в них по отношению к Fe_O (рис. 2а, 2b, 2d), что предположительно связано с

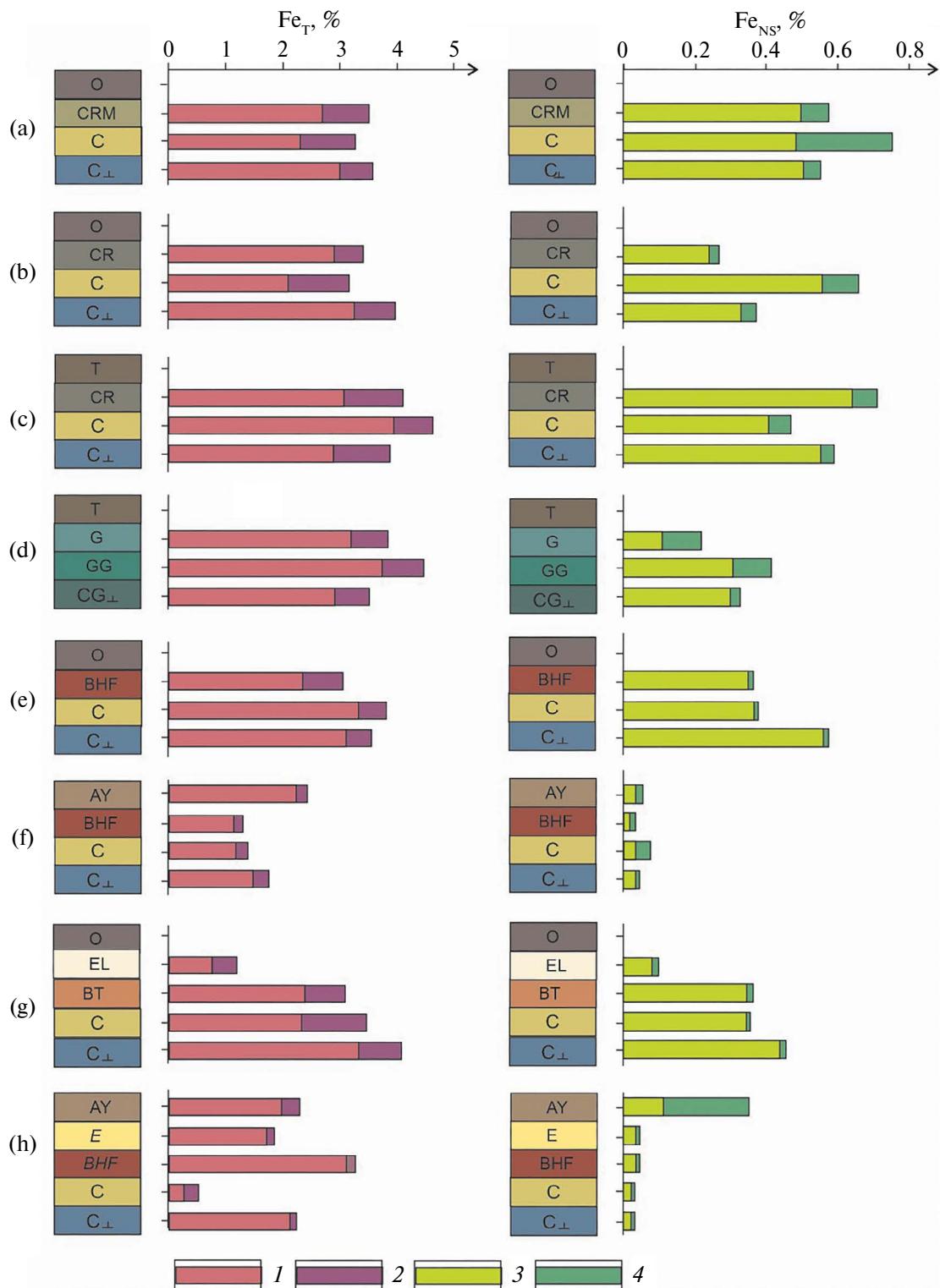


Рис. 2. Типичные профильные распределения валовых (Fe_T) и несиликатных (Fe_{NS}) соединений железа в криогенных почвах: криометаморфических (а), криоземах (б), торфяно-криоземах (в), торфяно-глееземах (г), подбурах (д), дерново-подбурах (е), подзолистых (ж), дерново-подзолах (з); и соотношение в них: 1 – силикатных (Fe_S), 2 – несиликатных (Fe_{NS}), 3 – оксалаторастворимых (Fe_O) и 4 – связанных с органическим веществом (Fe_P) соединений железа.

надмерзлотной ретинизацией гумуса и восстановительными условиями среды.

Несиликатные соединения железа имеют наименьшие среди изученных форм концентрации в минеральной части профилей дерново-подзолов и дерново-подбуров на песчаных почвообразующих породах преимущественно силикатного и алюмосиликатного минералогического состава. В почвах на суглинистых почвообразующих породах повышенные содержания Fe_p наблюдаются в надмерзлотных горизонтах. При этом группы оксалаторастворимых и связанных с органическим веществом соединений железа здесь содержатся в относительно низких концентрациях.

Латеральное распределение соединений железа в почвенно-геохимических катенах. В монолитной суглинистой почвенно-геохимической катене в ландшафтной подзоне южной тундры большая часть изученных групп соединений железа в почвах распределена в латеральном плане монотонно. Валовые и силикатные формы соединений не демонстрируют значительных различий в значениях коэффициента L , варьирующих от 0.9 до 1.2. Для несиликатных и оксалаторастворимых соединений железа характерен вынос из почв средней части этой катены и аккумуляция в супераквально-транзитном ландшафте. Предположительно, значения коэффициентов $L = 0.7$ в почвах склоновых ландшафтов этой катены указывают на высокую подвижность соединений Fe_{NS} и Fe_o в них. Соединения Fe_p , напротив, накапливаются в склоновых ландшафтах относительно активно (значения $L = 1.2\text{--}1.8$ относительно контрастны). По-видимому, ассоциация с органическим веществом свободных соединений железа способствует накоплению их в почвах склоновых элементарных ландшафтов (рис. 3а). На примере криоземов Колымской низменности [52, 42] были выявлены сходные распределения Fe_p с выраженной аккумуляцией в почвах элементарных ландшафтов склонов.

В гетеролитной катене, также расположенной в юго-восточной части Большеземельской тундры, повышенные значения L (до 1.2–2.3) наблюдаются в почве элементарного ландшафта крутого склона ($T\mathcal{E}_3$), из которого, предположительно, происходит интенсивный вынос вещества. Несиликатные соединения, включая Fe_o и Fe_p , рассеиваются в почвах бугристой субгоризонтальной надпойменной террасы р. Воркуты (рис. 3б).

Катена в северотаежном ландшафте в районе Батагая демонстрирует относительно высокое содержание соединений Fe_s в почвах верхних частей геохимического ландшафта. Fe_{NS} распределено в почвах этой катены с противоположной тенденцией: в нижней части катены коэффициенты L имеют значения 1.0–0.6. Аналогичное распределение характерно и для соединений Fe_o (рис. 4а).

Предположительно, это может быть связано с тем, что более подвижные соединения железа в ходе латеральной миграции в этой катене были вынесены из почв возвышенных участков и перераспределены в почвах подчиненных элементарных ландшафтов.

В образованной песчаными почвами среднетаежной катене в долине р. Вилюй значения коэффициентов $L < 1.0$, характерные для почв элементарных ландшафтов склонов, показывают, что в дерново-подзолах и дерново-подбурах латеральный перенос весьма слаб по отношению к радиальному и максимальной своей интенсивности достигает как раз на склонах. Так, на плоских субгоризонтальных поверхностях коэффициенты L имеют значения около 1.0–1.1 (характерно для Fe_T , Fe_s , Fe_{NS}), а в почвах на склонах террас они снижаются до 0.6–0.9 (рис. 4б). Fe_o и Fe_p в песчаных почвах на террасах Вилюя в целом имеют низкие содержания. По-видимому, проникновение органического вещества в профиль почвы неглубокое, а преобразование минеральной массы незначительно. Следствием этого, например, являются крайне низкие значения L для Fe_p : 0.1–0.4.

ОБСУЖДЕНИЕ

В рассмотренных почвах тайги на песках, где кровля ММП не была вскрыта, т.е. пик надмерзлотной аккумуляции не был зафиксирован, тогда как в почвах тундр при неглубоком залегании ММП зачастую наблюдалось 2–3-кратное превышение содержания Fe_p в надмерзлотных горизонтах, по сравнению с нижележащими многолетнемерзлыми. Изученные почвы характеризуются латеральными распределениями Fe_o и Fe_p , при которых различия коэффициентов L в трансэлювиальных ландшафтах склонов и вышележащих элювиальных достигают 2–5-кратных превышений над элювиальными. Различия в содержании железа между СТС почв и горизонтом на верхней границе ММП при этом имеют скорей случайный характер.

В предыдущих работах [5, 6] отмечалась слабая степень преобразования растительного опада в процессе гумификации, что выражалось в довольно низком содержании реакционноспособного органического вещества, ассоциирующего со свободным железом (Fe_p) – зачастую содержание ниже 0.1%. Это характерно для почв, изученных в ходе этого исследования, сформировавшихся на средних и мелких песках при условии глубокого залегания ММП, поскольку не связанные с крупными органическими молекулами соединения железа испытывают влияние активного радиального переноса, особенно при кислых и сильно кислых реакциях среды, встречающихся в хвойных лесах. Более монотонные профильные распределения C_{opf} по почвенному профилю в суглинистых почвах тундры [6]

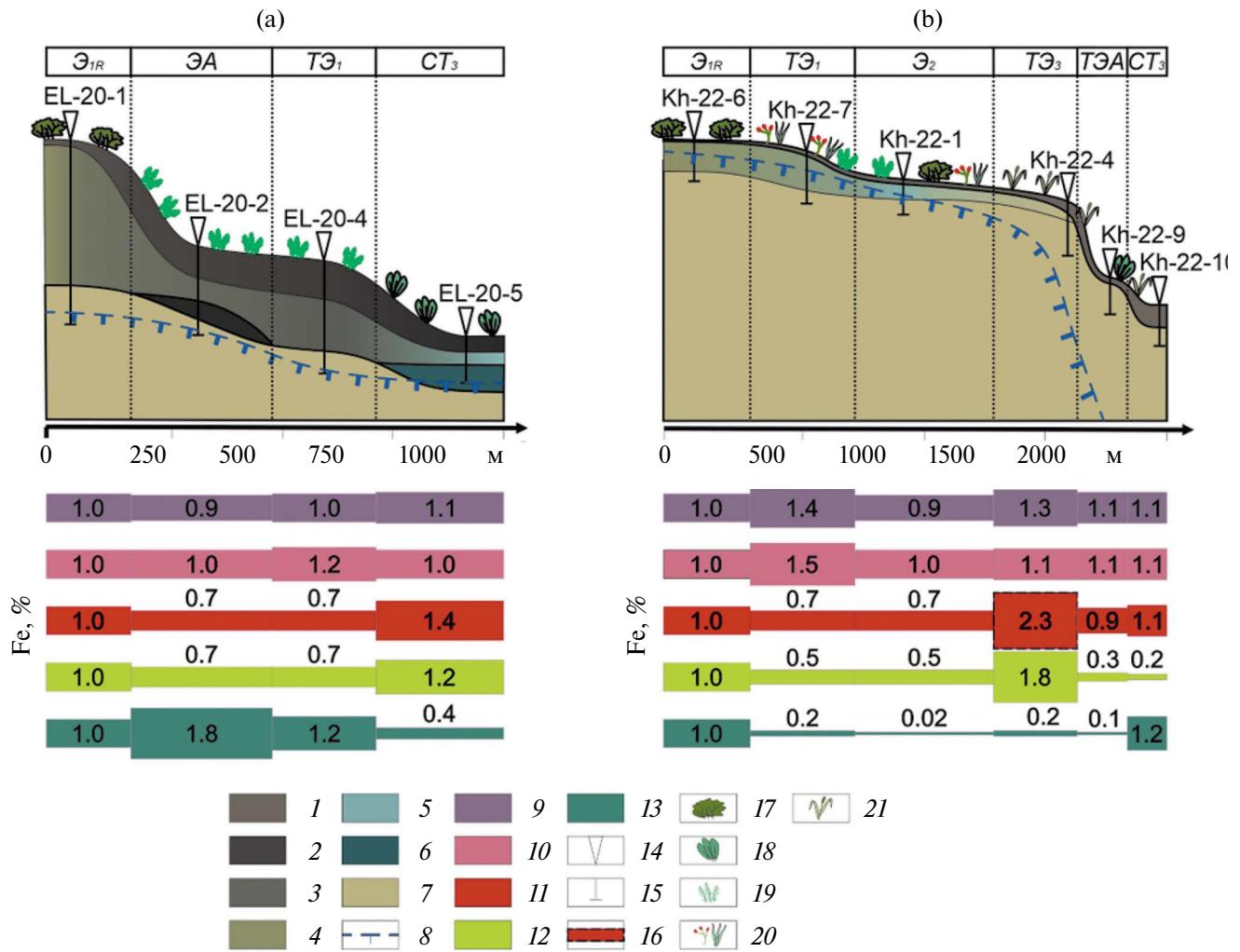


Рис. 3. Латеральные распределения форм соединений железа в южнотундровых почвенно-геохимических катенах на ключевых участках Елецкая (а) и Хановей (б). Горизонты почв: 1 – О; 2 – Т; 3 – CR; 4 – CRM; 5 – Г; 6 – CG; 7 – С; 8 – верхняя граница ММП. Формы соединений железа: 9 – валовое содержание (Fe_T); 10 – силикатные соединения (Fe_{NS}); 11 – несиликатные соединения (Fe_{NS}); 12 – оксалаторастворимые соединения (Fe_O); 13 – экстрагируемые соединения (Fe_p); 14 – места заложения разрезов; 15 – глубины заложения разрезов; 16 – значения коэффициента $L > 2.0$. Растворимые ассоциации: 17 – ерниковые тундры; 18 – ивняки карликовые; 19 – багульниково-моховые; 20 – кустарничково-мохово-лишайниковые; 21 – осоково-разнотравные.

приводят к образованию также более слабой дифференциации профильных распределений Fe_{NS} .

Изучению форм соединений железа в почвах посвящено значительное число работ, однако основная их часть локализована в сельскохозяйственных районах [18, 21, 54, 57]. Рассмотрение соотношений различных форм соединений железа в мерзлотных почвах ранее рассматривалось на примере Колымской низменности [52]. Показано, что преобладающей формой содержания Fe в криоземах тундр приморских низменностей северо-восточной Якутии с неглубоким уровнем залегания границы ММП является силикатная, а наибольшие соотношения Fe_{NS}/Fe_T наблюдаются в

надмерзлотных горизонтах, аккумулирующих грубо органическое вещество [60]. Слабый оксидогенез здесь обусловлен непромывным водным режимом и довольно низкими температурами почв на границе ММП. Кроме того, показано, что положение почвенного разреза на склоне способствует латеральной миграции подвижных соединений Fe, что не присуще почвам элювиальных ландшафтов [42, 52].

Миграционная активность крупных минеральных частиц низка, их перемещение в криогенных почвах возможно в основном механически – проникновением по морозобойным трещинам (сверху вниз) [24, 39] либо в результате выпучивания

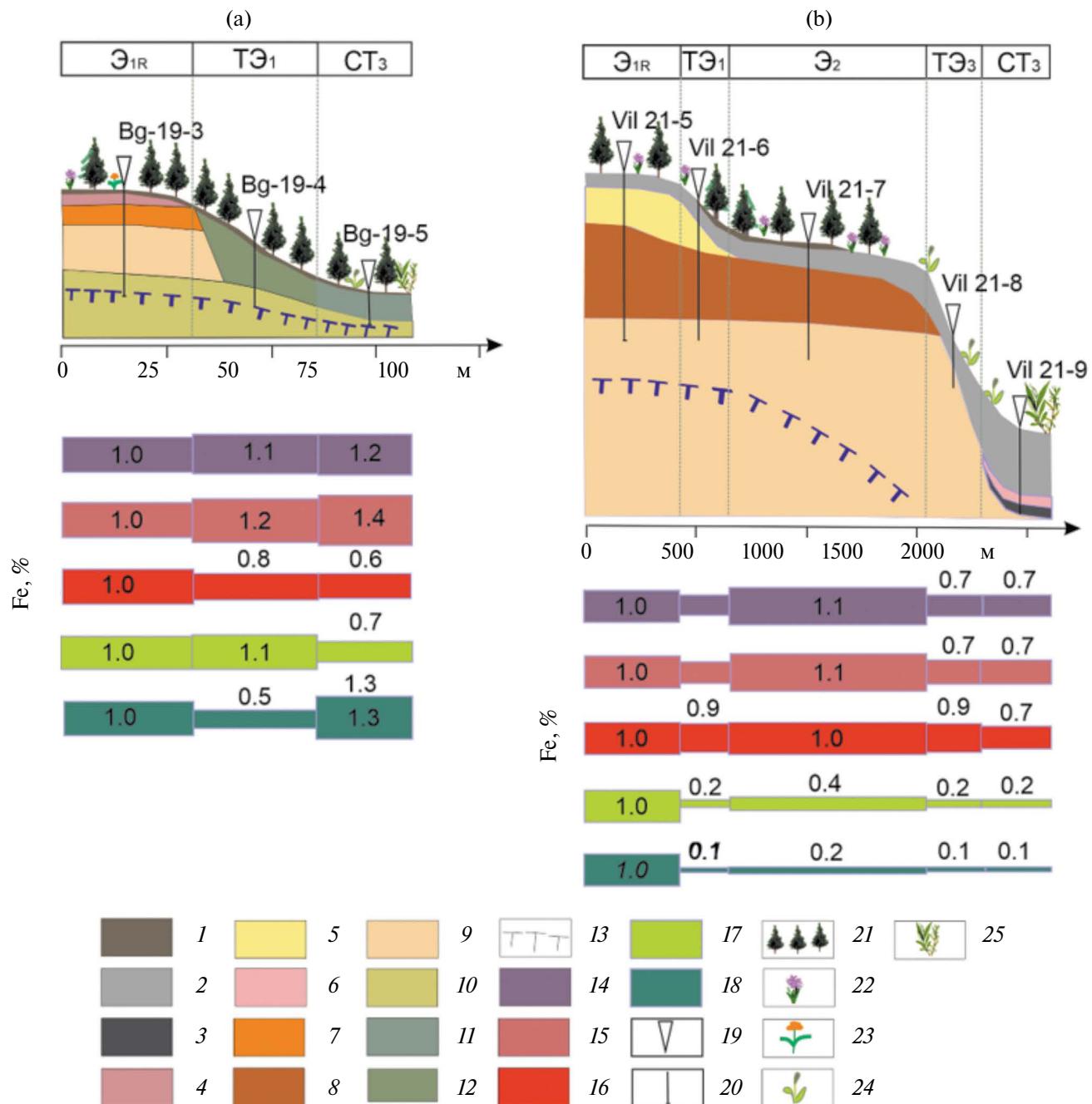


Рис. 4. Латеральные распределения форм соединений железа в северо- и среднетаежных почвенно-геохимических катенах на ключевых участках Батагай (а) и Вилюй (б): Горизонты почв: 1 – О; 2 – АY; 3 – РY; 4 – С~; 5 – Е; 6 – ЕL; 7 – ВТ; 8 – ВHF; 9 – С; 10 – CR; 11 – CRg; 12 – Cg; 13 – верхняя граница ММП. Формы соединений железа: 14 – валовые содержания (Fe_T), 15 – силикатные соединения (Fe_S), 16 – несиликатные соединения (Fe_{NS}), 17 – оксалаторастворимые соединения (Fe_O), 18 – экстрагируемые соединения (Fe_P); 19 – места заложения разрезов; 20 – глубина заложения разрезов; Растительные ассоциации: 21 – лиственничные редколесья; 22 – бруснично-шикшевые; 23 – кустарничково-лишайниковые; 24 – осоково-разнотравные; 25 – ивняки.

крупных минеральных частиц и агрегатов почвы при пятнообразовании в тундрах [15]. Соответственно, в ландшафтах, для которых процессы трещино- и пятнообразования не характерны, перераспределения соединений Fe почти не происходит,

что выражается в равномерных профильных распределениях Fe_S, которые наблюдались и в исследованных почвах (рис. 2–4). Миграция пылеватых и глинистых минералов встречается гораздо чаще [4], процесс лессиважа встречается (при

промывном водном режиме) в почвах практически всех таежных и тундровых ландшафтов (кроме арктических тундр). Несиликатные соединения железа представлены наиболее динамичной фазой этого металла в почвах – оксидами и гидроксидами, от состояния которых зависят цветовые свойства почв [8, 9]. Для них характерны резкие трансформации при смене кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных условий. Оксалаторастворимые соединения железа в основном мигрируют по профилю почв, легко переходя в раствор при низких значениях pH. Связанные с органическим веществом почв экстрагируются из почвенной навески растворами с высокими значениями pH (>10), соответственно, при аккумуляции в почвах они в основном образуют относительно стабильные зоны аккумуляции в надмерзлотной части профилей почв [34, 64]. Установлено, что в основном в составе железоорганических комплексов происходит закрепление железа в профилях мерзлотных почв [4, 47]. В изученных почвах также показаны практически совпадающие по глубине пики концентрации соединений Fe_p и морфохроматические проявления концентрации альфегумусовых соединений.

Отмечено, что ионы Fe³⁺ и Al³⁺ выполняют функции катионных мостиков между частицами, образуя органометаллические соединения [69, 75]. В основном это проявляется на микроуровне. Группа соединений Fe_O образует мелкие стабильные органо-железистые частицы в почвах с высоким содержанием органического вещества. Цементация горизонтов железоорганическими комплексными соединениями происходит в большей части природных биомов, в том числе в средне- и северотаежной зоне [2, 53]. В тундровых почвах преобладающая восстановительная реакция на фоне переувлажнения приводит к обесструктуриванию почвенной минеральной массы, разрушению почвенных структурных агрегатов и развитию вязкости вплоть до проявлений тиксотропии [51]. В изученных почвах тундровых ландшафтов с высокой влажностью в условиях неглубокого сезонного протаивания структура почвенной массы отсутствует, а в аналогичных условиях сезонного протаивания в северотаежных ландшафтах, но при меньшей влажности, структура минеральной массы почв сохраняется, а следы ожелезнения или оглеения при этом проявляются менее явно.

Одним из ведущих процессов, благоприятствующих мобилизации и радиальной миграции Fe в СТС почв, является кислотный гидролиз. Под лиственничниками тайги и лесотундры, опад которых характеризуется сильнокислой реакцией, образуются профили, дифференцированные по содержанию кислоторастворимых форм железа. Наряду с Al и Mn, Fe ассоциирует с органическими компонентами почв и выносится из горизонтов

Е [32], что вполне характерно для почв рассмотренных автономных ландшафтов, а также в целом для подзолов и дерново-подзолов мерзлотных, широко распространенных в таежных районах криолитозоны Западной Сибири [38] и Центральной Якутии [56]. Фиксация железа, входящего в состав органо-минеральных соединений, происходит далее в надмерзлотной части почвенного профиля. Данный факт неоднократно отмечался как в органогенных [63, 76], так и в минеральных почвенных профилях [66]. Таким образом, существует практически универсальная особенность мерзлотных почв к формированию надмерзлотного геохимического барьера по отношению к Fe-органическим соединениям, наблюдавшаяся в ходе полевых работ. Признаки надмерзлотной аккумуляции органического вещества и сопутствующего накопления металлов и других веществ рассматривались как диагностический признак почв на уровне подтипа [34, 60, 61, 64, 65]. Экологическое значение процесса надмерзлотной аккумуляции вещества также весьма велико, поскольку вместе с органо-железистыми соединениями в мерзлотных почвах на глубинах залегания ММП также аккумулируются загрязняющие вещества – тяжелые металлы и нефтепродукты [5–7, 73, 74].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Для большей части изученных почв характерна низкая степень преобразования минеральной массы почвообразовательными процессами, о чем свидетельствует высокая доля силикатных соединений железа в структуре валового состава – 85% и более. В почвах наблюдается обратная связь между глубиной слоя сезонного оттаивания почв и интенсивностью аккумуляции свободного железа, в особенности связанного с органическим веществом. Накопление соединений Fe_O и Fe_p в надмерзлотных горизонтах на глубинах менее 1 м, помимо барьерной функции многолетнемерзлых пород можно связать также с ассоциацией с органическим веществом (надмерзлотной ретинизацией гумуса), развитием восстановительной обстановки в надмерзлотной части профиля. Неглубокое залегание горизонта ММП также повышает среднепрофильные содержания как валового железа, так и отдельных групп соединений Fe. В глубокооттаивающих почвах, СТС которых превышает 2–3 м, наблюдаются низкие среднепрофильные содержания и более монотонные радиальные распределения железа. Кроме того, близкое к поверхности залегание ММП сглаживает контрастность латерального распределения концентраций как валового железа, так и отдельных соединений Fe и в тундровых, и в таежных мерзлотных ландшафтах.

Морфохроматические и структурообразующие свойства в основном приобретают горизонты с

повышенными содержаниями оксалаторастворимых соединений железа – Fe_O , в горизонтах с новообразованиями в виде пятен ожелезнения и тонких псевдофибр.

Профили таежных почв под лиственничными лесами, опад которых обладает сильнокислой реакцией среды, характеризуются более резкой профильной дифференциацией содержания Fe, а также распределения Al, Mn и других элементов, по сравнению с профилями почв тундровых ландшафтов.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают благодарность организаторам и участникам полевых работ 2019–2022 гг., а также отдельно профессору географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, д.б.н. М.И. Герасимовой за неоценимую помощь в определении классификационного положения почв и инженерам эколого-геохимического научно-образовательного центра Л.В. Добрыдневой, Е.А. Шахпендерян и Т.Г. Суховой за помощь при проведении лабораторных работ.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (номер проекта РНФ 23-17-00082).

СОБЛЮДЕНИЕ ЭТИЧЕСКИХ СТАНДАРТОВ

В данной работе отсутствуют исследования человека или животных.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А.О. Оксидогенез железа в почвах степной зоны. Автореф. дис. ... докт. биол. наук. М., 2010. 51 с.
2. Апарин Б.Ф., Касаткина Г.А., Матинян Н.Н., Суходрева Е.Ю. Красная книга почв Ленинградской области. СПб.: Аэроплан, 2007. 320 с.
3. Белоус И.Н., Быкова О.Г. Зимняя внутрипочвенная миграция влаги и солеперенос в засоленных почвах Барабы // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2012. С. 11–13.
4. Васильевская В.Д., Иванов В.В., Богатырев Л.Г. Почвы севера Западной Сибири. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 229 с.
5. Васильчук Ю.К., Гинзбург А.П. Латеральная и радиальная дифференциация химического состава криогенных почв долины реки Вилой, Центральная Якутия // Арктика и Антарктика. 2023. № 1. С. 65–84.
<https://doi.org/10.7256/2453-8922.2023.1.40034>
6. Васильчук Ю.К., Гинзбург А.П. Латеральная и радиальная дифференциация геохимического состава криогенных почв учебно-научного полигона Хановей, Большеземельская тундра // Арктика и Антарктика. 2023. № 1. С. 88–114.
<https://doi.org/10.7256/2453-8922.2023.1.40136>
7. Водяницкий Ю.Н. Гидроксиды железа в почвах (обзор литературы) // Почвоведение. 2010. № 11. С. 1341–1352.
8. Водяницкий Ю.Н. Железо в гидроморфных почвах. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова. М.: АПР, 2017. 160 с.
9. Водяницкий Ю.Н. Соединения железа и их роль в охране почв. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2010. 155 с.
10. Водяницкий Ю.Н. Тяжелые металлы и металлоиды в почвах. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 85 с.
11. Водяницкий Ю.Н., Кириллова Н.П., Манахов Д.В., Карпухин М.М. Соединения железа и цвет почв о. Сахалин // Почвоведение. 2018. С. 165–178.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X18020041>
12. Водяницкий Ю.Н., Мергелов Н.С., Горячкин С.В. Диагностика оглеения в условиях низкого содержания оксидов железа (на примере почв тундры Колымской низменности) // Почвоведение. 2008. № 3. С. 261–279.
13. Водяницкий Ю.Н., Шоба С.А. Биогеохимия углерода, железа и тяжелых металлов в переувлажненных почвах (аналитический обзор) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 17. Почвоведение. 2015. № 3. С. 3–12.
14. Гравис Г.Ф. Морозобойное растрескивание грунтов и образование гумусовых потоков // Многолетнемерзлые породы и сопутствующие им явления на территории Якутской АССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 112–123.
15. Губин С.В., Лупачев Ф.В. Роль пятнообразования в формировании и развитии криоземов приморских низменностей севера Якутии // Почвоведение. 2017. № 11. С. 1283–1295.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X17110077>
16. Гуторова О.А., Шеуджэн А.Х., Зубкова Т.А. Процессы трансформации соединений железа в почвах рисовых агроценозов Кубани // Изв. ОГАУ. 2017. С. 201–205.
17. Еришов Э.Д. Общая геокриология. М.: Изд-во МГУ, 2002. 628 с.

18. Загурский А.М. Специфика микростроения и генезиса магнитных соединений железа в почвах. Дис. ... канд. биол. наук. М., 2008. 124 с.
19. Зонн С.В. Железо в почвах (генетические и географические объекты). М.: Наука, 1982. 207 с.
20. Зубкова О.А., Шихова Л.Н. Изменение содержания подвижных соединений железа в подзолистой и дерново-подзолистой почвах в течение вегетационного периода // Аграрная наука Евро-Северо-Востока. 2013. № 6. С. 30–33.
21. Иваницев В.В. Доступность железа в почве и его влияние на рост и развитие растений // Изв. ТулГУ. 2019. Вып. 3. С. 127–138.
22. Иванов А.В. Магнитное и валентное состояние железа в твердой фазе почв. Дис. ... докт. биол. наук. М., 2003. 272 с.
23. Кабата-Пендас А., Пендас Х. Микроэлементы в почвах и растениях. М.: Мир, 1989. 439 с.
24. Караваева Н.А. Почвы тайги Западной Сибири. М.: Наука, 1973. 172 с.
25. Киселева Н.Д., Двуреченский В.Г. Формы железа в почвах естественных ландшафтов Верхнего Приангарья // Изв. ИГУ. Сер. "Биология. Экология". 2021. Т. 37. С. 89–100.
<https://doi.org/10.26516/2073-3372.2021.37.89>
26. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
27. Ковда В.А. Биогеохимия почвенного покрова. М.: Наука, 1985. 263 с.
28. Ковда И.В., Моргун Е.Г., Жоне А.-М., Тессье Д. Опыт субмикроскопического исследования железистых новообразований в слитоземах центрального Предкавказья // Почвоведение. 1998. № 6. С. 658–668.
29. Копылова Л.В. Аккумуляция железа и марганца в листвах древесных растений в техногенных районах Забайкальского края // Изв. Самарского НЦ РАН. 2010. Т. 12. № 1. С. 709–712.
30. Кречетов П.П., Дианова Т.М. Химия почв. Аналитические методы исследования. М.: Изд-во МГУ, 2009. 147 с.
31. Краснощеков Ю.Н. Геохимические особенности криогенных и альфегумусовых почв горной тайги северной Монголии // Почвоведение. 2021. № 1. С. 31–44.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21010068>
32. Литвинович А.В., Павлова О.Ю., Лаврищев А.В., Беликов А.А. Миграционная подвижность Al, Mn и Fe в мелиорированных дерново-подзолистых почвах // Агрохимия. 2021. № 1. С. 55–61.
<https://doi.org/10.31857/S0002188121010075>
33. Лопатовская О.Г. Особенности педогалогенеза эколого-мелиоративных комплексов Западного Прибайкалья. Автореф. дис. ... докт. биол. наук. Иркутск, 2019. 42 с.
34. Лупачев А.В. Взаимосвязь криоземов тундр Колымской низменности с верхним слоем многолетнемерзлых отложений. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 2010. 32 с.
35. Лянгузова И.В., Гольдвирт Д.К., Фадеева И.К. Трансформация полиметаллической пыли в органогенном горизонте Al-Fe-гумусового подзола (полевой эксперимент) // Почвоведение. 2015. № 7. С. 804–815.
<https://doi.org/10.7868/S0032180X15050056>
36. Макеев О.В. Биосфера, криосфера, почва. Пущино, 1975. 20 с.
37. Макеев О.В. Криология почв. М., 2019. 464 с.
38. Матышак Г.В. Особенности формирования почв севера Западной Сибири в условиях криогенеза. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 2009. 24 с.
39. Наумов Е.М. Градусов Б.П., Цюрупа И.Г. О таежном почвообразовании на северо-востоке Сибирской мерзлотной области // Почвенный криогенез. М.: Наука, 1974. С. 34–78.
40. Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. М.: Высшая школа, 1999. 768 с.
41. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
42. Ривкина Е.М., Федоров-Давыдов Д.Г., Захарюк А.Г., Щербакова В.А., Вишнивецкая Т.А. Свободное железо и железовосстанавливающие микроорганизмы в почвах и многолетнемерзлых отложениях северо-востока Сибири // Почвоведение. 2020. № 10. С. 1247–1261.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X20100160>
43. Савич В.И., Скребина Д.С., Норовсурэн Ж. Влияние криогенеза на генезис и плодородие мерзлотных и мерзлотно-таежных почв // Известия ТСХА. 2015. № 2. С. 5–14.
44. Самофалова И.А., Рогова О.Б., Лузянина О.А. Использование группового состава соединений железа для диагностики горных почв среднего Урала // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2015. Вып. 79. С. 111–136.
45. Семенов В.А. Геохимия алюминия и железа в ландшафтах Хибинского и Ловозерского массивов. Дис. ... канд. геогр. наук. М., 2002. 154 с.
46. Скребина Д.С. Состояние соединений железа в мерзлотно-таежных почвах. Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М., 2016. 20 с.
47. Таргульян В.О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М.: Наука, 1971. 270 с.
48. Тентюков М.П. Ожелезнение поверхности тундр Центрального Ямала // Криосфера Земли. 2005. Т. IX. № 4. С. 18–28.
49. Тентюков М.П. Геохимия ландшафтов равнинных тундр (на примере Ямала и Большеземельской тундры). Сыктывкар: Изд-во Коми НЦ УрО РАН, 2010. 260 с.

50. Теория и практика химического анализа почв: практическое руководство / Под ред. Воробьевой Л.А. М.: ГЕОС, 2006. 400 с.
51. Умарова А.Б., Бутылкина М.А., Сусленкова М.М., Александрова М.С., Ежелев З.С., Хмелева М.В., Шхапацев А.К., Гасина А.И. Агрегатная структура естественных и пахотных почв разного генезиса: морфологические и реологические характеристики // Почвоведение. 2021. № 9. С. 1019–1032. <https://doi.org/10.31857/S0032180X21090136>
52. Федоров-Давыдов Д.Г., Губин С.В., Макеев О.В. Содержание подвижного железа и возможность оглеения в почвах Колымской низменности // Почвоведение. 2004. № 2. С. 158–170.
53. Хитров Н.Б., Герасимова М.И. Предлагаемые изменения в классификации почв России: диагностические признаки и почвообразующие породы // Почвоведение. 2022. № 1. С. 3–14. <https://doi.org/10.31857/S0032180X22010087>
54. Цомаева Е.В., Артемьева З.С., Засухина Е.С., Варламов Е.Б. Несиликатное железо минерально-ассоциированного органического вещества агро-черноземов разной локализации на склоне // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2023. Вып. 115. С. 54–86. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2023-115-54-86>
55. Чапыгина Н.В. Геохимия северотаежных ландшафтов и индикаторная роль железа: на примере Северодвинско-Мезенского междуречья. Дис. ... канд. геогр. наук. М., 2006. 153 с.
56. Чевычелов А.П., Алексеев А.А., Кузнецова Л.И. Магнитная восприимчивость мерзлотных почв лесной катены Центральной Якутии // Сибирский лесной журнал. 2021. № 2. С. 32–42. <https://doi.org/10.15372/SJFS20210203>
57. Шеуджен А.Х., Бондарева Т.Н., Гуторова О.А., Галай Н.С., Лебедовский И.А., Осипов М.А., Есипенко С.В. Содержание и состояние железа в черноземе выщелоченном Западного Предкавказья в условиях агрогенеза // Научный журнал КубГАУ. 2015. № 107. 17 с.
58. Элементарные почвообразовательные процессы: опыт концептуального анализа, характеристика, систематика. М.: Наука, 1992. 184 с.
59. Bascomb C.L. Distribution of pyrophosphate – extractable iron and organic carbon in soils of various groups // J. Soil Sci. 1968. V. 19. P. 251–268.
60. Gubin S.V., Lupachev A.V. Suprapermafrost horizons of the accumulation of raw organic matter in tundra cryozems of Northern Yakutia // Eurasian Soil Science. 2018. V. 51. P. 772–781. <https://doi.org/10.1134/S1064229318070049>
61. Gubin S.V., Lupachev A.V., Khodzhaeva A.K. Soils of Accumulative Coasts of the East Siberian Sea // Eurasian Soil Science. 2022. V. 55. P. 1173–1184. <https://doi.org/10.1134/S106422932209006X>
62. He L., Huang Y., Xie Z., Guan W., Zeng Y. Adsorption Characteristics of Iron on Different Layered Loess Soils // International Journal of Environmental Research and Public Health. 2022. V. 19. <https://doi.org/10.3390/ijerph192416653>
63. Jones E.L., Hodson A.J., Redeker K.R., Christiansen H.H., Thornton S.F., Rogers J. Biogeochemistry of low- and high-centered ice-wedge polygons in wetlands in Svalbard // Permafrost and Periglacial Processes. 2023. V. 34. P. 359–369. <https://doi.org/10.1002/ppp.2192>
64. Lupachev A.V., Gubin S.V. Soil formation and the underlying permafrost // Eurasian Soil Science. 2008. V. 41. P. 574–585. <https://doi.org/10.1134/S1064229308060021>
65. Lupachev A., Abakumov E., Gubin S. The influence of cryogenic mass exchange on the composition and stabilization rate of soil organic matter in Cryosols of Kolyma Lowland (North Yakutia, Russia) // Geosciences. 2017. V. 7. P. 24. <https://doi.org/10.3390/geosciences7020024>
66. Lupachev A.V., Gubin S.V., Gerasimova M.I. Problems of the Cryogenic Soils' Diagnostics in the Recent Russian Soil Classification System // Eurasian Soil Science. 2019. V. 52. P. 1170–1174. <https://doi.org/10.1134/S1064229319080106>
67. Lupachev A., Danilov P., Lodygin E., Tikhonravova Ya., Butakov V., Usacheva A., Ksenofontova M. Approaches for the complex assessment of polychemical pollution of permafrost-affected soils and the upper layer of permafrost // Environ. Monit. Assess. 2022. V. 194. P. 594. <https://doi.org/10.1007/s10661-022-10270-x>
68. Mehra O.P., Jackson, M.L. Iron Oxide Removal from Soils and Clay by a Dithionite-Citrate System Buffered with Sodium Bicarbonate // Clays and Clay Minerals. 1960. V. 7. P. 317–327. <http://dx.doi.org/10.1346/CCMN.1958.0070122>
69. Peng X., Yan X., Zhou H., Zhang Y.Z., Sun H. Assessing the contributions of sesquioxides and soil organic matter to aggregation in an Ultisol under long-term fertilization // Soil Till. Res. 2015. V. 146. P. 89–98.
70. Rudnick R., Gao S. Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry. Oxford. P. 1–51. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6>
71. Schwertmann U. Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironment // Iron in soils and clay minerals. V. 217. Dordrecht: Reidel, 1988. P. 267–308.
72. Tamm O. Method for the estimation of the inorganic compounds of the gel-complex in soils // Medd. Statens Skoysforsksanst. Stockholm, 2022. V. 19. P. 387–404.
73. Vodyanitskii Yu.N., Savichev A.T. Transformation of Fe-minerals in Hydromorphic Soils // Moscow University Soil Bulletin. 2020. V. 75. P. 1–7.

74. Vodyanitskii Yu.N., Savichev A.T. Analysis of heavy metals phases-carriers in soils // Annals of agrarian science. 2020. V. 18. P. 179–188.
75. Wu X., Wei Y., Wang J., Wang D., She L., Wang J., Cai C. Effects of soil physicochemical properties on aggregate stability along a weathering gradient // Catena. 2017. V. 156. P. 205–215.
76. Yao Y., Wang L., Peduruhewa J.H., Van Zwieten L., Gong L., Tan B., Zhang G. The coupling between iron and carbon and iron reducing bacteria control carbon sequestration in paddy soils // Catena. 2023. V. 223. P. 106937.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2023.106937>

Composition of Iron Compound Groups in the Russian Taiga and Tundra Permafrost Soils

**Yu. K. Vasil'chuk^a, A. P. Ginzburg^{b, c}, A. N. Gennadiev^a, N. A. Budantseva^a,
 A. C. Vasil'chuk^a,*, J. Yu. Vasil'chuk^a, and E. V. Terskaya^a**

^a*Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

^b*Institute of Physical, Chemical and Biological Problems of Soil Science of the Russian Academy of Sciences,
 Pushchino, Moscow region, 142290 Russia*

^c*Arctic Research Center, Salekhard, Yamal-Nenets autonomous district, 629007 Russia*

*e-mail: alla-vasilch@yandex.ru

The iron compound composition of permafrost-affected soils in tundra and taiga landscapes of the Russian permafrost was examined to determine soil and geochemical properties. Total iron concentrations were evaluated using the X-ray fluorescence method. The physical and chemical properties of soils and concentrations of silicate, non-silicate, crystallized, and organic matter-associated iron compounds were studied using standard methods. These soils were classified as cryometamorphic (Haplic Cryosols), cryozems (Turbic Cryosols), peat-cryozems (Histic Turbic Cryosols), gleezems (Reductic Gleysols), peat-gleezems (Histic Reductaqueous Cryosols), podzolic soils (Albic Retisols), podburs and podzols (Entic and Albic Podzols). The permafrost active layer's thickness in the soils ranged from 0.3 to 1.7 m, and deeper. On average, the total iron content ranged between 1.2 and 4.5, with the maximum reaching 10.2%. Silicate compounds presented up to 85% of the total iron due to the poor pedogenic transformation of the soil's mass. The non-silicate iron compound content did not exceed 1.2%. Their increased contents occurred morphologically in the upper mineral soil horizons as well as in the soils of the slope landscapes with ginger-red spots and interlayers. Increased lateral difference ratios from 1.1 to 2.3 demonstrated that supra-permafrost horizons at depths lower than 1 m have shown non-silicate iron compound accumulation, the concentrations of crystallized and organic matter-associated compounds were 0.6–0.8 and 0.2–0.4%, respectively. It was probably connected to the accumulation of organic matter, sorption by the clay particles, and reductive conditions above the permafrost horizon.

Keywords: permafrost, cryogenic processes in soils, iron distributions in soils, soil-geochemical catenae, Central Yakutia, Bolshezemelskaya tundra