

## ФРАКЦИОННО-ГРУППОВОЙ СОСТАВ ГУМУСА ПОЧВ ТУНДРОВОЙ ЗОНЫ ЕВРАЗИИ

Л.А. Фоминых, Б.Н. Золотарева, А.Л. Холодов, Л.Т. Ширшова

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,  
142290, Московская обл., Пушкино, ул. Институтская, 2, Россия, azol@issp.serpukhov.su*

Определен гуматно-фульватный тип гумуса модальных суглинистых почв равнин умеренно и экстраконтинентальных регионов тундровой зоны. В составе гумусовых веществ преобладают первая и третья фракции. Дифференциация гумусовых профилей контролируется распределением фракций ила и тонкой пыли. Установлены корреляционные связи между содержанием и составом гумусовых веществ.

*Гумус, гумусовые вещества, фракционный состав, тип гумуса, криолитозона*

### HUMUS-FRACTIONAL TYPE CONTENT OF SOILS OF THE EURASIAN TUNDRA ZONE

L.A. Fominykh, B.N. Zolotareva, A.L. Kholodov, L.T. Shirshova

*Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science RAS,  
142290, Moscow region, Pushchino, Institutskaya str., 2, Russia, azol@issp.serpukhov.su*

The humate-fulvat type of humus of modal loam soils in temperate and ultracontinental regions of tundra zone plains has been determined. The 1st and the 3rd fractions of humic substances predominate in humus composition. The differentiation of humic profiles is regulated by the content and distribution of silt and thin dust granulometric particles. The correlation between the humus content and the composition has been established.

*Humus, humic substances, type of humus, fraction composition, cryolithozone*

### ВВЕДЕНИЕ

Россия – самая большая арктическая страна мира. В умеренно континентальном секторе материковой части Арктики мерзлотные почвы захватывают тундровую зону и лесотундру, а массив мерзлотных земель в Сибири простирается от тундр североокеанского побережья до степей Забайкалья. Существующее разнообразие морфотипов почв мерзлотной области уже давно не укладывалось в концепцию зонального биоклиматического почвообразования. Было установлено, что ряд важных признаков и свойств современных (дневных) почв унаследованы от предшествующих этапов осадконакопления–почвообразования [Ковда и др., 1968; Соколов, 1980а,б; Самойлова, 1986; Глазовская, 1996, 1997, 2000; Гугалинская, 1997; Фоминых, 1997; Фоминых, Золотарева, 2004]. По типу экзогенеза геодермы суши рассматриваемые нами регионы относятся к мегаструктуре криогенного сектора [Соколов, 1997]. В предыдущих публикациях [Фоминых, 1995, 1997; Фоминых, Золотарева, 2004, 2005] показано, что современное педоразнообразие горно-равнинных ландшафтов мерзлотных областей Сибири и Севера определяется спектром криолитогенных и гляциогенных поверхностных толщ суглинистого состава разного генезиса (озерно-аллювиальных, делювиально-солифлюкционных, мерзлотного крипа, пролюви-

альных, моренных и др.), являющихся морфолитоогенной основой почв. Современная модель педоразнообразия в мерзлотной области и палеарктике представляется следующей схемой: *перигляциальный криолитоогенез* (формирование покровных толщ, т. е. спектра почвообразующих пород в современной криолитозоне) → *генетический тип отложений* и соответствующая ему форма рельефа, т. е. *геоморфотип* (тип местности) → *тип почвообразования* → *морфотип почв* → *почвенный профиль*. На этот литолого-геоморфологический и историко-эволюционный фон разных регионов криолитозоны накладывается в иерархии факторов еще и современный почвенный криогенез, усложняющая профильное сочетание признаков и общую картину географии почв, функционирующих в режиме сезонноталого слоя (СТС). Так, в районах, где мощность СТС около 0,5 м, а коэффициент увлажнения больше единицы, плакорное почвообразование на суглинках представлено криогидроморфными (глеевыми и неглеевыми, с признаками тиксотропии или без них) почвами. Там, где коэффициент увлажнения меньше единицы, горизонт близко подстилающей мерзлоты не льдистый и суглинистые почвы имеют мезоморфный облик. Другой аспект действия почвенного криогенеза – это (эпигенетическое) наложение крио-

генного моделирования различных генетических типов поверхностей процессами формирования микро-нанорельефа – геоморфологического каркаса “царства почвенных комплексов”. Разнообразие литолого-геоморфологических и мерзлотно-климатических условий, моделирующих водно-тепловой режим деятельного слоя плакорных поверхностей, создает многообразие почв в тундре.

Накопление гумуса в профиле тундровых почв связывается с процессами мерзлотной ретинизации, процессами криогенного массообмена с образованием органического вещества *in situ* из корневого опада, с унаследованностью от почвообразующей породы [Карваева, 1969; Игнатенко, 1979]. Имеющиеся экспериментальные материалы показывают, что для плакорных почв тундры характерны: 1) подстилкообразование и поверхностное гумусообразование при слабой интенсивности распада органических остатков и процессов гумификации [Барановская, 1952; Арчезова, 1972; Васильевская, 1980; Гришина, 1985]; 2) кислая реакция среды и фульватный состав гумуса; 3) слабый, преимущественно латеральный вынос небольшого количества элементов, мобилизованных при разложении опада и выветривании первичных минералов [Иванова, Польшцева, 1952; Карваева, 1969; Игнатенко, 1979].

Цель работы – исследование особенностей гумусообразования и состава гумусовых профилей модальных типов почв тундровой зоны в связи с изменением характеристик природной среды регионального и местного уровней.

### ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Природно-климатические характеристики районов исследований описывались ранее [Справочник..., 1967; Карваева, 1969; Фоминых, 1974; Саввинов, 1976; Андреев и др., 1978; Еловская и др., 1979; Игнатенко, 1979; Васильевская, 1980; Соколов, 1980а, б; Соколов, Градусов, 1981; Зверева, Игнатенко, 1983; Забоева и др., 1985; Тумель, Мудров, 1985]. Некоторые из них представлены в табл. 1. Материалы табл. 1 показывают, что существуют принципиальные отличия гидротермических условий в исследуемых регионах криолитозоны. Среди климатических характеристик, отвечающих за направленность и интенсивность почвенных процессов тундровой зоны, первостепенное значение имеют продолжительность и теплообеспеченность вегетационного периода, мощность СТС, температура, глубина залегания и характер льдистости подстилающей мерзлоты, в значительной мере определяющей степень увлажнения почв в теплое время года, и некоторые другие показатели. Существенны также различия показателей климата почв в пределах одного типа

Таблица 1. Мерзлотно-климатические характеристики разных регионов криолитозоны

Регион	Ландшафт	Глубина залегания многолетне-мерзлых пород, м	Среднегодовая температура, °С		Сумма температур (°С)/Число дней			Безморозный период, дни	Годовое кол-во осадков, мм	Коэффициент увлажнения	Период биол. активности, месяц
			воздуха	почвы	>0 °С	>5 °С	>10 °С				
Северо-восток европейской территории России	Южная тундра	0,8–1,2	-6,3	-1,5...-2,0	995/120–130	872/80–90	369/43	60–80	600	1,4–1,7	1,5
Кольмский регион	Арктическая тундра	0,5	-12,9	-8,8	370	200	0	<30	150–180	>1	–
	Типичная тундра	0,6	-10,6	-5,8	600	450	0	30–40(45)	200	>1	*
Западный склон плато Путорана	Южная тундра	1,0	–	–	–	–	–	–	200	>1	*
	Пригидровое редколесье	0,4–0,8	-9,7	–	–	80–90	540/60	69–86	500–600	>1,3	–

Примечание. Звездочка означает, что процессы накопления фитомассы и фенологическое развитие происходят раньше, чем в западных районах (по сравнению с Таймыром на 10–25 дней, с Восточноевропейской тундрой – на 15–25 дней).

местообитания, но различного положения в микро-нанорельефе [Буценко, 1985; Забоева и др., 1985].

Объектом изучения в данной работе являются плакорные почвы умеренно континентального (восток Большеземельской тундры) и экстраконтинентального (Колымская низменность) секторов Арктики. В умеренно континентальном секторе Арктики нами исследованы мерзлотные глееземы арктикотундры (окрестности пос. Амдермы) и поверхностно-элювиально-глеевые почвы (ПЭГ), начало изучения которых положено классическими работами Е.Н. Ивановой и О.А. Польшинцевой [1952]. ПЭГ занимают значительные площади ландшафтов кустарниковой южной тундры (окрестности г. Воркуты). Они характеризуются морфологически дифференцированным профилем с двумя уровнями оглеения в верхней части минеральной толщи (элювиально-глеевый горизонт) и в нижней части профиля (глубинно-глеевый горизонт), а также глубоким (около 2 м от поверхности) залеганием уровня многолетнемерзлых пород. Профиль ПЭГ дифференцирован по содержанию ила: верхние горизонты А0А1 и АЕГ имеют облегченный гранулометрический состав (табл. 2). Кислые в верхней полуметровой толще ( $pH_{\text{водн}} = 4,3-4,9$ ) почвы переходят в слабокислые с постепенным снижением актуальной кислотности вниз по профилю до значений  $pH_{\text{водн}} = 6,3$  (см. табл. 2). Снижение актуальной кислотности с глубиной происходит достаточно медленно и определяется свойствами почвообразующих и подстилающих пород. Покровные лёссовидные суглинки (Воркута) испытывают влияние подстилающей карбонатной морены. В краевых частях водоразделов при малой мощности покровного суглинка за счет криогенного подтягивания растворов в нижних частях профилей ПЭГ растет величина  $pH_{\text{водн}}$  [Градусов и др., 1979]. В подстилке, перегнойном и элювиально-глеевом горизонтах гидролитическая кислотность ( $H_r$ ) достигает высоких значений – 42, 20, 7 ммоль(+) на 100 г почвы соответственно. Подобное распределение  $H_r$  по профилю связано с распределением органического вещества как источника ионов водорода (H-ионов) и характерно практически для всех исследуемых почв. Это подтверждается высокими значениями коэффициентов корреляции ( $r$ ) между  $H_r$  и содержанием общего углерода ( $C_{\text{общ}}$ ), принимающими для описываемых почв значения от 0,935 до 0,990 (уровень значимости регрессионной модели  $p < 0,01$ ). Содержание в почвах обменных ионов  $Ca^{2+}$  и  $Mg^{2+}$  зависит от почвообразующей породы, однако отмечается и их значительное биогенное накопление в органогенных горизонтах тундровых почв. Содержание обменного иона  $Ca^{2+}$  колеблется

в профиле ПЭГ вблизи значения 13 ммоль/100 г, а в перегнойном и элювиально-глеевом горизонтах снижается до 6–7 ммоль/100 г, что определяется их облегченным гранулометрическим составом. Содержание обменного иона  $Mg^{2+}$  в профиле более стабильно – около 3 ммоль/100 г, за исключением подстилki, где отмечается биогенное накопление элемента. Насыщенность поглощающего комплекса ПЭГ увеличивается с глубиной из-за снижения потенциальной кислотности.

В экстраконтинентальном секторе Арктики на северо-востоке Якутии в ареале лёссово-ледовых и термокарстовых вторичных равнин (едом и аласов) изучался состав гумуса плакорных почв (криоземов и глееземов) разных частей пятнистой субарктической тундры. В ареале Чукочьей едомы в северной (мыс Чукочий) и средней частях субарктической тундры (бассейн р. Малая Коньковая) исследовался гумус почв нанокатерн криозема тундрового (неглеевой гидроморфной) почвы заросшего бугорка и примитивной почвы пятна-медальона). Криоземы имеют легкосуглинистый гранулометрический состав, пылеватый в северной части субарктики и пылевато-иловатый в средней части. Рассматриваемые криоземы отличаются распределением ила и частиц тонкой пыли. В северной части для криоземов характерно увеличение содержания фракции тонкой пыли вниз по профилю до границы СТС. В криоземах средней субарктики содержание ила понижено в надмерзлотных горизонтах, а минимум содержания частиц тонкой пыли приходится на среднюю часть профиля (см. табл. 2). Физико-химические показатели почв обоих профилей близки. Реакция почвенных суспензий в органогенных горизонтах кислая ( $pH_{\text{водн}} = 5,1$ ), а в минеральных может изменяться от слабокислой до слабощелочной ( $pH_{\text{водн}} = 6,6-7,9$ ). Отмечается биогенное накопление кальция и магния в горизонте А0А1. Вниз по профилю отмечено увеличение содержания аморфных соединений железа с максимальным его содержанием в слое надмерзлотной аккумуляции веществ (Аha). Пятна-медальоны представляют собой не измененную современным почвообразованием породу (покровный слой) с восходящим движением растворов. Их профиль характеризует слабощелочную реакцию среды в северных форпостах субарктической тундры и слабокислую на юге; довольно монотонными являются профили  $pH_{\text{водн}}$ , обменных катионов и аморфного железа. Слой надмерзлотной аккумуляции веществ Аha, как и поверхностная корочка, отличается относительно небольшим накоплением органического вещества, обменных катионов и оксалатного железа ( $Fe_2O_3$ ).

Исследования глееземов проведены в арктическом и субарктическом регионах тундры.

ФРАКЦИОННО-ГРУППОВОЙ СОСТАВ ГУМУСА ПОЧВ ТУНДРОВОЙ ЗОНЫ ЕВРАЗИИ

Таблица 2. Физико-химические характеристики современных тундровых почв

Горизонт	Интервал глубин горизонтов, см	pH <sub>водн</sub>	H <sub>r</sub>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Ил	Тонкая пыль
			ммоль(+)/100 г			%		
<b>Умеренно континентальный сектор тундровой зоны</b>								
<i>Поверхностно элювиально-глеевые почвы</i>								
A0	0–7	4,50 ± 0,11	42,50	13,10 ± 4,08	7,80 ± 1,32	0,70 ± 0,34	–	–
A0A1	3–19	4,70 ± 0,17	19,90 ± 4,18	6,20 ± 2,75	3,40 ± 0,86	1,20 ± 0,29	7	9
Eg	8–32	5,20 ± 0,12	6,90 ± 1,26	7,20 ± 2,19	3,10 ± 1,17	1,20 ± 0,11	14	7
B1	29–60	5,70 ± 0,06	3,70 ± 0,54	12,90 ± 1,21	2,20 ± 0,84	1,20 ± 0,23	23	7
B2	41–90	6,30 ± 0,30	2,50 ± 0,11	13,60 ± 1,14	4,80 ± 0,98	1,30 ± 0,26	22	8
BCg	70–120	6,50 ± 0,13	2,20 ± 0,03	14,00 ± 0,73	3,70 ± 0,03	1,00 ± 0,03	17	10
<i>Глееземы арктической тундры (нанолакоры)</i>								
A0A1	0–9	5,50 ± 0,20	12,50 ± 4,17	18,10 ± 2,83	7,10 ± 1,84	–	–	–
A1	5–18	5,90 ± 0,26	4,90 ± 0,43	11,10 ± 1,03	7,80 ± 1,33	0,9	7	7
B1G	11–27	6,60 ± 0,10	2,50 ± 0,43	9,40 ± 0,90	5,80 ± 0,57	0,6	8	11
B2G	25–42	7,00 ± 0,30	2,20 ± 0,67	11,50 ± 0,33	1,80 ± 0,06	0,8	19	9
2A1	37–42	7,40	1,20	21,60	1,60	0,9	–	–
BCG	38–55	7,20 ± 0,26	1,50 ± 0,33	9,90 ± 1,23	5,60 ± 0,33	0,9	–	–
<b>Экстраконтинентальный сектор тундровой зоны</b>								
<i>Глееземы</i>								
Нанолакоры								
A0	0–8	5,10 ± 0,11	11,0	26,10	8,70	0,30 ± 0,06	–	–
A0A1	3–11	5,10 ± 0,46	6,0	6,40 ± 0,17	4,40 ± 0,35	0,90 ± 0,17	8	21/7*
B1G	10–20	5,70 ± 0,35	4,9	6,60 ± 0,35	3,90 ± 0,11	1,10 ± 0,29	8/14*	20/16*
B2G	20–40	5,60 ± 0,29	6,0	7,00 ± 0,69	4,00 ± 0,40	1,30 ± 0,35	11/19*	16/15*
BCG	40–55	5,40 ± 0,06	4,3	6,00	4,00	1,12	16	7
Почвы пятен-медальонов								
K	0–2	5,40 ± 0,99	3,50	9,10 ± 5,23	7,70 ± 3,75	1,50	–	–
ABg	2–9	5,40 ± 1,02	5,40	6,70 ± 1,00	5,00 ± 1,41	0,90 ± 0,51	12 ± 2	14 ± 3
B1g	10–25	5,80 ± 0,44	5,80 ± 0,42	6,40 ± 1,85	3,90 ± 0,80	1,50 ± 0,26	15 ± 4	15 ± 3
B2g	25–35	5,70 ± 0,32	4,80	6,80 ± 0,78	4,10 ± 1,06	1,60 ± 0,63	16 ± 3	14 ± 4
Aha	26–40	6,10	5,50	10,80	3,70	1,00	5	17
BCg	40–55	5,70 ± 0,64	4,30	6,90 ± 1,50	3,70 ± 0,85	1,40 ± 0,24	16 ± 4	15 ± 3
<i>Криоземы</i>								
Бугорки								
A0	0–2	5,10 ± 0,37	6,70 ± 3,85	20,90 ± 6,20	10,90 ± 6,90	0,50 ± 0,40	–	–
A1	2–9	5,40 ± 0,90	10,40 ± 7,30	9,80 ± 2,50	4,80 ± 1,50	1,30 ± 0,51	1/13*	4/11*
B1f	9–19	6,00 ± 0,35	4,71 ± 2,01	7,50 ± 2,06	4,80 ± 0,58	1,60 ± 0,56	3/13*	9/7*
B2	17–38	6,60 ± 0,52	2,30 ± 1,29	6,00 ± 0,26	3,70 ± 0,15	1,60 ± 0,70	6/11*	13/9*
B3C	35–50	6,80 ± 0,93	2,00 ± 1,49	5,00 ± 2,76	4,20 ± 0,87	1,60 ± 0,44	4/9*	14/16*
Aha	43–48	4,50	17,60	15,50	5,10	2,00	3	14
Почвы пятен-медальонов								
K	0–1	7,40 ± 0,29	1,10 ± 0,46	8,20 ± 0,81	4,80 ± 0,06	1,50 ± 0,17	11 ± 5	16 ± 1
B1f	2–10	6,40 ± 0,35	2,40 ± 0,81	7,00 ± 0,00	3,60 ± 0,06	1,40 ± 0,06	3/18*	16/9*
B2	10–30	6,60 ± 0,40	2,00 ± 0,11	7,50 ± 0,29	3,40 ± 0,23	1,40 ± 0,23	5/13*	12 ± 2
Aha	30–40(50)	6,70 ± 0,63	1,25 ± 0,63	12,00	8,00	1,90	3/9*	15
<i>Подбуры песчаные</i>								
A1	2–15	6,70 ± 0,06	1,7	2,20 ± 0,23	1,40 ± 0,09	0,70 ± 0,11	3	0
B1	10–40	6,20	1,5	3,00	2,40	0,60	3	1
2A1	30(60)–40(70)	5,80 ± 0,49	–	2,70 ± 0,85	2,00 ± 0,53	0,80 ± 0,05	3	1
G	22–100	5,50 ± 0,06	–	1,50 ± 0,15	1,30 ± 0,13	1,00 ± 0,09	5	1
3A1	100–120	5,80 ± 0,10	–	3,40 ± 0,57	2,60 ± 0,24	1,10 ± 0,01	9	6
4A1	120–140	5,35 ± 0,04	–	1,60 ± 0,53	1,20 ± 0,55	0,70 ± 0,11	5	1
BCg	140–180	6,32 ± 0,23	–	1,70 ± 0,45	1,40 ± 0,20	0,70 ± 0,21	3	1
C	200–210	6,55	–	2,20	1,60	0,93	3	1

\* Первая цифра – содержание фракции в почвах северной, вторая – в почвах средней (южной) частей субарктической тундры.

Примечание. Прочерк – не определяли; ± – стандартное отклонение.

В арктическом регионе исследованы глееземы, сформировавшиеся на легко- и среднесуглинистых отложениях речных и озерных террас в условиях кислой и слабокислой реакции почвенного раствора верхних горизонтов, сменяющейся на слабокислую–щелочную в минеральных слоях. Насыщенность поглощающего комплекса почвенного профиля катионами достигает 90 % при сумме обменных катионов 16–25 ммоль/100 г. В субарктической тундре исследования глееземов проведены в нанокатенах по профилю почвы наноплакоров и зарастающих пятен древних аласов м. Чукочий и бассейна среднего течения р. Алазея (север и южная окраина субарктической тундры). Глееземы обоих аласов имеют тяжелосуглинистый гранулометрический состав, но различаются содержанием илстых частиц и распределением частиц тонкой пыли (см. табл. 2). Актуальная кислотность ниже в глееземах северной субарктики, где  $pH_{\text{водн}}$  колеблется в пределах 5,7–6,0 и характеризует слабокислую реакцию среды. Глееземы южной субарктики имеют кислую реакцию среды с  $pH_{\text{водн}} = 4,5–5,3$ . Для субарктических глееземов характерна высокая потенциальная кислотность профиля. Сумма обменных катионов кальция и магния в почвенном поглощающем комплексе глееземов не превышает 10–12 ммоль/100 г, с более высокой долей иона  $Mg^{2+}$  в глееземах северной части субарктики. Биогенное накопление кальция и магния отмечено для органогенных горизонтов глееземов обоих типов местообитаний, так же как и увеличение вниз по профилю содержания аморфного железа.

В долине низовий Колымы на плакорах песчаной равнины Халлерчинской тундры исследованы маломощные неглеевые мерзлотные подбуры (ПБ). Песчаные ПБ характеризуются слабокислой реакцией среды в почвенном профиле и имеют слаборазвитый ненасыщенный обменный комплекс (см. табл. 2).

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Для изучения качественного состава гумуса проанализировано 30 почвенных разрезов на плакорах разного типа. В разрезах нанокатен глееземов и криоземов индивидуальные пробы отбирались на бугорке и пятне. Содержание и качественный состав гумуса определены по методу И.В. Тюрина и В.В. Пономаревой, Т.А. Плотниковой [1980]. Для сравнительной оценки гумусного состояния почв использовалась система показателей, предложенная Д.С. Орловым и О.Н. Бирюковой [2005]: 1) соотношение углерода гуминовых и фульвокислот ( $C_{ГК}/C_{ФК}$ ), определяющее тип гумуса и являющееся мерой глу-

бины гумификации органического вещества; 2) отношение углерода гуминовых кислот к общему углероду ( $C_{ГК}/C_{\text{общ}}$ ) как показатель степени гумификации органического вещества; 3) содержание гумусовых веществ ( $C_{ГВ} = C_{ГК} + C_{ФК}$ ) как характеристика растворимости органического вещества и содержание негидролизуемого остатка (НО), рассматриваемого как пул органического вещества, потенциально доступного для трансформации.

Результаты исследований в виде статистической характеристики фракционно-группового состава гумуса почв приведены в табл. 3, на рис. 1–4 представлены характеристики отдельных почвенных разрезов.

#### Поверхностно-элювиально-глеевые почвы.

В описываемых почвах высокое содержание гумуса в перегнойно-аккумулятивном горизонте резко уменьшается в минеральной части профиля (табл. 3, рис. 1, 1). Степень гумификации органического вещества средняя, состав гумуса – гумино-фульватный в горизонте А0, фульватный в остальной части профиля [Орлов, Бирюкова, 2005]. Это может быть связано с переувлажненностью профиля в течение всего теплого периода (см. табл. 1) и относительно невысокой микробиологической активностью [Игнатенко, 1979]. Растворимость органического вещества высокая, в отдельных профилях содержание гумусовых веществ (ГВ) доходит почти до 100 % (рис. 2, 1). Гуминовые кислоты (ГК) представлены всеми фракциями с преобладанием свободных гуминовых кислот ( $ГК_1$ ) и гуминовых кислот, прочно связанных с минеральной основой почв ( $ГК_3$ ), в верхней части профиля (см. табл. 3). Близкое подстиление рассматриваемого почвенного профиля карбонатной мореной обуславливает снижение кислотности, как показано выше, и увеличение доли гуминовых кислот, связанных с кальцием ( $ГК_2$ ), в составе гумуса нижней части профиля в сравнении с ПЭГ на более мощных покровных суглинках в центральной части водоразделов [Игнатенко, 1979]. Между этими показателями существует тесная зависимость, определяемая коэффициентом корреляции  $r = 0,928$ . В группе фульвокислот (ФК) по всему профилю ПЭГ преобладают агрессивная и лабильная (1а+1) фракции (см. табл. 3). Распределение в профиле ГК коррелирует с распределением илстых частиц. Характер и теснота связи различаются для отдельных фракций ГК: тесные прямые связи с илом имеет  $ГК_2$ , очень тесные обратные –  $ГК_3$ , наиболее слабые связи характерны для  $ГК_1$  (см. рис. 3, 1).

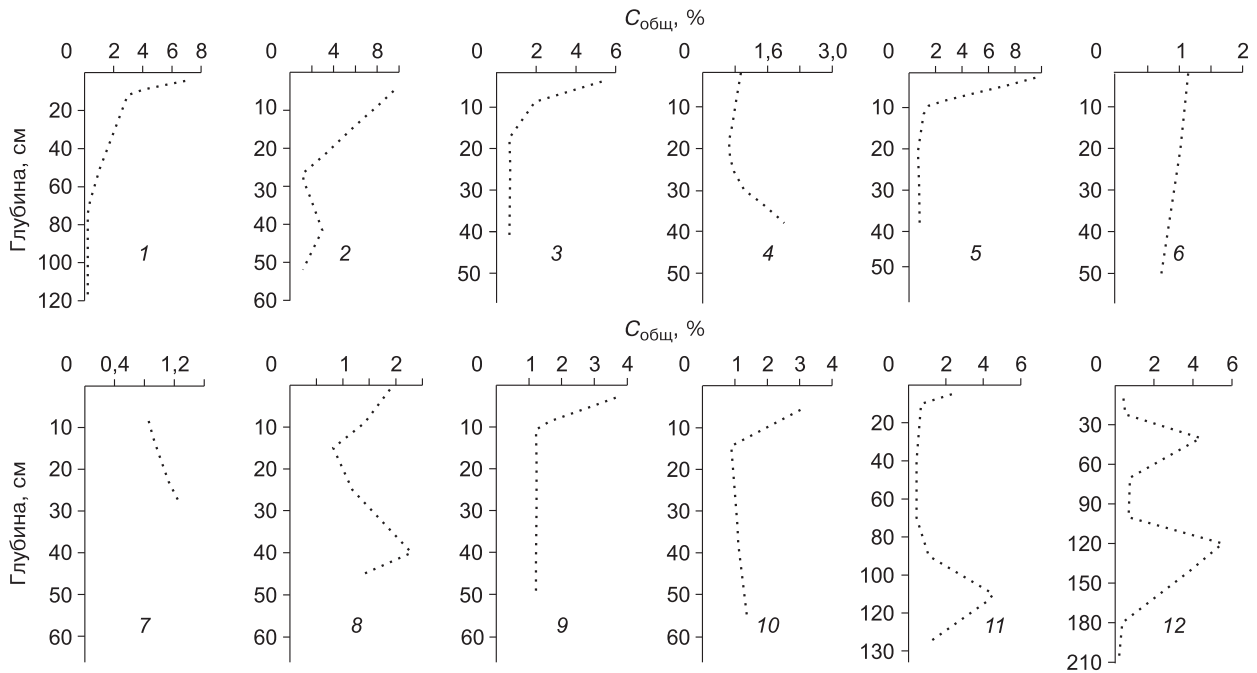
**Криоземы.** Распределение гумуса в коротких профилях криоземов носит ярко выраженный аккумулятивный характер с максимумом содержания в горизонте А0А1, которое резко умень-

ФРАКЦИОННО-ГРУППОВОЙ СОСТАВ ГУМУСА ПОЧВ ТУНДРОВОЙ ЗОНЫ ЕВРАЗИИ

Таблица 3. Состав гумусовых веществ основных типов тундровых почв (% от С<sub>общ</sub>)

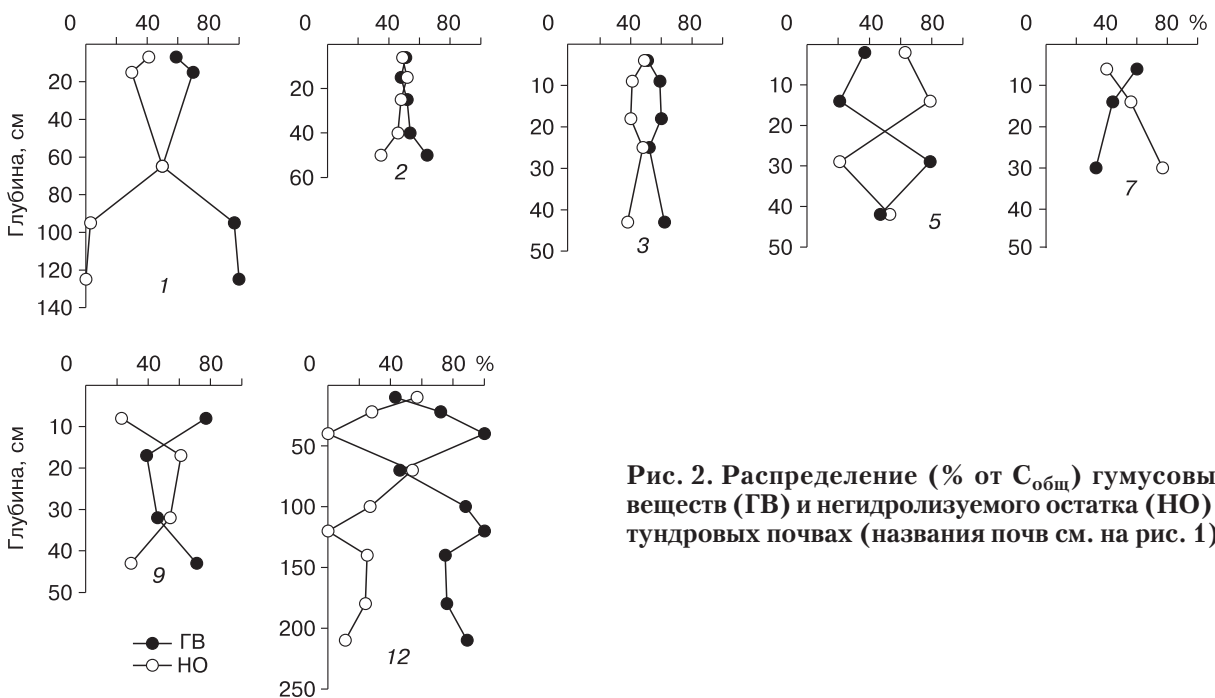
Горизонт	С <sub>общ</sub> , %	Гуминовые кислоты*			Фульвокислоты*				С <sub>ГК</sub> /С <sub>ФК</sub>	Негидро-лиземый остаток*
		1	2	3	1а	1	2	3		
<b>Поверхностно-элювиально-глеевые почвы (5 разрезов)</b>										
A0	39,98 ± 6,58	10 ± 5	1 ± 1	4 ± 3	2,0 ± 0,2	6,0 ± 0,6	4,0 ± 0,7	6 ± 1	0,83 ± 0,37	67 ± 7
AEg	3,03 ± 3,37	9 ± 4	2,0 ± 0,5	6 ± 5	6 ± 2	15 ± 1	4 ± 3	9 ± 3	0,50 ± 0,32	49 ± 6
B	0,92 ± 0,72	9 ± 4	5 ± 7	7 ± 4	9 ± 6	14 ± 3	7 ± 5	9 ± 2	0,54 ± 0,14	40 ± 15
BCg	0,26 ± 0,11	6 ± 5	6 ± 9	4 ± 2	8 ± 6	9 ± 7	8 ± 4	9 ± 4	0,47 ± 0,35	50 ± 24
C	0,24 ± 0,08	4 ± 1	14 ± 19	9 ± 11	10 ± 6	6 ± 2	12 ± 9	8 ± 3	0,75 ± 0,53	37 ± 7
<b>Глееземы арктической тундры (3 разреза)</b>										
A1	9,37	2	0,5	12	3	7	17	9	0,41	49
B1G	1,48 ± 0,22	6 ± 1	7 ± 2	9 ± 2	3,0 ± 0,5	9 ± 2	3,0 ± 0,5	7 ± 2	0,97 ± 0,05	52 ± 7
B2G	1,36 ± 0,27	4,0 ± 0,5	7,0 ± 0,5	7,0 ± 0,5	5 ± 0	5 ± 5	9 ± 9	6,0 ± 0,5	0,77 ± 0,10	53 ± 3
2A1	3,03	2	10	11	1	7	14	8	0,75	46
BCG	0,54 ± 0,00	5 ± 0	12 ± 1	13 ± 1	2 ± 1	3 ± 1	10 ± 1	8 ± 4	1,39 ± 0,24	43 ± 8
<b>Глееземы субарктической тундры</b>										
<i>Наноплакеры и задернованные склоны (10 разрезов)</i>										
A0	37,25 ± 7,76	9 ± 3	7 ± 2	18 ± 2	3 ± 1	9 ± 3	9 ± 6	15 ± 6	0,92 ± 0,22	29 ± 21
A0A1	4,99 ± 4,39	9 ± 6	4 ± 2	12 ± 6	5 ± 2	14 ± 9	9 ± 3	10 ± 6	0,66 ± 0,24	37 ± 10
B1G	1,34 ± 0,34	6 ± 4	6 ± 4	11 ± 5	4 ± 2	10 ± 5	8 ± 5	9 ± 6	0,74 ± 0,19	46 ± 10
B2G	1,01 ± 0,27	8 ± 6	8 ± 6	7 ± 6	4 ± 2	12 ± 10	13 ± 0	7 ± 5	0,64 ± 0,27	41 ± 12
BCG	1,17 ± 0,21	6 ± 7	6 ± 2	14 ± 3	5 ± 1	7 ± 5	12 ± 5	13 ± 6	0,79 ± 0,11	37 ± 9
<b>Пятна-медальоны (3 разреза)</b>										
K	2,02 ± 0,19	3 ± 3	11 ± 9	4,0 ± 0,2	1,0 ± 0,7	7 ± 9	11 ± 15	8 ± 3	0,49 ± 0,01	45 ± 19
ABg	2,21 ± 1,13	9 ± 2	1 ± 2	6 ± 1	4,0 ± 0,5	12 ± 5	4 ± 5	6 ± 1	0,61 ± 0,19	58 ± 6
B1g	0,96 ± 0,19	10 ± 2	2 ± 2	5 ± 1	6,0 ± 0,8	18 ± 7	1 ± 1	5 ± 1	0,57 ± 0,24	53 ± 6
B2g	1,16 ± 0,11	8 ± 2	5 ± 3	3 ± 1	4 ± 2	13 ± 8	3 ± 4	3 ± 1	0,69 ± 0,28	61 ± 5
Aha	2,30	10	6	4	3	16	0,4	7	0,77	54
BCg	1,48 ± 0,11	8,0 ± 0,1	2 ± 1	6 ± 3	2 ± 2	11 ± 12	4 ± 6	5 ± 3	0,73 ± 0,32	62 ± 3
<b>Криоземы</b>										
<i>Бугорки и задернованные склоны (3 разреза)</i>										
A1	4,98 ± 4,27	8 ± 2	5 ± 1	6 ± 2	4 ± 3	9 ± 1	3 ± 3	6 ± 6	0,86 ± 0,56	59 ± 10
B1f	1,57 ± 0,40	11 ± 4	4 ± 3	7 ± 4	5 ± 2	13 ± 3	9 ± 3	10 ± 3	0,59 ± 0,16	41 ± 22
B2	0,66 ± 0,00	14 ± 4	0	6 ± 1	11 ± 4	7 ± 10	13 ± 6	17 ± 1	0,42 ± 0,00	32 ± 13
B3C	0,74 ± 0,06	4 ± 2	4 ± 0	10 ± 8	3 ± 0	15 ± 17	5 ± 7	8 ± 3	0,58 ± 0,49	51 ± 3
Aha	0,65	5	11	12	3	11	11	9	0,82	38
<b>Пятна-медальоны (2 разреза)</b>										
K	0,94	6	2	8	2	17	0	5	0,67	60
B1f	0,98 ± 0,23	7 ± 3	4 ± 3	3 ± 4	7 ± 7	17 ± 3	1 ± 1	7 ± 1	0,44 ± 0,30	54 ± 9
B2	0,86 ± 0,21	8 ± 4	4 ± 3	6 ± 4	4,0 ± 0,5	9 ± 3	1 ± 1	6 ± 3	0,90 ± 0,44	62 ± 7
Aha	1,51 ± 1,11	8 ± 9	12 ± 14	5 ± 2	4 ± 4	10 ± 9	1 ± 2	5,0 ± 0,9	1,03 ± 0,66	55 ± 37
<b>Подбуры (3 разреза)</b>										
A1	1,57 ± 2,01	17 ± 5	2 ± 3	9 ± 7	5,0 ± 0,6	9 ± 8	3 ± 3	5 ± 1	1,27 ± 0,46	50 ± 6
B1	0,59 ± 0,19	15 ± 5	5 ± 6	7 ± 7	10 ± 7	15 ± 5	6 ± 8	7 ± 2	0,71 ± 0,23	35 ± 17
2A1	1,74 ± 2,30	27 ± 8	0	13 ± 2	7 ± 1	23 ± 10	14 ± 14	10 ± 7	0,74 ± 0,10	6 ± 12
G	0,86 ± 0,17	26 ± 14	0	19 ± 17	6 ± 3	23 ± 23	9 ± 0	10 ± 4	0,94 ± 0,68	5 ± 23
3A1	5,03 ± 0,71	44 ± 19	0	12 ± 11	6,0 ± 0,2	13 ± 13	9 ± 0	7 ± 1	1,60 ± 2,05	9 ± 0
4A1	2,48 ± 2,01	22 ± 11	0	9 ± 3	8 ± 1	11 ± 4	6 ± 0	11 ± 11	0,86 ± 0,56	33 ± 9
BCg	0,34 ± 0,05	10 ± 15	5 ± 7	11 ± 11	19 ± 4	4 ± 6	2 ± 3	7 ± 4	0,81 ± 0,42	42 ± 28
C	0,19	21	0	21	15	0	5	26	0,90	12

\* Приведены средние значения ± стандартное отклонение.



**Рис. 1. Содержание гумуса в профиле тундровых почв.**

Умеренно континентальный сектор: 1 – поверхностно-элювиально-глеевая, южная тундра; 2 – глеезем арктической тундры. Экстраконтинентальный сектор: 3 – криозем северной субарктики, бугорок; 4 – пятно-медальон там же; 5 – криозем средней подзоны субарктики, бугорок; 6 – пятно-медальон там же; 7 – глеезем северной субарктики, наноплакор; 8 – пятно-медальон там же; 9 – глеезем, юг субарктики, наноплакор; 10 – пятно-медальон там же; 11 – подбур севера Халлерчинской тундры, низкая терраса; 12 – подбур, высокая терраса.



**Рис. 2. Распределение (% от  $C_{общ}$ ) гумусовых веществ (ГВ) и негидролизующего остатка (НО) в тундровых почвах (названия почв см. на рис. 1).**

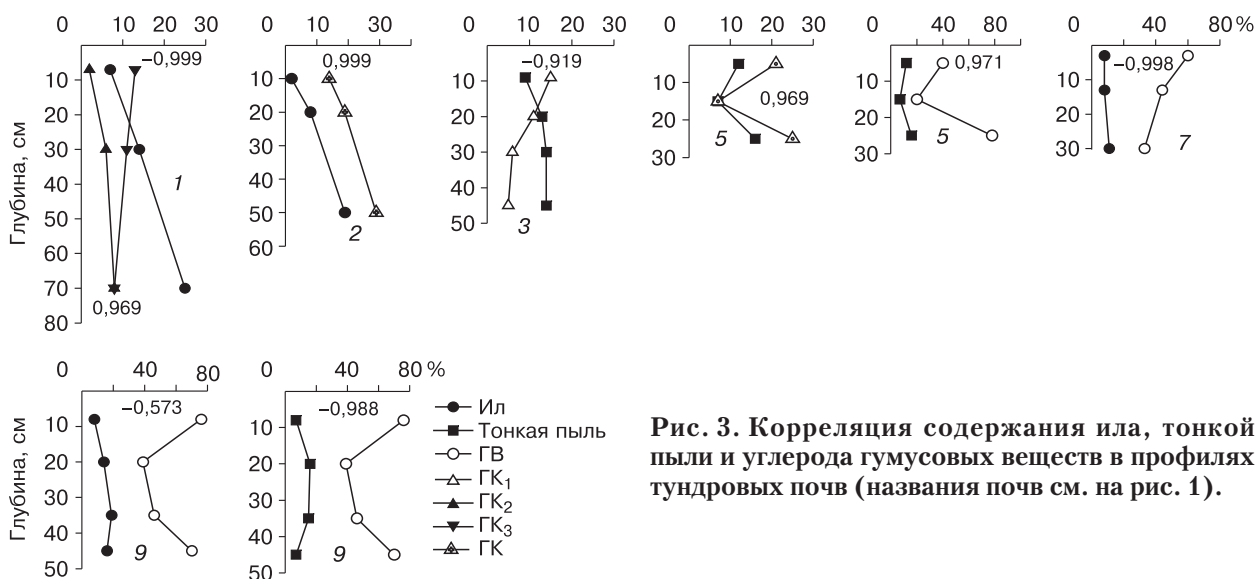


Рис. 3. Корреляция содержания ила, тонкой пыли и углерода гумусовых веществ в профилях тундровых почв (названия почв см. на рис. 1).

шается в горизонте В1 и далее постепенно снижается (см. табл. 3, рис. 1, 3, 5). Степень гумификации органического вещества слабая. Тип гумуса криоземов северной части субарктики очень фульватный в верхних горизонтах и гуматно-фульватный в минеральных горизонтах, криоземов средней части – гуматный в перегнойном слое и очень фульватный в минеральной части профиля. Основные компоненты ГВ представлены всеми фракциями. В составе гумусовых веществ криоземов преобладают подвижные ГВ фракции 1, на 60–80 % состоящие из ФК (см. табл. 3). Очень высокая растворимость органического вещества (около 60 % от  $C_{\text{общ}}$ ) и равномерное распределение ГВ в криоземах севера субарктики сменяется очень низкой растворимостью и слабой степенью гумификации органического вещества в криоземах средней полосы субарктики с содержанием НО от 63 до 79 % от  $C_{\text{общ}}$  (см. рис. 2, 3, 5). Растворимость гумуса, распределение ГВ и НО в профилях описываемых почв тесно связаны с содержанием и распределением ила и частиц тонкой пыли, а также с глубиной залегания кровли многолетней мерзлоты (см. рис. 3, 3, 5). В горизонте надмерзлотной аккумуляции Аha в северных криоземах увеличивается содержание ГВ и расширяется отношение  $C_{\text{ГК}}/C_{\text{ФК}}$ . Тип гумуса – гуматно-фульватный. В данном случае можно говорить о специфическом характере образования субгоризонта, связанном с миграцией растворов из органогенных горизонтов по межбугорковым трещинам к подошве мерзлоты, растеканием над мерзлотным водупором и последующей дегидратацией и коагуляцией дисперсных гумусовых систем в осенне-зимний период [Караева, 1969; Арчегова, 1979; Плотнокова, Орлова,

1992]. Этот процесс внутрпочвенного гумусонакопления – образования горизонта Аha – дополняет “насосный” характер функционирования пятен-медальонов, обуславливающий возвратное перемещение (подтягивание) и внутрпочвенное закрепление части растворенных ГВ вверх по профилю в начале сезонного промерзания почв.

Примитивные почвы пятен-медальонов отличаются от нанопрофилей криоземов отсутствием органогенного горизонта, слабой степенью гумификации органического вещества и ярко выраженной надмерзлотной аккумуляцией гумуса с расширением отношения  $C_{\text{ГК}}/C_{\text{ФК}}$ , что связано с криогенной денатурацией дисперсных гумусовых кислот, вызванной высокой контрастностью термического режима в профиле пятен-медальонов, прежде всего с более жесткими условиями промерзания, чем под соседними задернованными поверхностями (см. табл. 3, рис. 1, 4).

**Глееземы.** Процессы гумусообразования в глееземах Восточноевропейской арктикотундры протекают на фоне слабокислой реакции среды, достаточно насыщенной основаниями. Органогенный слой образуют небольшой мощности хорошо разложившаяся подстилка и незначительной мощности перегнойный горизонт с очень высоким содержанием гумуса (см. табл. 3). Минеральная часть профиля имеет меньшее содержание гумуса с монотонным распределением  $C_{\text{общ}}$  вплоть до горизонта ВСg (см. рис. 1, 2). Ведущим компонентом среди основных групп ГВ являются ФК, что и определяет тип гумуса как фульватный (см. табл. 3). В надмерзлотном слое расширяется отношение  $C_{\text{ГК}}/C_{\text{ФК}}$ , что является следствием трансформации дисперсных ГВ в жестких условиях промерзания (см. рис. 2, 2 и рис. 3, 2).



Глееземы севера и юга субарктики имеют разнотипные гумусовые профили наноплакоров (см. рис. 1, 7, 9 и рис. 2, 7, 9). Содержание гумуса в горизонте А1 изменяется от малого до среднего уровня, в глееземах южной части оно выше, в минеральных горизонтах содержание гумуса низкое, равномерно распределенное вплоть до горизонта надмерзлотной аккумуляции. В надмерзлотном слое глееземов северной части субарктики отмечено увеличение содержания  $C_{\text{общ}}$  (см. рис. 1, 7). Степень гумификации органического вещества слабая на севере, увеличивается до высокой на юге. Тип гумуса очень фульватный в глееземах северной и гуматно-фульватный в глееземах южной части Колымской субарктики. Гумусовый профиль формируют свободные гумусовые кислоты фракции 1, составляющие около 70 % в сумме ГВ (см. табл. 3). В северных глееземах растворимость органического вещества резко снижается с глубиной с одновременным увеличением содержания негидролизуемого остатка. В глееземах южной субарктики содержание ГВ минимально, а НО максимально в средней части профиля (см. рис. 2, 7, 9). Уменьшение растворимости ГВ вниз по профилю глееземов северной части Колымской тундры связано с увеличением содержания ила, нарастанием контрастности термического режима и противоположно распределению  $C_{\text{общ}}$ . Дифференциация гумусового профиля глееземов южной части субарктики также связана с распределением илистой фракции, содержание которой, как показано выше, максимально в средней части профиля (см. рис. 2, 9). Отсутствие дифференциации гумусовых профилей считалось характерным признаком глееземов [Игнатенко, 1975, 1979]. Изложенный материал расширяет представление о типах гумусовых профилей описываемых почв в разных секторах Арктики.

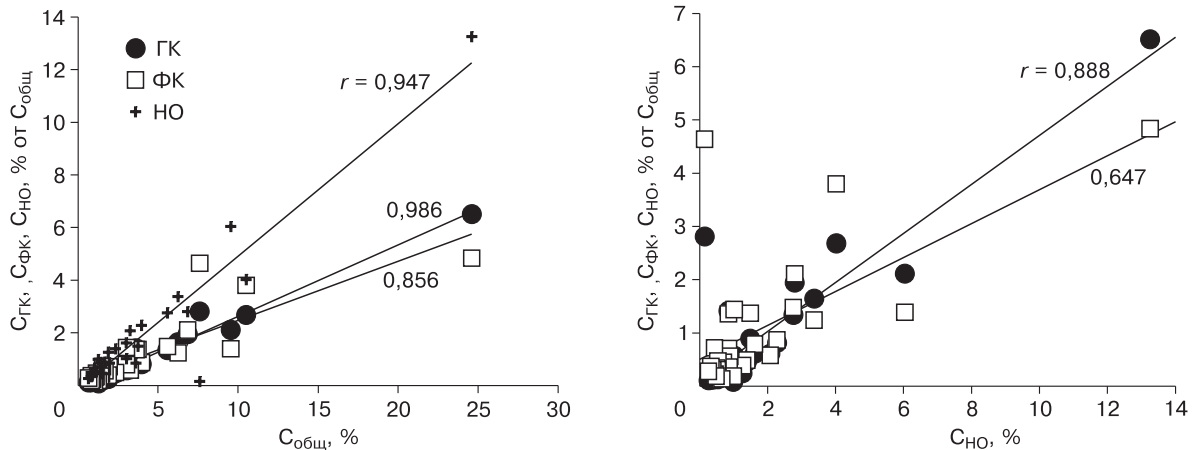
Состав гумуса пятен-медальонов отличается от глееземов наноплакоров меньшей растворимостью и слабой степенью гумификации органического вещества в профиле, преобладанием ФК во фракциях 1 и 3 гумусовых кислот (см. табл. 3, рис. 1, 8, 10 и рис. 2, 8, 10).

**Подбуры песчаные.** Содержание гумуса в органогенно-аккумулятивных горизонтах песчаных ПБ очень малое (см. табл. 3, рис. 1, 11, 12). Степень гумификации органического вещества средняя–высокая при низкой растворимости образующихся ГВ в перегнойных горизонтах, где содержание НО достигает 57–66 % (см. табл. 3, рис. 3, 12). Основная масса гумусовых веществ представлена в виде свободных (фракция 1) или прочно связанных с глинистыми минералами (фракция 3) гуминовых и фульвокислот. Тип гумуса фульватно-гуматного состава в горизонте А1. Практически это единственный показатель, не

считая полигенетичности профиля, по которому ПБ Халлерчинской тундры отличаются от ПБ Европейского Северо-Востока [Игнатенко, 1979], имеющих устойчивый фульватный состав гумуса. Серии темноцветных, погребенных в профиле описываемых ПБ, почвенных горизонтов отличаются более высоким содержанием гумуса, высокой степенью гумификации органического вещества и низким содержанием НО, широким отношением  $C_{\text{ГК}}/C_{\text{ФК}}$ , что свидетельствует об иных условиях почвообразования на плакорах Халлерчинской тундры 4100–4500 лет назад [Фоминных и др., 1986].

Представленный экспериментальный материал в целом показал, что различия гидротермических условий в пределах отдельных районов тундры определяют разную выраженность количественных показателей гумусного состояния. Содержание гумуса в верхних органогенных и органоминеральных горизонтах изменяется от высокого (ПЭГ, криоземы, арктические глееземы) до среднего и низкого (глееземы субарктики) и очень малого (подбуры). Минеральная часть профилей исследуемых почв имеет низкое и очень малое содержание гумуса. Все автономные суглинистые почвы характеризуются фульватным типом гумуса, о чем свидетельствует отношение  $C_{\text{ГК}}/C_{\text{ФК}}$ , с преобладанием в его составе фракций 1 и 3. Наиболее упрощенные по строению и более подвижные  $\text{ГК}_1$  (связанные с полуторными оксидами) составляют основную часть гумусовых веществ в группе ГК. Эти особенности органического вещества тундровых почв позволили предположить, что процессы гумусообразования в них останавливаются на начальных стадиях формирования специфических слабополимеризованных соединений [Гришина, Тодорова, 1970; Гришина, 1971, 1985; Гришина, Вирченко, 1973]. По характеру распределения гумусовых веществ простые профили исследуемых почв делятся на две группы: 1) с постепенным уменьшением содержания ГК и ФК в глубь профиля при возможной незначительной надмерзлотной аккумуляции ГВ; 2) с отчетливо выраженной дифференциацией профиля. Сложные гумусовые профили являются би(поли)модальными по распределению ГВ. Показана многообразная роль литогенной основы как системы минеральных матриц в гумусообразовании: на субстантивном уровне она контролирует растворимость и распределение гумуса и его фракций, на физико-химическом – фракционирование гумуса и дисперсии состава.

Множественная регрессия между содержанием  $C_{\text{общ}}$  в почвах как зависимой переменной и содержанием отдельных компонентов в качестве независимых переменных факторов привела к значимой модели, объясняющей 99 % вариаций



**Рис. 4. Взаимосвязь между общим содержанием гумуса ( $C_{\text{общ}}$ ) и его основными компонентами: гуминовыми и фульвокислотами ( $C_{\text{ГК}}$ ,  $C_{\text{ФК}}$ ), негидролизуемым остатком ( $C_{\text{НО}}$ ) в тундровых почвах (названия почв см. на рис. 1).**

( $p < 0,0001$ ). По значимости и вкладу в дисперсию содержания углерода в тундровых почвах исследуемые переменные образовали ряд: НО (50 %), ГК (26 %), ФК (23 %). Для исследованных тундровых почв характерна также высокая степень корреляции между негидролизуемым остатком и основными группами гумусовых веществ (рис. 4). Не обнаружено взаимосвязи между содержанием гумуса и его интегральными характеристиками – отношением  $C_{\text{ГК}}/C_{\text{ФК}}$  и степенью гумификации органического вещества.

### ВЫВОДЫ

Поверхностное расположение мортмассы, низкая биохимическая активность процессов ее трансформации, маломощность современного почвенного профиля и надмерзлотная аккумуляция гумуса – наиболее яркие характеристики гумусообразования в тундровых почвах. Одним из отличительных условий гумусообразования в рассматриваемых системах является высокая кислотность среды, определяемая биогенным фактором. Для исследованной группы современных модальных почв равнин тундровой зоны характерно в целом преобладание фульвокислот в профиле и одинаковая структура фракционного состава гумусовых веществ с наибольшей долей первой и третьей фракций. Количественно охарактеризована взаимосвязь между содержанием и составом гумусовых веществ. Показано, что содержание и распределение фракций ила и тонкой пыли определяют дифференциацию состава гумусовых веществ в профиле.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (гранты № 06-04-48677, 05-05-64062).

### Литература

- Андреев В.Н., Галактионова Т.Ф., Говоров П.М. и др. Сезонная и погодная динамика фитомассы в субарктической тундре. Новосибирск, Наука, 1978, 191 с.
- Арчегова И.Б. Особенности гумусообразования в почвах Воркутинской тундры // Науч. докл. Коми фил. АН СССР, Сыктывкар, 1972, 60 с.
- Арчегова И.Б. Влияние промораживания на сорбцию, состав, свойства гумусовых веществ // Почвоведение, 1979, № 11, с. 39–50.
- Барановская А.В. Особенности гумусообразования и состав гумуса в почвах Коми АССР // Труды Коми фил. АН СССР. Сер. геогр., 1952, вып. 1, с. 113–125.
- Буценко А.Н. Климат криогенных почв Севера Якутии и его пространственно-временная изменчивость // Проблемы почвенного криогенеза: Тез. докл. Сыктывкар, 1985, с. 65–66.
- Васильевская В.Д. Почвообразование в тундрах Средней Сибири. М., Наука, 1980, 235 с.
- Глазовская М.А. Педолитогенез и накопление органического углерода в четвертичных покровах равнин Евразии // Изв. РАН. Сер. геогр., 1996, № 5, с. 21–32.
- Глазовская М.А. Фоссилизационные функции педосферы в континентальных циклах органического углерода // Почвоведение, 1997, № 3, с. 280–289.
- Глазовская М.А. Денудационно-аккумулятивные структуры почвенного покрова как формы проявления педолитогенеза // Почвоведение, 2000, № 2, с. 134–147.
- Градусов Б.П., Фоминых Л.А., Золотарева Б.Н. Минеральный состав глинистого вещества почв и почвообразующих пород Севера Европейской части СССР. М., 1979, 25 с. Деп. в ВИНИТИ 19.11.1979, № 3906-79.
- Гришина Л.А. О степени гумификации органического вещества почв некоторых тундровых биогеоценозов // Труды V Междунар. симп. "Гумус и растение". Прага, 1971, с. 64.
- Гришина Л.А. Особенности формирования органического вещества почв в условиях криогенеза // Проблемы почвенного криогенеза. Сыктывкар, Коми фил. АН СССР, 1985, с. 49–50.

- Гришина Л.А., Вирченко Е.И.** Особенности распределения и состав органического вещества почв сопряженных тундровых ландшафтов // Почвы и растительность мерзлотных районов СССР: Материалы V Всесоюз. симп. "Биологические проблемы Севера". Магадан, 1973, с. 75–78.
- Гришина Л.А., Тодорова Н.И.** Органическое вещество в некоторых почвах Таймырской тундры // Вестн. МГУ. Сер. Биология и почвоведение, 1970, № 3, с. 113–119.
- Гугалинская Л.А.** Морфолитопедогенез Центра Русской равнины: Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. Пушино, 1997, 44 с.
- Еловская Л.Г., Петрова Е.И., Тетерина Л.В.** Почвы Северной Якутии. Новосибирск, Наука, 1979, 304 с.
- Забоева И.В., Кононенко А.В., Казаков В.Г.** Гидротермический режим таежных и тундровых почв // Климат почв. Пушино, ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1985, с. 7–13.
- Зверева Т.С., Игнатенко И.В.** Внутрипочвенное выветривание минералов в тундре и лесотундре. М., Наука, 1983, 230 с.
- Иванова Е.Н., Полынцева О.А.** Почвы Европейских тундр // Труды Коми фил. АН СССР, 1952, вып. 1, с. 72–122.
- Игнатенко И.В.** О зависимости между глубиной залегания многолетней мерзлоты и характером профиля в почвах Крайнего Севера // Почвенный криогенез и мелиорация мерзлотных и холодных почв. М., Наука, 1975, с. 59–61.
- Игнатенко И.В.** Почвы Восточноевропейской тундры и лесотундры. Л., Наука, 1979, 280 с.
- Караваева Н.А.** Тундровые почвы Северной Якутии. М., Наука, 1969, 208 с.
- Ковда В.А., Васильевская В.Д., Самойлова Е.М., Якушевская И.В.** Схема дифференциации продуктов выветривания и почвообразования на Русской равнине // Почвоведение, 1968, № 3, с. 5–18.
- Орлов Д.С., Бирюкова О.Н.** Система показателей гумусного состояния почв // Методы исследований органического вещества почв. М., Россельхозакадемия – ГНУ ВНИПТИОУ, 2005, с. 6–17.
- Плотникова Т.А., Орлова Н.Е.** Влияние промораживания почв на состав и свойства гумуса // Материалы I Междунар. конф. по криопедологии. Пушино, ПНЦ РАН, 1992, с. 164–169.
- Пономарева В.В., Плотникова Т.А.** Гумус и почвообразование. Л., Наука, 1980, 222 с.
- Саввинов Д.Д.** Гидротермический режим почв в зоне многолетней мерзлоты. Новосибирск, Наука, 1976, 251 с.
- Самойлова Е.М.** Эволюция почв межгорных депрессий Закавказья // Эволюция и возраст почв СССР. Пушино, ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1986, с. 218–228.
- Соколов И.А.** Гидроморфное неглеевое почвообразование // Почвоведение, 1980а, № 1, с. 21–32.
- Соколов И.А.** О разнообразии форм гидроморфного неглеевого почвообразования // Почвоведение, 1980б, № 2, с. 5–18.
- Соколов И.А.** Почвообразование и экзогенез. М., Почв. ин-т РАСХН, 1997, 243 с.
- Соколов И.А., Градусов Б.П.** Особенности автономного почвообразования в условиях холодного гумидного климата // Почвоведение, 1981, № 1, с. 136–149.
- Справочник по климату СССР.** Л., Гидрометеоздат, 1967, 216 с.
- Тумель Н.В., Мудров Ю.В.** Мерзлотные условия Европейского Севера как показатель климатических изменений в позднем голоцене и в современную эпоху // Развитие криолитозоны Евразии в верхнем кайнозое. М., Наука, 1985, с. 15–23.
- Фоминых Л.А.** Автономные почвы таежных ландшафтов запада Средней Сибири: Дис. ... канд. биол. наук. М., 1974, 164 с.
- Фоминых Л.А.** Экология криогидроморфных глеевых и неглеевых почв в континентальном секторе Арктики // Тезисы докл. юбилейного годичного собрания Совета по криологии Земли. Пушино, ОНТИ НЦБИ РАН, 1995, с. 150–152.
- Фоминых Л.А.** Особенности почвообразования в Колымских тундрах // Почвоведение, 1997, № 8, с. 917–925.
- Фоминых Л.А., Золотарева Б.Н.** Экологические особенности глееземов Российской Арктики // Почвоведение, 2004, № 2, с. 147–157.
- Фоминых Л.А., Золотарева Б.Н.** Некоторые аспекты изучения почв Севера в свете идей В.А. Ковды // Тезисы конф. "Биосферные функции почвенного покрова". Пушино, ПНЦ РАН, 2005, с. 99–100.
- Фоминых Л.А., Кудрявцева Н.Н., Губин С.В., Гиличинский Д.А.** Погребенные почвы северо-востока Якутии (Халлерчинская тундра) // Эволюция и возраст почв СССР. Пушино, ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1986, с. 109–120.

Поступила в редакцию  
15 июля 2008 г.