

УДК 631.4

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО ПОГРЕБЕННОЙ ТОРФЯНОЙ ПОЧВЫ НА ОСТРОВЕ БЕЛЫЙ (КАРСКОЕ МОРЕ)

© 2016 г. З. С. Артемьева¹, А. В. Юртаев²,
А. Л. Александровский³, Э. П. Зазовская³

¹Почвенный институт им В.В. Докучаева,
Россия, 119017 Москва, Пыжевский пр., 7 стр. 2
e-mail: artemyevazs@mail.ru

²Тюменский государственный университет,
Россия, 625003 Тюмень, ул. Семакова, 10

³Институт географии РАН, Россия, 119017 Москва, Старомонетный пер., 21

Состав органического вещества погребенных торфяных горизонтов с западного берега о. Белый (Карское море) исследован с помощью метода грануло-денсиметрического фракционирования, позволяющего детализировать распределение разных пулов органического вещества в почвенной матрице, уточнять их функции в процессах почвообразования, а также факторы, регулирующие их формирование и изменение под влиянием внешних условий. Выявлена значительная оторфованность изученных погребенных горизонтов, степень выраженности которой увеличивается с глубиной. По данным радиоуглеродного датирования торф сформировался в раннем голоцене. Большая древность органического вещества исследованных погребенных горизонтов свидетельствует об очень медленном протекании процесса гумификации, что может быть связано с экстремальными условиями среды: низкими средними температурами и малой продолжительностью периода положительных температур. Наличие большего количества слаборазложившихся растительных остатков в составе легких фракций нижнего погребенного горизонта, залегающего на глубине 70–80 см по сравнению с вышележащим (40–50 см) свидетельствует о различии условий разложения органического вещества в период 8950–8580 лет назад, а именно о менее благоприятных условиях для микробиологической деятельности в нижнем горизонте. Это могло быть связано с локальной сменой гидрологических условий, повлиявшей на изменение темпов гумификации растительных остатков на протяжении этого относительно непродолжительного отрезка времени.

Ключевые слова: торфяные почвы, Арктика, физическое фракционирование органического вещества, легкие фракции, экстремальные условия среды, радиоуглеродный возраст.

DOI: 10.19047/0136-1694-2016-85-36-56

ВВЕДЕНИЕ

Органическое вещество (**ОВ**) почв и педоседиментов Крайнего Севера весьма специфично, для его исследования необходимы особые методы и подходы. Интенсивность минерализации и гумификации органического вещества данных почв крайне низка в связи с большой длительностью мерзлого состояния почвы и малой суммой положительных температур. Для почв севера характерны грубогумусовые и торфяно-подстилочные поверхностные горизонты, имеются погребенные органические образования, связанные с криогенными процессами. Минеральные горизонты в случае интенсивного перемешивания также содержат диспергированные слаборазложенные растительные остатки, имеют рыхлое сложение и малый объемный вес. Торфяные горизонты, особенно в понижениях рельефа могут достигать мощности 50 см. Широко развиты озерные понижения, нередко дренированные, на дне которых формируются торфяно-криоземы. Слой вечной мерзлоты располагается неглубоко, в торфяных почвах он лежит выше, чем в минеральных, особенно, песчаных почвах.

Для подобных специфических условий педогенеза, в частности гумусообразования, помимо традиционных методов изучения гумуса почв ([Тюрин, 1937](#); [Кононова, 1951](#); [Орлов, 1977](#)), большое значение имеет развивающееся в последнее время направление исследования ОВ на основе его физического фракционирования, с особым вниманием к органическому детриту, представляющему исходный материал для формирования почвенного гумуса ([Артемяева, 2010](#)). Это особенно важно для почв Крайнего Севера, в которых детрит сохраняется долго, и обычно останавливается на первых стадиях его трансформации в гумус.

В настоящее время в качестве информативно значимых для оценки закономерностей аккумуляции органического вещества почв используются, с одной стороны, три группы гранулометрических фракций: глинистая (илистая), пылеватая и песчаная, с другой, группа легких фракций с плотностью <1.6 , $1.6-1.8$ и $1.8-2.0$ г/см³, каждая в отдельности или в совокупности (сумма фракций <2.0 г/см³), а также в их сочетании с глинистой (илистой) фракцией. Приведенные в обзорах материалы исследования этих фракций ([Blanco-Canqui, Lal, 2004](#); [Olk, Gregorich, 2006](#)) позволя-

ют предполагать, что наиболее перспективным способом разделения химически и биологически однородных органо-минеральных фракций является метод грануло-денсиметрического фракционирования с выделением группы легких фракций с плотностью $<2 \text{ г/см}^3$, включающих “свободное” и “агрегированное” ОВ, и илистой фракции ($<1 \text{ мкм}$). Перспективность использования такого варианта обусловлена тем, что он обеспечивает выделение основной массы ОВ, а также тонкодисперсных минеральных компонентов почв, что существенно для выявления роли последних в аккумуляции и формировании устойчивого пула углерода.

Ранее показано, что в составе свободного ОВ (ЛФ_{СВ}) – фракции с плотностью $<1.8 \text{ г/см}^3$ – присутствуют относительно лабильные компоненты: преобладающими группами были углеводные (О-алкильные) (55–63%), затем следовали углеводородную (18–25%), ароматическую (14–18%) и карбонильную (5–7%) фракции ([Golchin et al., 1994](#), [1995](#), [1997](#)). Следует отметить, что ЛФ_{СВ} отличается гетерогенностью своего качественного состава, несмотря на свою визуальную гомогенность. При визуальном осмотре ЛФ_{СВ} представляет собой смесь хорошо различимых фрагментов растительного материала, преимущественно неразложившихся фрагментов корней и наземных частей растений, что подтверждается данными микроанализа: обнаруженные растительные остатки разной степени минерализации, содержат 75–90 мол. % углерода ([Артемяева, Федотов, 2013](#)). В совокупности с тем фактом, что ОВ данной фракции не защищено глинистыми минералами или другим механизмом, это объясняет высокую скорость ее разложения в почвах, которая, следовательно, контролируется только его химическим составом.

Агрегированное ОВ (специфическое окклюдированное ОВ (согласно [Golchin et al., 1994](#), [1995](#), [1997](#))) – фракция с плотностью $<1.8 \text{ г/см}^3$, включала мелкие (10–100 мкм) округлые и более темноокрашенные частицы полуразложившихся растительных остатков, пыльцу, фитолиты, а также небольшое количество агрегированных частиц. Фракция состояла из органических веществ, находящихся на различных стадиях разложения, и имела неоднородную химическую и биохимическую устойчивость и разные периоды распада. Электронно-микроскопический анализ показал значительно бóльшую степень разложения органического матери-

ала по сравнению со свободной составляющей (ЛФ_{св}). Отмечается значительная степень деградации фрагментов, размер которых существенно меньше, тем не менее, растительные остатки хорошо различимы. По данным электронно-микроскопического анализа они инкрустированы минеральными частицами и агрегированными структурами ([Артемьева, Федотов, 2013](#)). В целом, углерод этой фракции характеризовался большей устойчивостью по сравнению с фракцией свободного ОВ ([Golchin et al., 1995](#)).

ОВ фракций плотностью 1.8–2.0 г/см³ по химическому составу сходно с таковым окклюдированного органического вещества. Однако с помощью сканирующего электронного микроскопа в ее составе не удалось обнаружить отдельных растительных фрагментов ([Артемьева, Федотов, 2013](#)). По мнению авторов, это объясняется тесной связью их с минеральными частицами, а именно – включением растительных фрагментов в состав микроагрегатов, устойчивых к разрушающему воздействию ультразвука. Углерод этой фракции отличался большей устойчивостью по сравнению с углеродом ЛФ <1.8 г/см³. В составе данной фракции отмечено большое количество минерального компонента ([Артемьева, Федотов, 2013](#)).

Фракции >2.0 г/см³ включали главным образом ОВ, адсорбированное глинистыми частицами.

Таким образом, можно считать признанным тот факт, что в настоящее время с помощью физического фракционирования удастся выделить функционально значимые пулы ОВ, степень аккумуляции и состав (С/N, С гк/С фк, химическая структура компонентов) которых зависят от экологических условий (гидрологических и термических параметров, типа вегетации, условий возделывания культур и т.д.). Это открывает возможности для использования их в качестве инструмента для уточнения генетических особенностей почв.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Почвенные исследования и отбор образцов осуществляли в летний сезон 2015 г. на западном побережье о. Белый.

О. Белый расположен в Карском море (73°15' с.ш., 70°50' в.д.) к северу от п-ова Ямал (рис. 1), от которого отделен проливом Малыгина шириной 8–9 км. Площадь острова 1900 км².

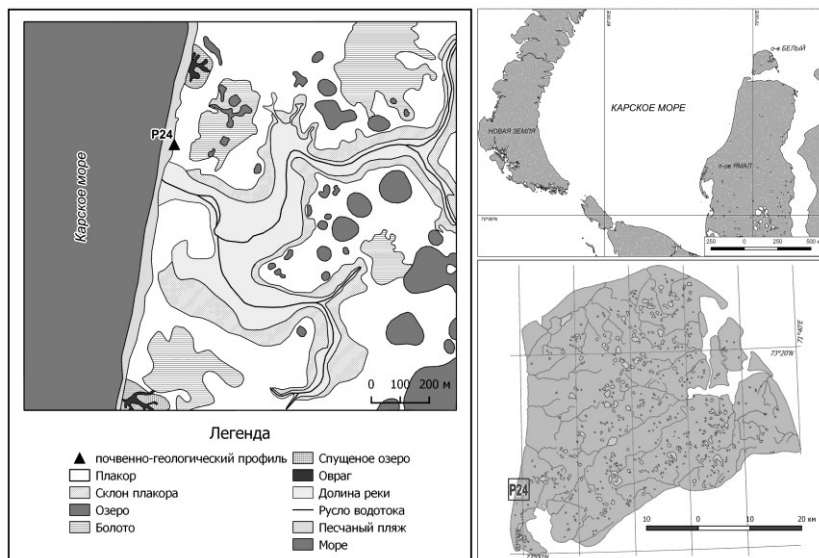


Рис. 1. Географическое положение о. Белый и геосистемы района исследования.

Рельеф представлен низкой приморской равниной (с абсолютными отметками не выше 12 м над ур. м.), ступенями поднимающейся от пляжа и низкой лайды к морским террасам с абсолютными высотами 3–7 и 6–12 м ([Слагода и др., 2013](#)). Поверхность образована, главным образом, морскими песчаными голоценовыми и верхнеплейстоценовыми отложениями.

Климат острова арктический с атлантическим влиянием (по Б.П. Алисову), избыточно влажный с очень холодным летом и суровой малоснежной зимой ([Трофимова, Балыбина, 2014](#)).

Среднегодовая температура (за последнее десятилетие) составила -8.7°C , средняя температура июля $+5.8^{\circ}\text{C}$, января около -20°C . Количество осадков чуть меньше 300 мм/год. Относительная влажность воздуха на острове очень высокая, в среднем 90% ([Архив погоды ..., 2016](#)). Плоский рельеф, климат, а также обилие водоемов (малых рек, ручьев, мелководных пресных и соленых озер) привели к заболоченности большей части острова. Почвенный покров представлен в основном глеевыми почвами. В расти-

тельности преобладают осоковые и мохообразные, участие древесных кустарничков (*Salix arctica*, *Salix polaris*) незначительно.

Выделяются четыре ландшафтных типа местности с преобладанием определенных сообществ. Наиболее широко представлены развитые на плоских водоразделах равнины с осоково-мохово-пушициевыми тундрами на глееземах арктических. Относительно узкими полосами на пологих склонах прослеживаются песчаные дренированные участки с кустарничково-осоково-моховыми тундрами на слабобиогенных почвах. Нижние ярусы рельефа внутри острова заняты песчаными и суглинистыми аллювиальными и аллювиально-озерными равнинами с осоково-сфагново-пушициевыми болотами на глееземах торфянистых. На побережьях острова развиты лайды – плоские заболоченные морские равнины с осоково-злаково-моховыми лугами на псаммоземах.

Почвы с торфяными горизонтами имеют широкое распространение на острове. Можно выделить два типа таких горизонтов: современные и погребенные. Современное торфообразование представлено на заболоченных водоразделах и в долинах рек. На водоразделах наибольшая интенсивность торфообразования и соответственно мощность торфяных горизонтов наблюдается на приозерных равнинах, ширина которых может достигать 50 м и более. Мощность современных торфяных горизонтов здесь составляет 20–30 см. На самих водоразделах, которые относительно дренированы, мощность торфяных горизонтов не более 10–15 см. В аккумулятивных позициях – долинах рек – как правило, не превышает 20 см. В отношении современных торфяных горизонтов можно отметить, что все они находятся в слабо- и среднеразложившимся состоянии.

Другой разновидностью торфяных горизонтов является торф спущенных термокарстовых озер. Их также называют хасырями. Мощность торфяных горизонтов в границах хасыреев может достигать 50 см. Торф при этом отличается средней и сильной степенью разложения.

Погребенные органогенные горизонты вскрываются в береговых обнажениях. При этом можно выделить несколько разновидностей. Например, горизонты мощные (более 30 см), хорошо выраженные и слабдеформированные. Как правило, они подсти-

лаются песчаными отложениями. Торф в этих горизонтах сильной степени разложения, а при высыхании становится воздушным.

Другой разновидностью являются маломощные, прерывистые и сильнодеформированные (изогнутые) торфяные горизонты. Они также расположены в песчаных толщах.

Кроме этого можно выделить отдельные незначительные по мощности и протяжению линзообразные прослои, которые обнаруживаются в почвах в пределах сезонно-талого слоя. Они имеют как субгоризонтальную, так и субвертикальную ориентировку и обычно сильно деформированы. Происхождение их, видимо, связано с криотурбациями, в результате которых происходит проникновение целых прослоев ОБ в нижележащие слои почвенной толщи.

В качестве непосредственного объекта изучения выбран мощный хорошо сохранившийся погребенный торфяной горизонт, вскрытый при зачистке борта западного берега о. Белый (рис. 2).

Всего выделено 6 горизонтов общей мощностью 3 м. Верхнюю часть профиля (примерно до глубины 80 см) можно назвать почвенной (синлитогенной), с погребенным торфяным горизонтом, а нижнюю – геологической, имеющую морское происхождение (общая мощность морских песчаных отложений около 2 м). Описание горизонтов разреза:

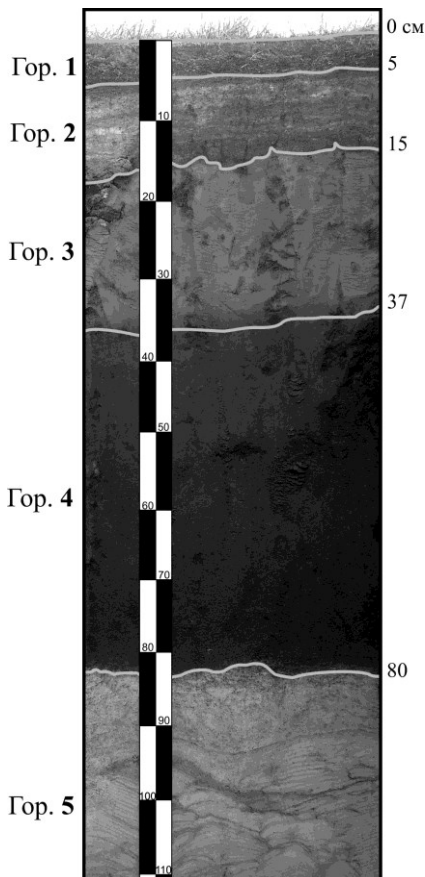


Рис. 2. Верхняя часть почвенно-геологического разреза (Р-24).

№ 1, 0–5 см. Современный растительно-песчано-торфяной слой. Степень разложения слабая, по сути это смесь растительных остатков (листиков, чешуек, стеблей черно-бурого цвета) обильно просыпанных песчаными зёрнами. Происхождение его связано, скорее всего, с эоловыми процессами, в результате выноса песка с морского пляжа.

№ 2, 5–15 см. Отличается слоистой текстурой – торфяные бурые и темно-бурые прослои (0.5–1 см) чередуются с серо-бурыми и светло-серыми песчаными прослоями (0.5–2 см). Нижняя граница имеет четкий, но изломанный характер, в некоторых местах вверх идут трещины, заполненные суглинистым веществом из нижнего горизонта. Происхождение горизонта, вероятнее всего, связано с эоловыми процессами.

№ 3, 15–37 см. Серая с охристым оттенком (темно-оливковый во влажном состоянии) пылеватая супесь. Формирование ее происходило, скорее всего, в аккумулятивном ландшафте озерного или озерно-речного типа.

№ 4, 37–80 см. Торф темно-бурого цвета с большим содержанием песчаных и алевритовых частичек. Горизонт неоднороден. Разбивается на верхнюю (37–50 см) и нижнюю (50–80 см) части. Отличия особенно хорошо видны под микроскопом. Проявляются они в характере ОВ и минеральной составляющей. В нижней части встречаются деревянистые остатки стеблей кустарничков, а в верхней части горизонта их нет. В целом количество хорошо оформленных растительных остатков в нижней части больше, чем в верхней. Верхняя часть горизонта (37–50 см) отличается обилием крупных кварцевых частичек размером более 250–300 мкм, в то время как в нижней части кварцевые зёрна, достигающие размеров 250–300 мкм, весьма редки.

№ 5, 80–260 см. Белесоватый песок с мощными охристыми языками и пятнами. Классифицировать его можно как песок морской олигомиктовый (кварца 70–75%) мелкозернисто-тонкозернистый алевритистый.

№ 6, 260–280 см (видимая мощность). Пылеватая серая (темно-серая во влажном состоянии) супесь, с редкими охристыми вкраплениями. Формирование ее происходило, вероятно, в морских лагунных условиях.

Для изучения распределения углерода по фракциям ОВ в настоящее время используются различные методы ([Blanco-Canqui and Lal, 2004](#)). Получаемые результаты зависят от выбора метода ([Asham et al., 2003](#)). В настоящей работе использован модифицированный метод грануло-денсиметрического фракционирования почв ([Травникова, Артемьева, 2001](#); [Артемьева, 2010](#)), позволяющий выделить три качественно различные группы органических и органо-минеральных составляющих почвы, концентрирующих

основную массу ОВ и тонкодисперсных минеральных компонентов почвы ([Артемяева, 2010](#)). В первую группу входят легкие фракции (ЛФ) плотностью $<2 \text{ г/см}^3$, ОВ которых не связано прочными химическими связями с глинистыми минералами и представленное органическими остатками разной степени гумификации. Во-вторых, органо-глинистые комплексы плотностью $>2 \text{ г/см}^3$ размером $<1 \text{ мкм}$ – продукты взаимодействия гумусовых соединений с глинистыми минералами (ил). В-третьих, остаток после выделения первых двух фракций, включающий, главным образом, устойчивый высокоароматизированный материал, а также угли и углеподобные вещества. ЛФ были выделены с помощью бромформ-этанольной смеси плотностью 2.0 и 1.8 г/см^3 до и после того как из почвы после 15-минутного воздействия ультразвука на почвенную суспензию (71.06 Дж/моль) был удален ил. Массу ЛФ плотностью $<1.8 \text{ г/см}^3$ с помощью сита ($d = 50 \text{ мкм}$) дополнительно делили на две подгруппы по размеру (>50 и $<50 \text{ мкм}$). Выбор размера сита обусловлен тем, что он позволяет отделить ОВ пылеватого размера от более крупных частиц его. Как показали многочисленные исследования гранулометрических фракций ([Christensen, 1992](#); [Guggenberger et al., 1995](#)) ОВ пылеватых фракций содержит селективно сохраненный и микробиологически трансформированный растительный материал. Оно представлено в основном собственно гумусовыми веществами и частично продуктами неполной гумификации органических остатков, часто включает в себя также углистые частицы ([Травникова, Артемяева, 2001](#); [Артемяева, 2010](#)). Также выделяется ЛФ плотностью $1.8\text{--}2.0 \text{ г/см}^3$ “фитолитовая”, ОВ которой, наряду с ОВ ЛФ плотностью $<1.8 \text{ г/см}^3$ размером $<50 \text{ мкм}$, включено в состав неустойчивых в ультразвуковом поле микрочастиц.

В результате фракционирования получали семь фракций: свободную ЛФ плотностью $<1.8 \text{ г/см}^3$ (размером >50 и $<50 \text{ мкм}$), окклюдированные ЛФ плотностью $<1.8 \text{ г/см}^3$ (размером >50 и $<50 \text{ мкм}$) и $1.8\text{--}2.0 \text{ г/см}^3$, илстую и остаток почвы. ЛФ плотностью $<1.8 \text{ г/см}^3$ просеивали через сито ($d = 50 \text{ мкм}$).

Ранее показано, что разные пулы ОВ в почве выполняют разные функции в почвообразовании и структурообразовании ([Артемяева, 2010](#)).

Свободное органическое вещество (ЛФ_{СВ}) – первоисточник новообразованных гумусовых веществ, наиболее активная часть ОВ почвы. Потери данной фракции ОВ в почвах при различных агрогенных воздействиях прямо и косвенно негативно отражаются на условиях устойчивого возобновления ОВ почвы, степени сбалансированности процессов гумификации–минерализации, на физических, химических и биологических свойствах почвы, ее воздушном, температурном и пищевом режимах.

Агрегированный компонент легких фракций (ЛФ_{АГР}), представленный легкими фракциями плотностью $<1.8 \text{ г/см}^3$ размером >50 и <50 мкм (ЛФ_{АГР-1} и ЛФ_{АГР-2}) и плотностью $1.8\text{--}2.0 \text{ г/см}^3$ (ЛФ_{АГР-3}) – продукты гумификации, разной степени сложности химически и структурно свободного ОВ (ЛФ_{СВ}).

Органо-глинистые комплексы, образующиеся при взаимодействии органических молекул с поверхностью глинистых частиц, представляют собой гумусовые вещества, образованные из полисахаридов микробного происхождения и входящие в состав органо-глинистых комплексов.

ОВ, аккумулированное в составе неустойчивых в ультразвуковом поле микрочастиц и представленное легкими фракциями плотностью $<1.8 \text{ г/см}^3$ размером >50 и <50 мкм и плотностью $1.8\text{--}2.0 \text{ г/см}^3$, а также органо-глинистыми комплексами – активное ОВ почвы.

ОВ фракции остатка представляет собой конечный продукт гумификации (инертное ОВ), в состав которого входят остаточные труднорастворимые соединения органического опада, в частности лигниноподобного типа, также угли и углеподобные вещества.

Общий углерод и азот, а также углерод и азот органо-минеральных фракций определяли методом каталитического сжигания на анализаторе TOC-L_{CSH/CSN} (Shimadzu, Япония).

Радиоуглеродное датирование проводили в ЦКП “Лаборатория радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии” Института географии РАН (лабораторный индекс ИГАН) с применением жидкосцинтилляционного метода (LSC). В качестве датирующей фракции из образцов выделены гуминовые кислоты (Чичагова, 1985; Чичагова и др., 2008). Счет активности радиоуглерода производили на ультранизкофоном жидкосцинтилляционном спектрометрерадиометре Quantulus1220 (Wallac, Фин-

ляндия). Для калибровки радиоуглеродных данных и перевода радиоуглеродного возраста в календарный использовали программу CALIB 7.1.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возраст и генезис отложений. Так как мощность горизонта торфа не превышает 50 см, то, согласно новой классификации, почву можно отнести к торфяно-глеземам. Возраст торфа оказался достаточно древним, соответствующим первой половине голоцена. Результаты радиоуглеродного датирования (табл. 1) показывают, что время формирования торфа соответствует раннему голоцену, что согласуется с данными реконструкций геокриологических событий, обусловленных изменениями уровня моря и колебаниями климата того времени ([Слагода и др., 2014](#)).

Даты, полученные для верхней и нижней частей торфяной толщи, достаточно близкие: 9577 и 10043 калиброванных лет назад (cal BP). Таким образом, формирование торфяной толщи продолжалось в достаточно стабильных условиях около 500 лет.

Происхождение торфяного горизонта неясно. Обращает внимание, во-первых, что торфяная толща залегает на относительно мощных однородных песчаных отложениях (почти 2 м) морского происхождения. Стоит отметить мощные субвертикальные языки ожелезнения, пронизывающие собой всю песчаную толщу.

Во-вторых, торфяной горизонт обильно насыщен минеральными зёрнами. При этом нижняя часть отличается большей пыле-

Таблица 1. Результаты радиоуглеродного датирования торфа разреза Р-24 по гуминовым кислотам

Лабораторный номер ИГАН	Описание образца	Радиоуглеродный возраст, лет назад (BP)	Интервал калиброванного возраста
5009	Образец № 1, 40–50 см	8580 ± 100	68.3 (1 σ) cal BP 9479–9672 1.000; Median Probability: 9577
5010	Образец № 2, 70–80 см	8950 ± 90	68.3 (1 σ) cal BP 9921–10075; 0.583 10115–10220 0.417 Median Probability: 10043

ватостью, в то время как в верхней части преобладают песчинки размером более 250–300 мкм. В нижней части кварцевые и прочие частички такого размера редкость.

В-третьих, торфяная толща перекрывается маломощными (15–37 см) ожелезненными суглинками неясного генезиса.

Учитывая перечисленные факты можно предположить, что развитие торфяной толщи происходило в условиях формирующегося хасырея. В определенный момент на освобожденной от моря аккумулятивной равнине начала закладываться озерно-речная сеть. При этом озера формировались по термокарстовому типу. О термокарстовом процессе в нашем случае свидетельствуют языки ожелезнения по всей песчаной толще. В результате постепенного понижения уровня воды в течение 400 лет на осушающейся поверхности сформировался относительно мощный торфяной горизонт. Отличительной его особенностью является наличие песчано-алевритовой минеральной части. Присутствие минеральных частичек в торфяном горизонте можно объяснить флювиальными или эоловыми процессами.

Эоловое загрязнение песком торфяных горизонтов происходит в непосредственной близости от моря, а именно со стороны пляжа, с которого песок выносится на прилегающие пространства. В результате образуются синлитогенные торфяно-песчаные горизонты (№ 1 и 2 в изучаемом профиле). В пользу этой гипотезы говорит тот факт, что в верхней части отмечаются крупные кварцевые частички, а в нижней их очень мало, т.е. по мере приближения береговой линии (в результате ее абразии) все больше и больше поступали крупные частицы песка.

Другой вариант “минерального загрязнения” торфяной толщи предполагает наличие аллювиальных процессов, связанных с периодическими разливами внутри речной долины. В таком случае развитие термокарстового озера, а впоследствии хасырея, происходило в границах речной долины, также возможна стадия старичного озера. Наличие разных по размеру минеральных частичек в верхней и нижней частях профиля объясняется в таком случае многократными циклами замерзания–размерзания, приводящими к увеличению пылевой фракции в минеральной составляющей. Другими словами, обилие крупных песчаных частичек в верхней части торфяного горизонта говорит об ее относительной молодости по сравнению с нижней.

Вариант с аллювиальным происхождением видимо более предпочтителен, особенно учитывая тот факт, что 10–9 тыс. л. н. береговая линия была далеко от места образования изучаемой торфяной толщи, поэтому эоловый перенос не мог оказывать сильное воздействие. Кроме этого, развитие торфяной толщи в пределах озерно-речной долины объясняет происхождение суглинистого горизонта, перекрывающего торф.

В течение периода накопления суглинистых отложений, длительность которого пока не ясна, влажность торфа была повышенной, что могло препятствовать процессам его трансформации. Затем, в связи с постоянно протекающей абразией западного берега о. Белый, разрез оказался в зоне влияния процессов эолового поступления песка с пляжа. В результате этого накопились песчаные отложения с маломощными торфянистыми прослойками, сходными с современным поверхностным торфяным горизонтом. В этот период, относящийся к позднему голоцену, обводнение рассматриваемого участка снизилось, что должно было привести к увеличению интенсивности разложения торфа.

Закономерности аккумуляции массы основных органо-минеральных фракций. Количество легких фракций в исследованных слоях почвы существенно различается – в нижнем горизонте масса ЛФ больше по сравнению с вышележащим (37.9 против 28% соответственно). Свободного ОВ в нижнем горизонте более чем в 1.5 раза, а агрегированного (ЛФ_{АГР-1} + ЛФ_{АГР-2}) – в 1.4 раза больше по сравнению с вышележащим (табл. 2).

Исследования показали, что по величине накопления (масса) фракции разного размера в составе ОВ четко различаются. В составе свободной фракции преобладает (>68–79%) фракция большего размера (>50 мкм), представленная, в основном, фрагментами растительного материала, тогда как окклюдирующая фракция практически полностью (на 88–93%) составлена из фракции мень-

Таблица 2. Масса органо-минеральных фракций в исследованных горизонтах, %

Глубина, см	ЛФ _{СВ}		∑ЛФ _{СВ}	ЛФ _{АГР}		∑ЛФ _{АГР}	1.8–2.0 г/см ³	∑ЛФ	<1 мкм	Остаток
	>50 мкм	<50 мкм		>50 мкм	<50 мкм					
40–50	5.6	2.6	8.2	0.7	9.2	9.9	9.9	28.0	6.9	65.2
70–80	10.5	2.7	13.2	1.7	12.2	13.8	10.9	37.9	9.3	52.7

шего размера (<50 мкм). Преобладание ОВ меньшего размера в составе агрегированной ЛФ находится в соответствии с выводом австралийских ученых ([Golchin et al., 1995](#)), основанном на изучении химического состава компонентов ЛФ с помощью ^{13}C NMR. Этими исследованиями показано, что по сравнению со свободной ЛФ указанная фракция обогащена ароматическими компонентами и обеднена углеводами, что, по мнению авторов, связано с более высокой степенью гумификации растительного материала.

Следует отметить, что в составе свободного ОВ разных горизонтов количество фракции меньшего размера практически одинаково (2.6–2.7%), при этом количество фракции большего размера различается почти в 2 раза (10.5% – в нижнем горизонте против 5.6% – в вышележащем). В составе агрегированного ОВ (ЛФ_{АГР-1} + ЛФ_{АГР-2}) в нижележащем горизонте количество фракции большего размера более чем в 2.5 раза превышает таковое в вышележащем, а разница в содержании фракции меньшего размера составляет существенно меньшую величину (1.3 раза).

Уровень накопления фракции 1.8–2.0 г/см³ (ЛФ_{АГР-3}) в обоих исследованных слоях колеблется в узких пределах 9.9–10.9%.

Анализ накопления разных подфракций в составе легких фракций показал, что по уровню накопления агрегированного ОВ (ЛФ_{АГР-1} + ЛФ_{АГР-2}) почвенные слои различаются несущественно, в противоположность свободному ОВ и фракции 1.8–2.0 г/см³ (ЛФ_{АГР-3}), содержание которых в нижележащем горизонте в 1.2 раза больше по сравнению с вышележащим.

Уровень накопления илистой фракции в нижележащем слое почвы составляет 9.3 против 6.9%, т.е. он почти в 1.4 раза тяжелее по гранулометрическому составу по сравнению с вышележащим.

Анализ долевого участия разных компонентов ОВ показал, что в составе ЛФ плотностью <2.0 г/см³ вышележащего горизонта доли $\sum\text{ЛФ}_{\text{АГР}}$ и ЛФ плотностью 1.8–2.0 г/см³ составляют одинаковую величину (35.3% от $\sum\text{ЛФ}$), на долю свободного ОВ приходится менее 30% от $\sum\text{ЛФ}$.

В нижележащем горизонте в составе ОВ ЛФ плотностью <2.0 г/см³ наибольший вклад принадлежит $\sum\text{ЛФ}_{\text{АГР}}$ (36.5% от $\sum\text{ЛФ}$) и $\sum\text{ЛФ}_{\text{СВ}}$ (34.8% от $\sum\text{ЛФ}$), на долю ЛФ плотностью 1.8–2.0 г/см³ приходится менее 29% от $\sum\text{ЛФ}$ (табл. 3).

Таблица 3. Долевое участие компонентов ОВ в составе ЛФ плотностью <2.0 г/см³ исследованных горизонтах

Глубина, см	∑ЛФ _{СВ}	∑ЛФ _{АГР}	1.8–2.0 г/см ³
	% от ∑ЛФ		
40–50	29.4	35.3	35.3
70–80	34.8	36.5	28.7

Таблица 4. Концентрация углерода органо-минеральных фракций в исследованных горизонтах, % от массы фракции

Глубина, см	ЛФ _{СВ}		ЛФ _{АГР}		1.8–2.0 г/см ³	<1 мкм	Остаток
	>50 мкм	<50 мкм	>50 мкм	<50 мкм			
40–50	22.58	19.89	29.14	25.01	11.66	12.13	0.57
70–80	19.34	21.54	30.32	24.52	12.82	14.77	0.89

Таблица 5. Распределение углерода органо-минеральных фракций в исследованных горизонтах, % от массы фракции

Глубина, см	ЛФ _{СВ}		∑ЛФ _{СВ}	ЛФ _{АГР}		∑ЛФ _{АГР}	1/8–2/0 г/см ³	∑ЛФ	<1 мкм	Остаток	С _{общ}
	>50 мкм	<50 мкм		>50 мкм	<50 мкм						
	40–50	1.27	0.52	1.79	0.19	2.30	2.49	1.15	5.43	0.83	0.37
70–80	2.03	0.58	2.61	0.51	2.98	3.49	1.39	7.49	1.38	0.47	9.34

Закономерности аккумуляции углерода основных органо-минеральных фракций. Анализ экспериментальных данных концентрации углерода в органо-минеральных фракциях (табл. 4) показал, что максимальным содержанием углерода характеризуются легкие фракции плотностью <2.0 г/см³, причем большее его количество (19–30% на массу фракции) находится во фракции с меньшей плотностью (<1.8 г/см³).

Во фракции с плотностью 1.8–2.0 г/см³ концентрация углерода во фракции колеблется в пределах (11.7–12.8% от массы фракции).

Концентрация углерода илестых фракций в изученных горизонтах несколько больше таковой ЛФ плотностью 1.8–2.0 г/см³ и варьирует от 12.1 до 14.8% от массы фракции.

По уровню накопления углерода в изученных горизонтах нижележащий горизонт – в 1.4 раза более гумусирован по сравнению с вышележащим (9.34 против 6.63% на массу почвы).

Таблица 6. Величины атомного отношения C/N в исследованных горизонтах

Глубина, см	ЛФ _{СВ}		ЛФ _{АГР}		1.8–2.0 г/см ³	<1 мкм	Остаток
	>50 мкм	<50 мкм	>50 мкм	<50 мкм			
40–50	21.6	22.6	25.9	22.8	17.7	14.0	16.6
70–80	22.5	20.0	25.4	21.3	18.0	15.3	21.1

Следует отметить аналогичную тенденцию и для общей массы углерода легких фракций, а также для агрегированного и свободного ОВ исследованных горизонтов почвы: превышение составило 1.4 (С_{лф} и С_{лф}^{АГР}) и 1.5 (С_{лф}^{СВ}) раза (табл. 5). Наибольшие различия отмечены для фракций плотностью <1.8 г/см³ размером >50 мкм, при этом различия в уровне накопления углерода данной фракцией разной локализации в почвенной матрице с глубиной увеличивается с 1.6 раза (межпоровое пространство) до 2.7 раз (в составе неустойчивых в ультразвуковом поле микроагрегатов). По-видимому, это объясняется более благоприятными условиями для микробиологической деятельности в вышележащем горизонте почвы.

Отличия в уровне накопления углерода фракцией плотностью 1.8–2.0 г/см³ существенно меньшие: разница составила 1.2 раза.

Содержание углерода, аккумулированного илистыми фракциями, увеличивается с глубиной в 1.7 раза, что обусловлено большими значениями концентрации углерода (14.8 против 12.1% от массы фракции соответственно) и уровня накопления массы илистой фракции в нижележащем горизонте (9.3 против 6.9% соответственно).

Анализ имеющегося экспериментального материала, выявил, что свободное ОВ горизонтов почвы различается по качественному составу. Если в вышележащем горизонте составляющие размером >50 и <50 мкм ОВ свободного компонента ЛФ практически не различаются по величине атомного отношения C/N (~22), что отражает преобладание легкоразлагаемых остатков растительного и микробного происхождения в обеих фракциях, то в нижележащем горизонте составляющая ЛФ_{СВ} меньшего размера характеризуется незначительным присутствием более трансфор-

мированного ОВ, о чем свидетельствует пониженная величина атомного отношения С/Н (20 против 22.5) (табл. 6).

Для агрегированной составляющей ЛФ плотностью $<1.8 \text{ г/см}^3$ отмечаются более резкие отличия в качественном составе ОВ фракций разного размера. Величина атомного отношения С/Н фракции большего размера выше по сравнению с таковой меньшего размера (25–26 против 21–23 соответственно), что отражает присутствие более трансформированного ОВ во фракции меньшего размера.

Следует отметить качественные различия в составе *компонентов ЛФ* исследованных горизонтов почвы. Свободное ОВ (С_{СВ}) на 71–78% представлено фракцией большего размера, тогда как агрегированное ОВ ЛФ плотностью $<1.8 \text{ г/см}^3$ на 85–92% представлено фракцией меньшего размера (табл. 7).

В составе углерода нижележащего горизонта по сравнению с вышележащим отмечается повышенная доля фракции большего размера как свободного, так и агрегированного ОВ и, соответственно, относительно меньшая – фракции меньшего размера.

В составе *компонентов ОВ* исследованных горизонтов, дискретное ОВ (ЛФ плотностью $<2.0 \text{ г/см}^3$) составляет примерно равную величину: 81.2–82% от С_{общ} (табл. 8).

Таблица 7. Соотношение С_{ЛФ} разного размера в составе ЛФ плотностью $<1.8 \text{ г/см}^3$

Глубина, см	ЛФ _{СВ}		ЛФ _{АГР}	
	>50 мкм	<50 мкм	>50 мкм	<50 мкм
40–50	70.95	29.05	7.63	92.37
70–80	77.78	22.22	14.61	85.39

Таблица 8. Долевое участие компонентов ОВ в исследованных горизонтах, % С_{общ}

Глубина, см	ЛФ _{СВ}		∑ЛФ _{СВ}	ЛФ _{АГР}		∑ЛФ _{АГР}	1.8–2.0 г/см ³	∑ЛФ	<1 мкм	Остаток
	>50 мкм	<50 мкм		>50 мкм	<50 мкм					
40–50	19.15	7.84	26.99	2.87	34.69	37.56	17.35	81.90	12.52	5.58
70–80	21.73	6.21	27.94	5.46	31.91	37.37	14.88	81.19	14.78	5.03

В распределении доли ила в $C_{\text{общ}}$ отмечается незначительное увеличение вклада илистой фракции в нижележащем горизонте (14.8 против 12.5% от $C_{\text{общ}}$).

Доля углерода фракции остатка ($C_{\text{ост}}$) в общем накоплении углерода в горизонтах разной глубины колеблется слабо: 5.0–5.6% от $C_{\text{общ}}$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Аналитический материал свидетельствует о значительной оторфованности изученных погребенных горизонтов разной глубины залегания, причем, степень ее выраженности увеличивается с глубиной. Свидетельством этого являются повышенные по сравнению с вышележащим горизонтом величины накопления массы фракции плотностью $<1.8 \text{ г/см}^3$ большего размера ($>50 \text{ мкм}$), уровня накопления углерода и долевого участия в составе разных компонентов ОВ и в составе общего уровня накопления углерода в почве.

Большая древность торфа (первая половина голоцена) свидетельствует об очень медленном протекании процесса гумификации ОВ. Это связано с экстремальными условиями среды: низкими средними температурами и малой продолжительностью периода положительных температур. Все это замедляет процессы гумификации растительных остатков на ранних стадиях и обеспечивает долгое сохранение грубогумусовых и торфянистых горизонтов не только в погребенном состоянии, но и на поверхности.

В составе углерода легких фракций нижележащего горизонта по сравнению с вышележащим отмечается повышенная доля фракции большего размера ($>50 \text{ мкм}$), представленная в основном слаборазложившимися растительными остатками как свободного, так и агрегированного ОВ. Это может свидетельствовать о более интенсивном воздействии факторов, разрушающих ОВ, на верхнюю часть торфяного горизонта, а также с изменением характера процессов накопления торфа – возможным смягчением климатических условий в течение периода 10–9 тыс. лет назад, следствием чего стали значительно более благоприятные условия для микробиологической деятельности в вышележащем горизонте по сравнению с нижележащим. Благодаря этому органические остатки в

большей степени подверглись микробиологическому воздействию.

Благодарность. Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума РАН (грант на проведение фундаментальных исследований в 2015 г.). Работы по исследованию почв и отложений поддержаны за счет средств гранта РФФИ № 16-45-890312 и гранта РНФ № 14-27-00133, в части радиоуглеродного датирования и морфологического анализа почв.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артемьева З.С.* Органическое вещество и гранулометрическая система почвы. М.: ГЕОС, 2010. 240 с.
2. *Артемьева З.С., Федотов Г.Н.* [Состав функциональных пулов легко-разлагаемого органического вещества автоморфных зонального ряда почв центра Русской равнины](#) // Вестник Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2013. № 4. С. 3–10
3. [Архив погоды на метеостанции им. М.В. Попова](#) [Официальный сайт], 2016. <http://tr5.ru> (дата обращения 20.04.2016).
4. *Кононова М.М.* Органическое вещество почвы, его природа, свойства и методы изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 315 с.
5. *Орлов Д.С.* Гумусовые кислоты почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1974. 333 с.
6. *Слагода Е.А., Лейбман О.М., Хомутов А.В., Орехов П.Т.* [Криолитологическое строение первой террасы острова Белый в Карском море \(часть 1\)](#) // Криосфера Земли. 2013. Т. XVII. № 4. С. 11–21.
7. *Слагода Е.А., Курчатова А.Н., Опокина О.Л., Томберг И.В., Ходжер Т.В., Фирсова А.Д., Родионова Е.В., Попов К.А., Никулина Е.Л.* [Криолитологическое строение первой террасы острова Белый в Карском море: Геокриологическая история и изменения природных условий \(часть 3\)](#) // Криосфера Земли. 2014. Т. XVIII. № 3. С. 33–45.
8. *Травникова Л.С., Артемьева З.С.* Физическое фракционирование органического вещества почв с целью изучения его устойчивости к биодеградации // Экология и почвы. Избр. лекции 10-й Всерос. школы. Т. IV. Пушкино, 1987. С. 337–346.
9. *Трофимова И.Е., Бальбина А.С.* [Классификация климатов и климатическое районирование Западно-Сибирской равнины](#) // География и природные ресурсы. 2014. № 2. С. 11–21.
10. *Тюрин И.В.* Органическое вещество почвы и его роль в почвообразовании и плодородии. М.–Л.: Сельхозгиз, 1937. 285 с.
11. *Чичагова О.А.* Радиоуглеродное датирование гумуса почв. М.: Наука, 1985. 158 с.

12. Чичагова О.А., Хохлова О.С., Зазовская Э.П., Горячкин С.В. Радиоуглеродный анализ и проблемы памяти почв // Память почв. Почва как память биосферно-геосферно-атмосферных взаимодействий. М., 2008. С. 182–203.
13. Ashman M.R., Hallett P.D., Brookes P.C. [Are the links between soil aggregate size class, soil organic matter and respiration rate artefacts of the fractionation procedure](#) // Soil Biol. Biochem. 2003. V. 35. P. 435–444.
14. Blanco-Canqui H., Lal R. [Mechanisms of Carbon Sequestration in Soil Aggregates](#) // Critical Reviews in Plant Sciences. 2004. V. 23. P. 481–504.
15. Christensen B.T. [Physical fractionation of soil and organic matter in primary particle size and density separates](#) // Advances in Soil Sci. 1992. V. 20. P. 1–90.
16. Golchin A., Oades J.M., Skjemstad J.O., Clarke P. [Study of free and occluded particulate organic matter in soils by solid state ¹³C CP/MAS NMR spectroscopy and scanning electron microscopy](#) // Austr. J. Soil Res. 1994. V. 32. P. 285–309.
17. Golchin A., Oades J.M., Skjemstad J.O., Clarke P. [Structural and dynamic properties of soil organic matter as reflected by ¹³C natural abundance, pyrolysis mass spectrometry and solid-state ¹³C NMR spectroscopy in density fractions of an Oxisol under forest and pasture](#) // Aust. J. Soil Res. 1995. V. 33. P. 59–76.
18. Golchin A., Baldock J.A., Oades J.M. A model linking organic matter decomposition, chemistry, and aggregate dynamic // Soil Processes and the Carbon Cycle / Lal R., Kimble J.M., Follett R.F., Stewart B.A. CRC Press, Boca Raton, 1997. P. 245–266.
19. Guggenberger G., Zech W., Haumaier L., Christensen B.T. [Land-use effects on the composition of organic matter in particle-size separates of soils: I. Lignin and carbohydrate signature](#) // Europ. J. Soil Sci. 1995. V. 46. P. 147–158.
20. Oik D.C., Gregorich G. [Overview of the Symposium Proceedings. “Meaningful Pools in Determining Soil Carbon and Nitrogen Dynamics”](#) // Soil Sci. Soc. Am. J. 2006. V. 70. P. 967–979.

THE ORGANIC MATTER OF THE BURIED PEAT SOILS ON BELY ISLAND (KARA SEA)

Z. S. Artemyeva¹, A. V. Yurtaev², A. L. Alexandrovskiy³, E.
P. Zazovskaya³

¹V.V. Dokuchaev Soil Science Institute,
Russia, 119017 Moscow, Pyzhevskii 7, bld. 2

²Tyumen State University, Russia, 625003 Tyumen, ul. Semakova 10

³Institute of Geography of RAS,

The organic matter composition of buried peat horizons from the west coast of White lake (Kara Sea) was investigated using the method of density-metric fractionation. Considerable amount of peat in studied buried horizons, the amount of which increases with depth was revealed. According to radiocarbon dating of peat was formed in the early Holocene. Great antiquity of organic matter in studied buried horizons indicates a very slow humification process. This is due to the extreme environmental conditions: lower average temperatures and short duration period of positive temperatures. The presence of a larger number poorly decomposed plant residues in the composition of the light fractions in low part of the buried horizon indicates the difference between the conditions of the decomposition of organic matter in the period of 8950–8580 years ago, namely, the less favorable conditions for microbial activity in low horizon. This could be due to the change of the local hydrological conditions that influenced the change in the rate of humification of plant residues during this relatively short period of time.

Key words: peat soils, Arctic, physical fractionation of organic matter, light fractions, extreme environmental conditions, radiocarbon age.