

## ДЫХАНИЕ ПОЧВ В ПРИРОДНЫХ ЦЕНОЗАХ

УДК 631.4:574.4

### ЭМИССИЯ CO<sub>2</sub> ПОЧВАМИ ЭКОТОННОЙ ЗОНЫ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 2023 г. О. Ю. Гончарова<sup>а</sup>, \* (ORCID: 0000-0003-1099-215X), Г. В. Матышак<sup>а</sup>,  
М. В. Тимофеева<sup>а, б</sup>, С. В. Чуванов<sup>а, б</sup>, М. О. Тархов<sup>а</sup>, А. В. Исаева<sup>а, с</sup>

<sup>а</sup>Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

<sup>б</sup>Почвенный институт им. В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия

<sup>с</sup>Институт глобального климата и экологии им. академика Ю.А. Израэля,

ул. Глебовская, 20б, Москва, 107258 Россия

\*e-mail: goncholga@gmail.com

Поступила в редакцию 28.02.2023 г.

После доработки 12.05.2023 г.

Принята к публикации 13.05.2023 г.

Район исследования почвенного дыхания, север Западной Сибири, расположен на южном пределе распространения близко залегающих многолетнемерзлых пород, в экотонной зоне на границе типичных таежных ландшафтов и южной тундры. Участок характеризуется наличием контрастных ландшафтов: сосняков с торфяно-подбурами и подзолами (Albic Podzols); мерзлых торфяников (Cryic Histosols) с торфяно-криоземами (Histic Oxyaquic Turbic Cryosols) и болотных экосистем с торфяными олиготрофными почвами (Fibric Histosols). В задачи исследования входила оценка величин эмиссии CO<sub>2</sub> (ЭM<sub>CO<sub>2</sub></sub>) почвами ключевых ландшафтов в вегетационные сезоны 2019–2022 гг. и анализ факторов пространственной вариабельности данного показателя и его межгодовой изменчивости. Исследование включало анализ базы данных ЭM<sub>CO<sub>2</sub></sub> (метод статичных закрытых камер) и гидротермических параметров почв, фиксированных в течение 4 лет в августе. При отсутствии тренда к изменению климатических параметров за последние 10 лет, наблюдалось постепенное увеличение температуры почв всех ландшафтов и увеличение глубины протаивания на торфяниках. Данные изменения не сопровождались существенными изменениями величины ЭM<sub>CO<sub>2</sub></sub>. Она составила в лесных экосистемах в среднем от 485 до 540 мг CO<sub>2</sub>/(м<sup>2</sup> ч), на торфяно-болотном комплексе от 150 до 255 мг CO<sub>2</sub>/(м<sup>2</sup> ч) с высокими коэффициентами пространственной вариабельности. Высокие величины ЭM<sub>CO<sub>2</sub></sub> в лесных экосистемах определяются благоприятными гидротермическим режимом, водно-физическими свойствами, высокими запасами корневой биомассы. Часть CO<sub>2</sub>, продуцируемого почвами торфяников, переносится надмерзлотными водами и выделяется с поверхности болотных почв. Температура почв, регулируемая сезонным протаиванием, явилась значимым предиктором пространственной вариабельности ЭM<sub>CO<sub>2</sub></sub> на почвах торфяно-болотного комплекса.

*Ключевые слова:* дыхание почвы, гидротермические параметры, мерзлые торфяники, болотные экосистемы, лесные экосистемы, цикл углерода

**DOI:** 10.31857/S0032180X23600336, **EDN:** QRTQQL

#### ВВЕДЕНИЕ

Одной из важнейших экосистемных функций почв, актуальность которой в настоящее время несомненна, является ее газообмен с атмосферой [6, 9]. Почва активно участвует сейчас и участвовала в прошлом в формировании газового состава атмосферы. Почвенное дыхание (SR) имеет решающее значение для глобального углеродного цикла, поскольку, по имеющимся оценкам, почвы содержат в 2 раза больше углерода, чем атмосфера [38, 44]. Ежегодные выбросы CO<sub>2</sub> в атмосферу через SR в глобальном масштабе примерно в 10 раз превышают таковые от ископаемого топлива [18], и ежегодно десятая часть атмосферного

CO<sub>2</sub> проходит через почву [40]. Таким образом, несомненна связь почвы с изменениями климата, и один из ключевых вопросов — какова будет реакция почвы на климатические изменения, а именно величина и потенциал этой обратной связи [18].

SR — это общая продукция CO<sub>2</sub> в результате дыхания всех почвенных компонентов: корней растений, мезо- и микробиоты. Данное понятие не тождественно понятию “эмиссия” CO<sub>2</sub> с поверхности почвы (ЭM<sub>CO<sub>2</sub></sub>), так как второе — это скорей физический процесс выделения газа из почвы в атмосферу [10], источником которого могут быть в том числе небиологические процес-

сы. Наравне с этим, часть CO<sub>2</sub>, образованного в результате дыхания, может сорбираться почвой и не эмитировать через ее поверхность [13]. В работе будем применять термины в соответствии с данными определениями.

Существует множество причин отсутствия до настоящего времени точных оценок величин ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> как в региональном, так и в глобальном масштабах и определенностей в прогнозном моделировании данной статьи углеродного баланса. Основная причина – это обилие предикторов, влияющих на SR [37]. Их можно объединить в несколько групп. Первая – это собственно почвенные свойства: качество, количество и доступность почвенного органического вещества [25, 41, 42]; величина кислотности почв и обеспеченность питательными веществами [46]; состав и активность почвенной микробиоты [31]; физические свойства почв: плотность, пористость, гранулометрический состав [34]. Вторая группа – характер и состояние растительного покрова, так как от него зависит величина корневого дыхания и характер растительного материала, поступающего в почву [43, 50]. Третья группа – это гидротермические параметры. В данном случае можно говорить как о глобальном климате, как предикторе формирования тех или иных экосистем, так и более узко – о режимах температуры и влажности почв. Гидротермические характеристики почв – наиболее активно изучаемые параметры в контексте почвенной продукции парниковых газов [49]. SR, как и любой другой биохимический процесс, является зависимым от температуры. Увеличение SR с ростом температуры имеет экспоненциальный характер и описывается величиной  $Q_{10}$ , коэффициентом температурной чувствительности. По обширным литературным данным он варьирует в очень широких пределах, но подавляющее большинство величин находится в диапазоне от 1.5 до 3 [53]. Влияние влажности описывается более сложными зависимостями, но, по общим представлениям, влажность лимитирует ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> как в низком, так и в высоком диапазонах величин [22]. Принято рассматривать и моделировать величину SR как функцию от обоих параметров [47].

Таким образом, широкий спектр факторов, влияющих на SR, их сложные взаимосвязи, обуславливают крайне высокую пространственную вариабельность и временную изменчивость данной величины, которую трудно смоделировать или предсказать [54]. Годовая динамика SR чаще всего хорошо описывается сезонным изменением гидротермических параметров и фенологических особенностей жизнедеятельности растительности и широко представлена для различных биомов, особенно это касается лесных экосистем северного полушария [19, 26]. Существуют обоб-

щенные оценки ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> для большинства биомов. При этом пространственная вариабельность, особенно крупномасштабная (локальная), широко обсуждается, но гораздо сложнее описывается обычным набором предикторов. В последних работах показано, что температура не всегда является фактором пространственной вариабельности эмиссии [7]. Часто пространственная вариабельность ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> на локальном уровне превышает таковую на региональном [45]. Безусловно, все эти обстоятельства определяют необходимость подробных исследований процессов, обуславливающих величину SR, поиск закономерностей ее пространственного варьирования на уровне отдельных экосистем, что неоднократно подчеркивается в обзорных работах [49]. Особенно это касается регионов, где такого рода исследований объективно мало. В частности, для тундровых экосистем отмечено, что крайне небольшое количество работ по исследованию баланса углерода включает измерение SR.

Север Западной Сибири является уникальным регионом, который расположен на южном пределе распространения близко залегающих многолетнемерзлых пород (ММП) и характеризуется наличием контрастных ландшафтов на небольших по площади участках. Данный регион является естественным полигоном для мониторинга всех процессов, связанных с быстрыми климатическими изменениями [11]. В настоящем исследовании поставили несколько задач: (1) оценка величин ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> контрастных ландшафтов региона исследования в вегетационные сезоны за период 2019–2022 гг.; (2) анализ факторов, определяющих пространственную вариабельность данного показателя и его межгодовую изменчивость.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

**Объекты и природные условия района исследования.** Интенсивность потоков климатически активных газов на севере Западной Сибири (ЯНАО) на временных площадках наблюдений оценивали в окрестностях г. Надым. Площадку исследований организовали в 2009 г. сотрудники факультета почвоведения МГУ на междуречье рек Хейгияха, Левая Хетта в 40 км от г. Надым (Надымский район, Тюменская обл.) (65°18'52.8" N, 72°52'54.2" E). Стационар представляет собой сезонный палаточный лагерь, устанавливаемый ежегодно в период проведения работ. Территория исследования не нарушена и не несет антропогенной нагрузки, за исключением локальных – линейные сооружения (газопровод и дорога вдоль него). Из естественных нарушений развиты пожары, следы которых встречаются в почвенном покрове всей территории. На участках с современными ММП идут активные термодеграционные процессы:

термоэрозия и термокарст. На открытых пространствах торфяников развиты дефляционные процессы, встречаются массивы раздувов на повышениях.

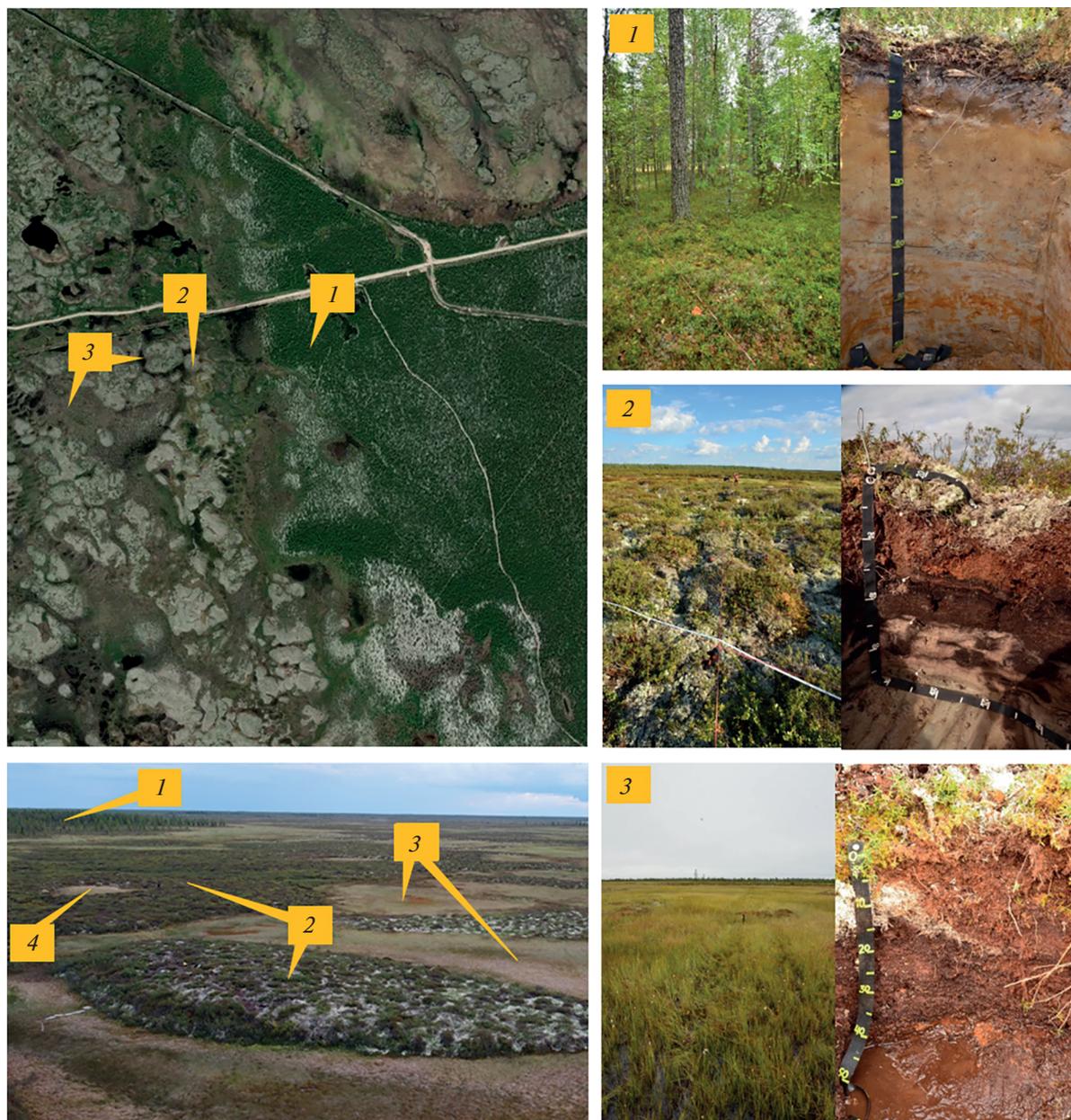
Территория исследования расположена на северной границе северной тайги и представляет собой экотонную зону, где на небольшой территории представлены как типичные таежные ландшафты, так и участки южной тундры с массивами торфяников и наличием прерывистых ММП [11]. На территории Западной Сибири сплошное пространство ММП мощностью несколько десятков метров фиксируется за Полярным кругом. К югу ММП разделяются на два неравномерных слоя, образуя в сечении структуру “ласточкин хвост” [15]. Поверхностный слой мощностью около 50 м залегает прерывисто между 66° и 64° N и считается продуктом позднего голоценового похолодания. Второй, значительно более мощный слой, отделенный от поверхностной мерзлоты таликом мощностью 100–200 м, простирается до 60-й параллели и считается плейстоценовым реликтом [2].

Климат района характеризуется как среднеконтинентальный с очень холодной зимой. По данным метеостанции г. Надым, расположенной в 30 км к северу от района исследования, среднее значение годовых температур воздуха начиная с 2004 г. составило  $-4.5^{\circ}\text{C}$  (варьирование  $-2.4...-6.8^{\circ}\text{C}$ ), среднее количество осадков – 550 мм (варьирование 466–687 мм) [36]. Ландшафты территории резко контрастируют и подразделяются на два основных типа, отличающихся по наличию ММП и степени гидроморфизма. Это автоморфные лесные ландшафты, где ММП в настоящий момент отсутствуют, и гидроморфные ландшафты, представленные комплексом олиготрофных болот и специфическими вариантами мерзлотных экосистем: плоско- и крупнобугристыми торфяниками с расположением многолетнемерзлых пород в пределах 1–2 м. В качестве ключевых выбрали три основных ландшафта, контрастные по геокриологическим условиям, характеру растительных сообществ, почвенным свойствам. Все участки исследования расположены недалеко друг от друга в пределах небольшой площади и заложены в автоморфных лесных экосистемах и в комплексе бугристых торфяников, развитых в гидроморфных и полугидроморфных условиях. Почвы, описанные на ключевых участках, отражают наиболее характерные условия почвообразования на изучаемой территории (рис. 1). Внутри некоторых ландшафтов выделены специфические структуры или растительные группировки, которые также включены в исследование.

Лесной участок представлен кочковато-западинным сосняком зеленомошным со слабовыраженным бугристо-западинным рельефом (абсо-

лютные отметки 22 м над ур. м.). Растительность состоит из *Pinus sibirica*, *Larix sibirica*, *Betula* sp. в верхнем ярусе; представителей семейства Ericaceae – в среднем ярусе; *Polytrichum strictum*, *Cladonia rangiferina*, *Sphagnum* sp. – в нижнем. Почвообразующие породы песчаные, озерно-аллювиального происхождения. Современные ММП отсутствуют, однако на формирование ландшафтов данного типа оказывают влияние процессы палеокриогенеза: наличие псевдоморфоз по повторно-жильным льдам, палеокриотурбации. Данные явления приводят к формированию выраженного остаточного-полигонального рельефа и высокой неоднородности структуры почвенного покрова и свойств почв. Почвенный покров представлен подзолами иллювиально-железистыми и подбурами оподзоленными (Albic Podzol) [8, 52]. Профиль подзола/подбура (O–E)–ВНФ–ВС состоит из оторфованной подстилки мощностью 5–10 см, осветленного песчаного подзолистого горизонта различной мощности (иногда выражен фрагментарно или отсутствует), иллювиально-железистого супесчаного горизонта мощностью до 30 см, постепенно переходящего в песчаную породу неоднородной окраски: от серой до желтовато-бурой. Реакция среды изменяется от сильноокислой в органогенном горизонте до кислой в нижележащих минеральных горизонтах. В органогенном горизонте содержание общего углерода достигает 46%, в минеральной толще – не превышает 1%. Запасы углерода в среднем составляют около 6 кг С/м<sup>2</sup> (из расчета на весь исследованный профиль – около 60 см). Запасы корневой биомассы составляют от 1800 до 3000 г/м<sup>2</sup>. В верхнем подстилочно-торфяном горизонте сосредоточено от 80 до 90% корней. Заметное количество корней отмечено в нижних горизонтах, 5–15% всей корневой биомассы приходится на горизонт ВНФ [4]. Максимальное долевое участие отмечено для корней средней толщины в верхнем горизонте и тонких – в нижних. На территории стационара встречаются специфические лесные участки – сосняки лишайниковые с абсолютным доминированием в напочвенном покрове кладонии оленьей *Cladonia rangiferina* (L.) Weber ex F.H. Wigg. Данные экосистемы встречаются фрагментарно, занимая не более 5–10% общей площади сосняков. Почвы характеризуются развитым подзолистым горизонтом и классифицируются как подзолы языковатые. Мощность подзолистого горизонта может достигать 40–50 см, подстилочно-торфяный горизонт выражен слабо. Почвы характеризуются низкими запасами углерода, наибольшими запасами корневой биомассы.

Торфяники представлены плоско- и крупнобугристыми формами. Плоскобугристые торфяники за счет криогенного пучения приподняты над общим уровнем верховых болот на 0.5–1.5 м и характеризуются плоскими и слабонаклонными



**Рис. 1.** Основные ландшафты — объекты района исследования: лесные экосистемы (1), мерзлые бугристые торфяники (2), болотные экосистемы (3), термокарстовые понижения (4).

крупнокочковатыми формами поверхности. Растительность в напочвенном покрове — *Cladonia rangiferina*, *C. stellaris*, *C. sylvatica*, *Sphagnum* sp.; в кустарничковом ярусе — *Betula nana*, *Rubus chamaemorus*, *Ledum* sp., *Vaccinium uliginosum*, *Vaccinium myrtillus*; для травяного яруса характерны представители семейства Сурегасеае. Почвообразующие породы — песчаные и реже суглинистые, озерно-аллювиального происхождения. ММП расположены на глубинах в среднем 60 см и представлены отложениями песчано-супесчаного состава. Почвенный покров состоит из комплекса

торфянистых почв. Наиболее распространены торфяно-криоземы потечногумусовые супесчано-легкосуглинистые, Histic Oxyaquic Turbic Cryosol (Arenic). Профиль (O-TO-CR<sub>1</sub>) состоит из ягелевого очеса, 1–2 слабо- или среднеразложённых торфяных горизонтов олиготрофного типа. Общая мощность торфяной толщи не превышает 50 см. Минеральная часть представлена криотурбированным супесчаным горизонтом неоднородной окраски: серой, белесой, коричневатой, который сменяется мерзлой песчаной породой. Реакция среды меняется от сильнокислой в торфяных

горизонтах до слабокислой в минеральных. Содержание общего углерода в торфяных горизонтах около 43%, в минеральных – не превышает 1%. Зольность торфа в среднем 9%. Запасы С в торфяно-криоземах составляют в среднем 26 кг С/м<sup>2</sup> (до мерзлой породы). Запасы корневой биомассы в почве от 200 до 300 г/м<sup>2</sup>, причем практически 100% всех корней находится в верхнем торфяном горизонте мощностью 6–10 см. В почве отсутствуют корни больше 5 мм, долевое участие тонких корней от 25 до 45% [4]. Крупнобугристые формы торфяника имеют куполообразную форму, приподняты над уровнем окружающих верховых болот на 3–4 м (абсолютные отметки 25 м над ур. м.). Для них характерно отсутствие сплошного растительного покрова: встречаются значительные участки обнаженного торфа с растрескавшейся, нарушенной поверхностью. На участках бугристых торфяников спорадически наблюдаются термодеградационные процессы, выражающиеся в развитии термокарстовых понижений. Для них характерно резкое снижение кровли многолетнемерзлых пород, значимая просадка поверхности, смена растительных сообществ.

Гидроморфные (болотные) экосистемы представляют собой вытянутые переувлажненные депрессии (ложбины) между бугристыми торфяниками (абсолютные отметки 20 м над ур. м.). Уровень болотных вод в пределах 0.1–0.2 м. Растительность представлена преимущественно мхами видов *Sphagnum fuscum* и травянистой растительностью семейства Сугерасеae – *Eriophorum vaginatum*, *Carex* sp. В пределах 2 м многолетнемерзлые породы не обнаруживаются. Почвенный покров однороден и представлен торфяной олиготрофной почвой, состоящей из 1–2 слоев слаборазложившего сфагнового торфа, мощностью 0.5 м и более. В качестве мониторинговых объектов выбрали участки ложбины с торфяной олиготрофной типичной почвой (ТО-ТТ) (Fibric Histosol).

**Методы исследования.** Все исследования проводили в августе. Для данного региона это не самый теплый месяц (самый теплый июль), но в этом месяце наблюдается максимальная температура почвы, что связано как с сезонным прогреванием, так и с максимальным оттаиванием сезонно-талого слоя. Измерения ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> с поверхности почвы проводили в течение 2–3 недель ежедневно, исключая дни с обильными осадками. Общее число измерений ежегодно составляет от 200 до 300. Наибольшее число приходилось на торфяники и болотные экосистемы, так как они представляют основной объект исследования. Измерения проводились как на стационарных площадках, расположенных на нескольких торфяниках и окружающих болотных экосистемах (от 6 до 12 повторностей на каждом, 5–6 раз за сезон), так и на других участках, выбираемых ежегодно, по регу-

лярной или нерегулярной сетке или с помощью радиальных трансект протяженностью 100–200 м с шагом 10–20 м (20–40 повторностей). ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> с поверхности почвы измеряли методом статичных закрытых камер [13]. Камера для измерений представляла собой цилиндр из нержавеющей стали (высота 12, диаметр 10 см), который устанавливали либо в пластиковое основание, стационарно помещенное в почву на глубину 2–4 см, либо непосредственно на поверхность почвы с заглублением на 2 см. Измерения проводили с предварительно удаленной растительностью. В динамике пробы воздуха из изолированного объема надпочвенной атмосферы в шприцы объемом 20 см<sup>3</sup> отбирали сразу после установки камеры и по истечении 10–20 мин (для отбора проб в камерах имеются отверстия, закрытые резиновыми пробками). Время экспозиции зависело от интенсивности потока. Концентрацию CO<sub>2</sub> определяли в полевых условиях с помощью портативных газовых анализаторов с инфракрасным датчиком RMT DX 6210 (точность 0.002%) и LI-830 (точность 0.001%). ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> рассчитывали по формуле (1) [13] с учетом изменения концентрации газа в камере, барометрического (атмосферного) давления, температуры, объема камеры и времени экспозиции. Результаты выражали в мг CO<sub>2</sub>/(м<sup>2</sup> ч).

$$Q = \frac{\Delta CPMh}{100RT\Delta t} = \frac{3.18\Delta CPh}{T\Delta t}, \quad (1)$$

где  $Q$ , мг CO<sub>2</sub>/(м<sup>2</sup> ч) – ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub>;  $\Delta C$ , ppm – изменение концентрации газа в камере;  $P$ , кПа – атмосферное давление;  $h$ , см – высота камеры;  $T$ , К – температура по шкале Кельвина;  $\Delta t$ , мин – время экспозиции, 3.18 – коэффициент, учитывающий числовые значения входящих в формулу констант,  $R$ ,  $M$  и соотношения размерностей (Па/кПа, ч/мин, м/см, мг/г, %/ppm).

Мощность сезонно-талого слоя (СТС) измеряли методом зондирования шупом, представляющим собой заостренный металлический стержень диаметром 10 мм и длиной 1.2 м по ГОСТ 26262–2014, 2015. Во время исследований контролировали температуру воздуха (датчики устанавливали на весь период исследования), температуру почвы измеряли с помощью логгеров Thermochron iButton TM (Dallas Semiconductor Corporation, TX, США; разрешение 0.5°C, точность ±1°C) и электронных термометров TP3001 (разрешение 0.1°C, точность ±1°C), а также объемную влажность с помощью полевого влагомера Field Scout TDR 100 (разрешение 0.1%, точность ±3.0%) в слое 10–12 см для минеральных почв и 15–20 см для органических. Температуру воздуха, поверхность почвы, а также почвы на глубинах 20, 40, 60 см измеряли в круглогодичном режиме с помощью датчиков-логгеров с периодичностью измерения раз в 4 ч. Для анализа климатических условий и

расчета показателей температурного режима почв использовали как собственные микроклиматические измерения, так и материалы из базы данных ВНИИ гидрометеорологической информации – Мировой центр данных [1]. Температурного режима почв исследовали на полигоне с 2014 г. [23, 24, 36], и традиционно рассматриваем анализируемый год не в календарном аспекте (с января по декабрь), а в сезонном, с сентября по август. Это связано как и с возможностью перепрограммировать датчики только в августе, так и с более удобной оценкой режимов. Например, оценка влияния зимнего периода целиком на функционирование экосистем в летний период и т.д.

Температурный режим почвы – это распределение температуры в почвенном профиле и непрерывные изменения этого распределения во времени [12]. Для его характеристики применяются различные показатели, основанные на температурных показателях почвенных горизонтов или выделенных слоев, измеренных различными временным и пространственным интервалами. Использовали как стандартные показатели, предложенные Димо [5], так и параметры, активно применяющиеся за рубежом в экологии, климатологии, ботанике, почвоведении. Один из таких показателей – N-фактор – температурный индекс поверхности – метод параметризации поверхностного энергетического баланса [33]. Рассчитывали летние (N<sub>л</sub>) N-факторы через отношение сумм среднесуточных температур больше нуля на поверхности почвы к аналогичным суммам в воздухе за тот же период. Зимние N-факторы (N<sub>з</sub>) рассчитывали аналогично с использованием сумм температур меньше нуля и сумм отрицательных температур воздуха. Максимальное влияние на величину морозных N-факторов оказывает величина снежного покрова (чем мощность снежного покрова больше, тем величина фактора меньше), безморозных – характер напочвенного растительного покрова [29].

Однофакторный дисперсионный анализ (ANOVA) использовали для проверки различий в ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub>, температуре и влажности почв между экосистемами. Значимость определяли с использованием критерия наименьшей значимой разницы Фишера (LSD) при уровне вероятности 95 и 99% ( $P < 0.05$  и  $< 0.1$ ). Корреляции между ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> и факторами среды оценивали с использованием корреляционного анализа Пирсона. Расчеты выполняли в программе StatSoft Statistica 8.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

**Климатические условия в период исследования и гидротермический режим почв.** Из четырех сезонов, в которые проводили исследования, можно выделить два относительно холодных: 2018/2019 и

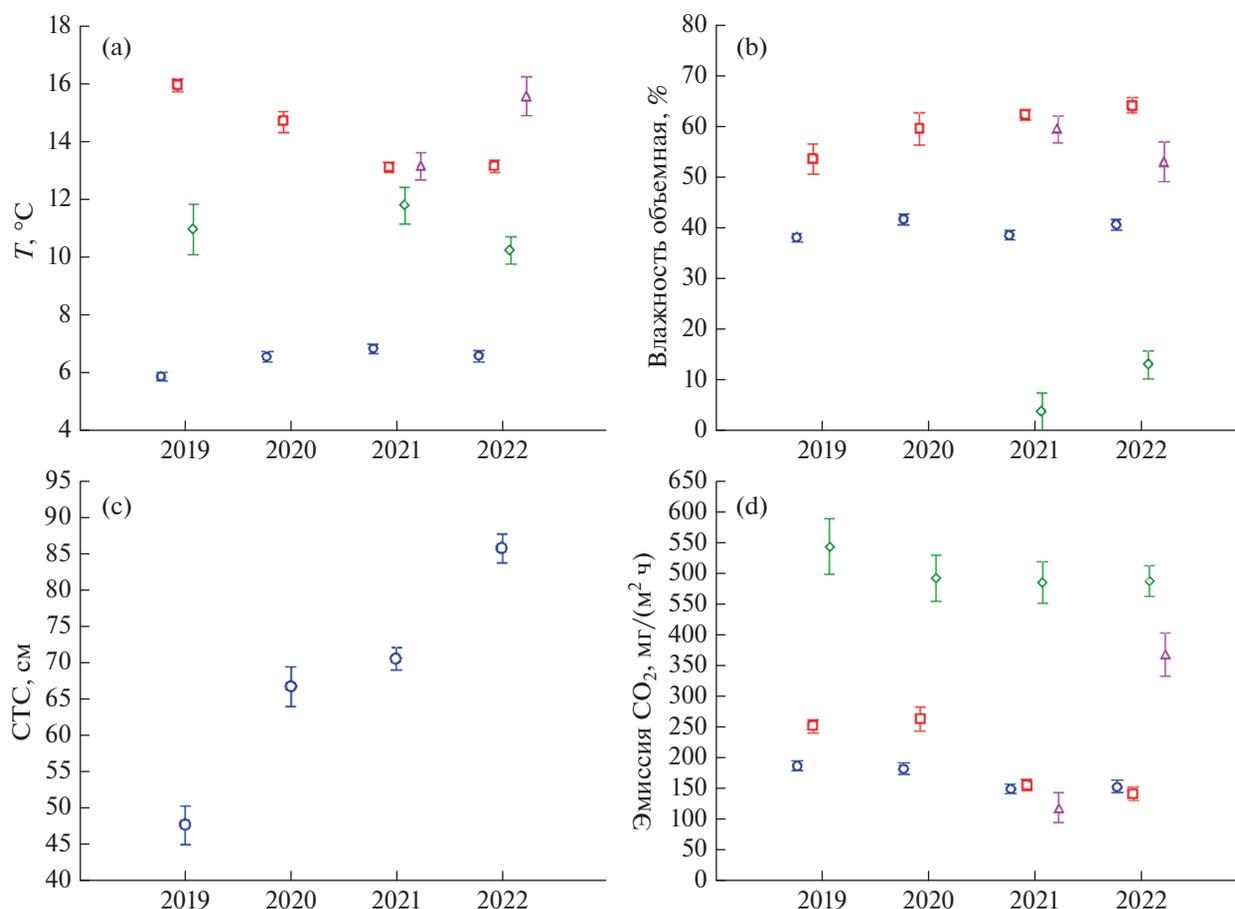
2020/2021 по среднегодовым температурным показателям (табл. 1). Два других года 2019–2020 и 2021–2022 были относительно теплыми, что определилось как очень теплыми зимами, так и теплыми вегетационными сезонами. 2018/2019 сезон выделялся очень мощным снежным покровом и обилием осадков в теплый период. Остальные года близки по количеству осадков. По годовым температурным данным для почв торфяника и леса, которые были получены в ходе круглогодичного мониторинга, выделяется последний сезон – максимальным прогревом почвы. Нужно отметить, что именно в 2022 г. были зафиксированы наибольшие величины сезонного протаивания (СТС) почв как на исследуемых участках, так и на мониторинговых площадках программы CALM, которые находятся на территории исследования [55]. Очевидно, что это является следствием теплой зимы, слабого промерзания почв (практически его отсутствия) и теплого вегетационного сезона. Несмотря на то, что по данным метеостанции Надым высота снежного покрова зимой 2021/2022 гг. не выдающаяся. Величины N<sub>з</sub> для этой зимы наименьшие из всех представленных, что свидетельствует о существенной изоляции почв от промерзания и, вероятно, более мощном снежном покрове, относительно расположения метеостанции. Еще один важный показатель, дающий представление о количестве тепла, поступающего на поверхность почвы – это температура ее поверхности. За рассматриваемый период она также была максимальна для последнего сезона.

Проанализированы данные по температуре верхних горизонтов почв, измерение которой проводили одновременно с измерением эмиссии для всех точек опробования во все года наблюдений (рис. 2а). Закономерно самым холодным профилем характеризовались почвы торфяников, которые функционируют при близком залегании ММП. Температура верхнего слоя почвы торфяников значимо не различалась в августе всех лет наблюдений, можно отметить лишь тенденцию к ее увеличению от 5.9 до 6.6°C. Температура верхних горизонтов лесных почв значимо не различалась в 2019, 2021, 2022 гг. (данных 2020 г. мало для статистического анализа) и в среднем составляла от 10.2 до 11.7°C. Наиболее прогретыми за все годы наблюдений были болотные почвы, наибольшие температуры наблюдались в 2019 г. – в среднем 15.9°C, несколько ниже в 2020 – 14.6°C. В 2021 и 2022 гг. температуры верхних горизонтов болотных почв значимо не различались и составляли в среднем 13°C. Закономерно, почвы болотных участков наиболее увлажненные (рис. 2б), влажность превышает 60%, слабо меняется по годам. Наименьшей влажностью верхних горизонтов характеризуются почвы лесных участков, она составляет около 8–12%. Влажность почв торфяника также слабо меняется по годам, ее величины

**Таблица 1.** Годовые температурные показатели воздуха и почвы для периода 2018–2022 гг. в по данным микрометеорологических наблюдений и данных метеостанции Надым

Год наблюдений	Экосистема	Среднегодовая $T$ , °C		Среднемесячная $T$ , °C		Сумма осадков в теплый период, мм*	Максимальная высота снежного покрова, см*	Дата схода снега*	Среднегодовая $T$ почвы, °C	Сумма $T$ , °C		Среднемесячная $T$ , °C		Число дней с $T > 0$ °C	Среднегодовая $T$ поверхности почвы, °C	$N_l$	$N_f$
		воздух		июля	января					>0	<0	июля	февраля				
		Среднегодовая $T$ , °C	Среднемесячная $T$ , °C														
		на 20 см															
2018/2019	Лес	-4.6	19.3	-2.5	434	108	21.05.19	1.6	670	-124	8.8	-1.0	190	-	-		
	Торфяник	-4.1	20.5	-22.9	-	-	-	-0.1	-	-	2.7	-1.1	240	0.3	0.42		
2019/2020	Лес	-2.9	15.7	-19.2	295	93	28.04.20	2.4	898	-67	9.1	-0.5	135	2.5	0.82		
	Торфяник	-2.9	16.7	-5.4	-	-	-	0.1	153	-121	3.2	-0.7	228	1.3	0.49		
2020/2021	Лес	-5.7	13.7	-30.2	265	63	28.04.21	2.3	884	-93	7.6	-1.0	99	2.1	0.80		
	Торфяник	-5.9	13.9	-30.4	-	-	-	0.5	231	-65	2.5	-0.7	97	1.7	0.56		
2021/2022	Лес	-3.9	16.0	-9.0	245	68	12.05.22	2.7	912	0	8.4	0.0	0	2.7	0.70		
	Торфяник	-3.7	16.8	-18.9	-	-	-	0.0	111	-126	1.4	-0.5	252	1.9	0.54		

\* По данным метеостанции Надым.  
Примечание. Температурный индекс поверхности:  $N_l$  – летний,  $N_f$  – зимний.



**Рис. 2.** Параметры функционирования почв района исследования: температура верхнего горизонта (а), влажность верхнего горизонта (б), мощность сезонно-талого слоя (с) и эмиссия CO<sub>2</sub> с поверхности почвы (д). Синие круги – мерзлые торфяники, зеленые ромбы – лесные экосистемы, красные квадраты – болотные экосистемы, фиолетовые треугольники – термокарстовые понижения. Показаны средние величины и стандартная ошибка среднего.

колеблются около 40%. Максимальная пространственная вариабельность температуры почвы наблюдалась для торфяников (коэффициент вариации (КВ) 30–50%), невысокая вариабельность отмечена для почв болотных и лесных экосистем (КВ 8–12%). Похожие закономерности наблюдаются для вариабельности влажности: максимальная отмечена для торфяников, минимальная – для болотных почв. В 2021 и 2022 гг. проводили исследования на термокарстовых понижениях, гидротермические условия на них близки к болотным экосистемам. Мощность СТС на стандартных участках наблюдений (торфяниках) увеличилась приблизительно в 2 раза – в среднем с 47 до 85 см (рис. 2с). Следует отметить, что в статистическую обработку включали только точки с мощностью СТС меньше 1 м. Количество точек с большим протаиванием существенно увеличилось за годы наблюдений, особенно в 2022 г.

**Эмиссия CO<sub>2</sub> с поверхности почв.** Максимальные величины ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> с поверхности почв во все годы наблюдений были зафиксированы для зональных автоморфных почв лесных экосистем –

подзолов и подбуров, они значительно отличались от таковых для других экосистем. По данным дисперсионного анализа ( $P < 0.05$ ) межгодовых различий для лесных экосистем выявлено не было, средние величины колебались в узком диапазоне:  $540 \pm 173$ ;  $490 \pm 291$ ,  $483 \pm 241$ ,  $502 \pm 139$  мг CO<sub>2</sub>/(м<sup>2</sup> ч) в 2019, 2020, 2021, 2022 гг. соответственно (рис. 2д). Величины ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> с поверхности плоскобугристых торфяников (преимущественно торфянокриоземы) и болотных почв значительно различались в 2019 и 2020 гг., различий не выявлено в 2021 и 2022 гг. В среднем величины ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> на торфяноболотном комплексе были в 2–2.5 раза ниже, чем для лесных экосистем. В первые два года наблюдений ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> на торфяниках значительно не различалась и составляла  $186 \pm 116$  и  $182 \pm 106$  мг CO<sub>2</sub>/(м<sup>2</sup> ч), в последующие два года  $150 \pm 90$  и  $153 \pm 67$  мг CO<sub>2</sub>/(м<sup>2</sup> ч). Для болотных экосистем ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> в 2019 и 2020 гг. составляла  $251 \pm 140$  и  $262 \pm 134$  мг CO<sub>2</sub>/(м<sup>2</sup> ч), в последующие два года значительно не отличалась от таковой на торфяниках и составляла

**Таблица 2.** Коэффициенты корреляции между температурой, влажностью верхнего горизонта почв, мощностью СТС и ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> (приведены только значимые корреляции, \* и \*\* обозначают значимую корреляцию между ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> и факторами на уровне  $p < 0.05$  или  $< 0.1$  соответственно)

Год	Экосистема	Температура почвы	Влажность почвы	СТС
2019	Торфяник	0.12**	-0.25*	—
	Болото	—	—	—
	Лес	—	—	—
2020	Торфяник	0.42*	—	0.36*
	Болото	—	—	—
	Лес	—	—	—
2021	Торфяник	0.31*	0.14**	0.16*
	Болото	0.31*	—	—
	Лес	-0.54**	—	—
2022	Торфяник	—	0.22*	—
	Болото	0.21**	—	—
	Лес	—	0.60*	—

ла  $156 \pm 90$  и  $141 \pm 104$  мг  $\text{CO}_2/(\text{м}^2 \text{ч})$ . Внутригодовые КВ высокие для всех экосистем: в лесных — 30–60%, на торфяниках и болотах — 50–75%. Величина ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> из молодых термокарстовых депрессий, расположенных непосредственно на изучаемых торфяниках, в первый год наблюдений не отличалась от таковой для торфяников и болот. В 2022 г. эмиссия была существенно выше, в среднем составляя  $370 \pm 79$  мг  $\text{CO}_2/(\text{м}^2 \text{ч})$ .

**Влияние факторов среды на ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub>.** Если рассмотреть весь четырехлетний массив данных, ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> имеет очень слабую положительную корреляцию с температурой почвы и слабую отрицательную с влажностью. Очевидно, что значимость корреляции достигается большим объемом данных. При этом по отдельности влажность и температура объясняют всего несколько процентов общей дисперсии ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub>, при включении в модель обоих параметров объясненная дисперсия повышается лишь до 10%. Если исключить межгодовую вариабельность и рассмотреть зависимость ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> от температуры и влажности отдельно для каждого года, тенденции в целом сохраняются: слабая положительная связь с температурой почвы и слабая отрицательная с влажностью наблюдаются во все годы наблюдений.

Полученный массив данных позволяет рассмотреть факторы пространственной вариабельности для каждой экосистемы по годам (табл. 2). В 2019, 2020, 2021 гг. обнаруживается корреляция ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> и температуры почвы на торфяниках. Влажность на торфяниках за три года играла значимую роль в пространственной вариабельности

ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub>, но в 2021 и 2022 гг. связь положительная, а в 2019 г. — отрицательная. Для болотных экосистем связь с влажностью не была выявлена ни в один год наблюдения, значимая положительная связь с температурой наблюдалась в 2021 и 2022 гг. Значимая положительная связь с мощностью СТС была обнаружена в 2020 и 2021 гг. Отсутствие значимой связи в другие годы может быть связано с недостаточным объемом данных.

## ОБСУЖДЕНИЕ

**Климатические тренды и изменение температурных режимов почв района исследования.** Поскольку мониторинг температурного режима почв ключевых ландшафтов и микроклиматических особенностей района исследования проводится в многолетнем круглогодичном режиме, можно попытаться оценить тенденции в их изменении за последние 8–10 лет, сравнить показатели за 2018–2022 гг. с таковыми за 2011–2015 гг. по данным предыдущих публикаций [3]. Сравнивая два периода, нужно отметить, что изменений в среднегодовой температуре не наблюдалось, чередовались годы с относительно низкими и относительно высокими годовыми показателями. В отношении сезонных показателей наблюдается существенное смягчение зим. Что касается показателей температурного режима почв, то наблюдается явная тенденция к их повышению: увеличилась среднегодовая температура почв торфяника и леса как на глубине 20 см, так и на поверхности. Так, температура почвы торфяников на глубине 20 см стала устойчиво положительной, а на поверхности увеличилась почти на 1°C. Явных при-

чин этого выявить не удалось, вероятно, движущей силой увеличения температуры почвы является сочетание факторов в конкретные года и сезоны, как было показано ранее [3].

**Общие тенденции различий—сходств в ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> между экосистемами и годовые тренды.** Средние величины ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub>, полученные в ходе исследований для северо-таежных экосистем и бугристых торфяников, согласуются с данными, представленными в литературе. Величины, полученные для болотных участков, выше, чем представлены для схожих экосистем [21, 27, 35, 51]. При анализе литературных данных по ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> столкнулись с очень ограниченным их количеством для тундровых экосистем, особенно для экотонных ландшафтов. Это отмечается и в обзорной работе [49], большинство исследований в тундровых ландшафтах связаны с оценкой экосистемного дыхания и нетто-экосистемной продукции, т.е. вклад процессов минерализации почвенного органического вещества в общий экосистемный поток углерода не оценивается. Такие работы в основном проводятся в лабораторных условиях.

По величинам ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> в сторону существенно больших величин, по сравнению с другими экосистемами, выделяются почвы сосняков. Объяснить данный факт можно как более благоприятным температурным режимом почв, по сравнению с криогенными почвами торфяников, так и значительными запасами корневой биомассы лесных экосистем. Температура лесных почв на глубине 10 см в августе составляла 10–12°C, что на 4–6°C (иногда и большее) выше, чем в почвах торфяников. Запасы корневой биомассы в лесных почвах приблизительно в 10 раз больше, чем в почвах торфяников, и вклад корневого дыхания 80% [4]. Причиной высокой эмиссии также может быть оптимальный водно-воздушный режим, обусловленный песчаным гранулометрическим составом, что препятствует застою влаги и обеспечивает активную диффузию газов.

Интересный факт, выявленный в ходе исследований — это высокие величины ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> с поверхности болот, которые либо были схожими с таковыми торфяников, либо превышали их в среднем на 50 мг CO<sub>2</sub>/(м<sup>2</sup> ч) в зависимости от года наблюдений. В литературе не встречали таких оценок, основная тенденция — это приблизительно вдвое большие величины ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> почв торфяников, по сравнению с окружающими болотами [21]. Если говорить об углеродном балансе подобных экосистем, то по литературным данным торфяники (палса) в основном выступают источниками CO<sub>2</sub>, а болота — стоком CO<sub>2</sub> и источником метана [16, 30, 39]. Объяснений полученным результатам несколько. Во все годы наблюдений болотные почвы характеризовались максимальны-

ми, по сравнению с другими экосистемами, температурами, которые достигали 12–16°C, что, очевидно, способствовало как интенсификации биохимических процессов, так и активной физической дегазации болотных вод. Второе обстоятельство — это гидрологический перенос растворенного диоксида углерода с торфяников в болотные экосистемы. На верхней границе ММП, которые залегают на глубине от 30 см до 1 м и глубже на торфяниках, располагаются надмерзлотные воды (образуются при таянии сезонно-мерзлого слоя), характеризующиеся низкими температурами (1–2°C), в которых CO<sub>2</sub> может растворяться и накапливаться либо переноситься в окружающие торфяники ложбины — болотные экосистемы. Это находит подтверждение в повышенных (в 2–4 раза) величинах ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> на болотных участках, непосредственно примыкающих к торфяникам, а также на небольших участках болот, со всех сторон окруженных торфяниками [14].

Что касается годовых трендов. Несмотря на небольшое повышение сезонных температур почв торфяников, тенденции к увеличению ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> не обнаружили, наблюдалось незначительное ее снижение в последние два года наблюдений (рис. 2d). Не сказалось на величине ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> и существенное увеличение СТС. Для болотных экосистем наблюдается другая картина: средние величины ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> в отдельные годы четко положительно коррелировали со средними температурами почв и летними температурами воздуха, но не годовыми трендами температур. Следовательно, можно констатировать, что почвы болотных экосистем более чувствительны в отношении ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> к погодным условиям вегетационного сезона. Величина ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> в лесных экосистемах практически не менялась за 4 года наблюдений, так же как температура и влажность почвы. Интересные тенденции отмечены для почв термокарстовых понижения. За два года наблюдений данные по ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> различались очень существенно. Произошло ее увеличение во второй год наблюдений в 3 раза, что почти в 2 раза выше таковой на окружающем депрессии торфянике. Связано это может быть с увеличением скорости разложения торфа по мере развития термокарста во времени, а также с необычайно теплыми условиями лета 2022 г., которые привели к прогреву верхнего горизонта почв термокарстовых понижений до 15°C. Это максимальные температуры среди всех объектов исследования.

Обращает на себя внимание такой факт: при низкой вариабельности условий (температура и влажность почвы) в болотных экосистемах, по сравнению с торфяниками, вариабельность эмиссии одинакова в двух экосистемах. Высокая вариабельность ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> на болотных экосистемах может

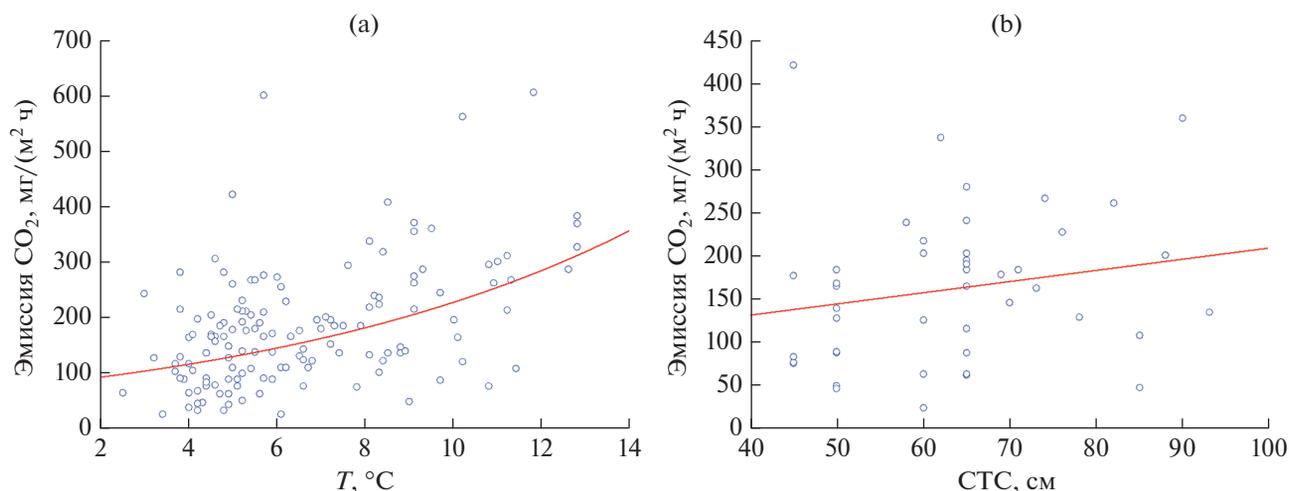


Рис. 3. Связь эмиссии  $\text{CO}_2$  с температурой почвы ( $\text{ЭМ}_{\text{CO}_2} = 73.294e^{0.1129T}$ ,  $R^2 = 0.19$ ) (а) и мощностью активного слоя (б) в августе 2020 г. на участках мерзлых торфяников.

быть связана как с “газовыми полостями”, которые могут образовываться в торфяных почвах, где происходит накопление воздуха с повышенным содержанием биогенных газов [13], так и с “краевым” эффектом, который был описан выше.

**Факторы пространственной вариабельности  $\text{ЭМ}_{\text{CO}_2}$ .** В целом для почв торфяно-болотного комплекса температура почвы являлась фактором пространственной вариабельности  $\text{ЭМ}_{\text{CO}_2}$ , но значимая связь была обнаружена не во все годы наблюдений и не для всех экосистем. Очевидно, что влияние температуры на  $\text{ЭМ}_{\text{CO}_2}$  может усиливаться или уменьшаться из-за влияния других факторов, например влажности. В работе [20] показано, что для тундровых экосистем температура почвы имеет значение в пространственной вариабельности  $\text{ЭМ}_{\text{CO}_2}$  только при достаточной увлажненности. В арктических экосистемах с недостаточной увлажненностью именно влажность играет ключевую роль в пространственной вариабельности  $\text{ЭМ}_{\text{CO}_2}$  [17]. Многими авторами отмечается, что температура играет подчиненную роль в регулировании пространственной вариабельности  $\text{ЭМ}_{\text{CO}_2}$  [7, 32], но в основном работы связаны с лесными экосистемами. Полученные величины корреляций, являющиеся в отдельные годы достаточно высокими, особенно для торфяников, свидетельствуют о том, что именно теплообеспеченность почв в данных условиях является лимитирующей и определяющей. Особенно это проявляется для наиболее холодных почв. Очевидно, что теплообеспеченность почв торфяников в том числе определяется вариабельностью геокриологических условий (мощность СТС), что следует из полученных результатов (рис. 3). Можно предположить, что отсутствие связи темпера-

туры почвы с  $\text{ЭМ}_{\text{CO}_2}$  в 2022 г. связано с резким увеличением в этот год мощности СТС и, как следствие, уменьшением влияния ММП на температурный режим почв и процессы образования  $\text{CO}_2$  в профиле. Был рассчитан коэффициент температурной чувствительности  $Q_{10}$  по полевым данным 2019–2021 гг. для торфяников на основе экспоненциальной зависимости  $\text{ЭМ}_{\text{CO}_2}$  от температуры почвы [28, 48], он находился в диапазоне от 1.1 до 3.1 в зависимости от года наблюдений.

Поскольку изучаемые мерзлые торфяники представляют собой полугидроморфные, а иногда и автоморфные экосистемы, в вегетационный сезон влажность также может быть лимитирующим фактором, что выражается в значимой положительной ее корреляции с  $\text{ЭМ}_{\text{CO}_2}$  для некоторых лет наблюдений.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на то, что значимых тенденций в изменении климатических параметров за последние 10 лет на территории севера Западной Сибири не выявлено, наблюдалось постепенное увеличение среднегодовых температур почв лесных и тундровых экосистем. Отмечено значимое увеличение глубины сезонного протаивания. Анализ базы данных по  $\text{ЭМ}_{\text{CO}_2}$  с поверхности почв в пик вегетационного сезона для основных экосистем района исследования (более 1000 измерений) позволил заключить, что значимого ее увеличения не наблюдалось. В связи с этим можно предположить, что при изменении климатических параметров (потеплении) увеличение эмитирующей роли изучаемых экосистем будет не за счет увеличения удельной  $\text{ЭМ}_{\text{CO}_2}$  (на единицу площа-

ди в единицу времени), а за счет увеличения длительности вегетационного периода.

Сочетание современных и палеокриогенных процессов обуславливает специфику формирования и функционирования экосистем района исследования, которая выражается в их высокой неоднородности и динамичности, в том числе с точки зрения углеродного цикла. ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> автоморфными почвами лесных экосистем в 2–2.5 раза превышает таковую почвами торфяно-болотного комплекса, что определяется благоприятным гидротермическим режимом, высокими запасами корневой биомассы, хорошими водно-физическими свойствами. ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> полугидроморфными почвами мерзлых торфяников и болотных почв практически одинакова, несмотря на существенную разницу в гидротермических условиях. Причинами этого является как взаимовлияние факторов, так и процессы растворения, гидрологического переноса и выделения газа. Следовательно, наблюдается перераспределение потоков CO<sub>2</sub>: не весь CO<sub>2</sub>, продуцируемый почвами торфяников, выделяется с их поверхности, частично он переносится надмерзлотными водами и выделяется с поверхности болотных почв.

Температура почв явилась значимым предиктором пространственной вариабельности ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub> на почвах торфяно-болотного комплекса, наиболее тесная связь выявлена для мерзлых торфяников, где температурный режим регулируется сезонным протаиванием. Хотя влажность (положительная корреляция) и увеличивает объясненную дисперсию ЭМ<sub>CO<sub>2</sub></sub>, на долю не учтенных в исследовании факторов приходится более 70%.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках реализации важнейшего инновационного проекта государственного значения “Разработка системы наземного и дистанционного мониторинга пулов углерода и потоков парниковых газов на территории Российской Федерации, обеспечение создания системы учета данных о потоках климатически активных веществ и бюджете углерода в лесах и других наземных экологических системах” (№ 123030300031-6).

#### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бульгина О.Н., Разуваев В.Н., Трофименко Л.Т., Швец Н.В. Описание массива данных среднемесячной температуры воздуха на станциях России. Св-во о гос. регистрации базы данных № 2014621485

<http://meteo.ru/data/156-temperature#описание-массива-данных>.

2. Геокриология СССР: монография. Западная Сибирь. М., 1989. Вып. Недра. 453 с.
3. Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Бобрик А.А., Петров Д.Г., Тархов М.О., Удовенко М.М. Вклад климатических факторов в формирование температурных режимов почв прерывистой криолитозоны северной тайги Западной Сибири // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2017. № 87. С. 39–54. <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2017-87-39-54>
4. Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Бобрик А.А., Тимофеева М.В., Сефилян А.Р. Оценка вклада корневого и микробного дыхания в общий поток CO<sub>2</sub> из торфяных почв и подзолов севера Западной Сибири методом интеграции компонентов // Почвоведение. 2019. № 2. С. 234–245. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19020059>
5. Димо В. Тепловой режим почв СССР. М., 1972. Вып. Колос. 360 с.
6. Добровольский Г.В. Педосфера – оболочка жизни планеты Земля // Биосфера. 2009. Т. 1. № 1. С. 6–14.
7. Карелин Д.В., Азовский А.И., Куманяев А.С., Замолодчиков Д.Г. Значение пространственного и временного масштаба при анализе факторов эмиссии CO<sub>2</sub> из почвы в лесах Валдайской возвышенности // Лесоведение. 2019. № 1. С. 29–37. <https://doi.org/10.1134/S0024114819010078>
8. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Изд-во Ойкумена, 2004. 341 с.
9. Кудеяров В.Н. Современное состояние углеродного баланса и предельная способность почв к поглощению углерода на территории России // Почвоведение. 2015. Т. 2015. № 9. С. 1049–1060. <https://doi.org/10.7868/S0032180X15090087>
10. Кудеяров В.Н. Почвенные источники эмиссии углекислого газа на территории России // Круговорот углерода на территории России. М., 1999. С. 165–201.
11. Матышак Г.В., Богатырев Л.Г., Гончарова О.Ю., Бобрик А.А. Особенности развития почв гидроморфных экосистем северной тайги Западной Сибири в условиях криогенеза // Почвоведение. 2017. № 10. С. 1155–1164. <https://doi.org/10.7868/S0032180X17100069>
12. Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств и режимов почв / Под ред. Шейна Е.В. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 200 с.
13. Смагин А.В. Газовая фаза почв. М.: Изд-во МГУ, 2005. 301 с.
14. Тимофеева М.В., Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Чуванов С.В. Потоки углерода в экосистеме торфяно-болотного комплекса криолитозоны Западной Сибири // Геосферные исследования. 2022. № 3. С. 109–125. <https://doi.org/10.17223/25421379/24/7>
15. Astakhov V., Nazarov D. Correlation of Upper Pleistocene sediments in northern West Siberia // Quaternary

- Sci. Rev. 2010. V. 29. № 25–26. P. 3615–3629.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.09.001>
16. *Bäckstrand K., Crill P.M., Jackowicz-Korczyński M., Mastepanov M., Christensen T.R., Bastviken D.* Annual carbon gas budget for a subarctic peatland, Northern Sweden // *Biogeosciences*. 2010. V. 7. P. 95–108.  
<https://doi.org/10.5194/bg-7-95-2010>
  17. *Ball B.A., Virginia R.A., Barrett J.E., Parsons A.N., Wall D.H.* Interactions between physical and biotic factors influence CO<sub>2</sub> flux in Antarctic dry valley soils // *Soil Biology and Biochemistry*. 2009. V. 41. P. 1510–1517.  
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2009.04.011>
  18. *Bond-Lamberty B., Thomson A.* A global database of soil respiration data // *Biogeosciences*. 2010. V. 7. P. 1915–1926.  
<https://doi.org/10.5194/bg-7-1915-2010>
  19. *Cai Y., Sawada K., Hirota M.* Spatial Variation in Forest Soil Respiration: A Systematic Review of Field Observations at the Global Scale // *SSRN J.* 2023. V. 874. P. 162348.  
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.162348>
  20. *Dagg J., Lafleur P.* Vegetation Community, Foliar Nitrogen, and Temperature Effects on Tundra CO<sub>2</sub> Exchange across a Soil Moisture Gradient // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2011. V. 43. P. 189–197.  
<https://doi.org/10.1657/1938-4246-43.2.189>
  21. *Estop-Aragónés C., Czimczik C.I., Heffernan L., Gibson C., Walker J.C., Xu X., Olefeldt D.* Respiration of aged soil carbon during fall in permafrost peatlands enhanced by active layer deepening following wildfire but limited following thermokarst // *Environ. Res. Lett.* 2018. V. 13. P. 085002.  
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/aad5f0>
  22. *Falloon P., Jones C.D., Ades M., Paul K.* Direct soil moisture controls of future global soil carbon changes: An important source of uncertainty: soil moisture and soil carbon // *Global Biogeochem. Cycles*. 2011. V. 25. P. n/a–n/a.  
<https://doi.org/10.1029/2010GB003938>
  23. *Goncharova O.Yu., Matyshak G.V., Bobrik A.A., Petrov D.G., Tarkhov M.O., Udovenko M.M.* The Input of the Climatic Factors in the Temperature Regime of Soils of Discontinuous Permafrost of Northern Taiga of Western Siberia // *DSB*. 2017. P. 39–54.  
<https://doi.org/10.19047/0136-1694-2017-87-39-54>
  24. *Goncharova O.Yu., Matyshak G.V., Epstein H.E., Sefilian A.R., Bobrik A.A.* Influence of snow cover on soil temperatures: Meso- and micro-scale topographic effects (a case study from the northern West Siberia discontinuous permafrost zone) // *Catena*. 2019. V. 183. P. 104224.  
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104224>
  25. *Hartley I.P., Ineson P.* Substrate quality and the temperature sensitivity of soil organic matter decomposition // *Soil Biol. Biochem.* 2008. V. 40. P. 1567–1574.  
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2008.01.007>
  26. *Jauhiainen J., Alm J., Bjarnadottir B., Callesen I., Christiansen J.R., Clarke N., Dalsgaard L., He H. et al.* Reviews and syntheses: Greenhouse gas exchange data from drained organic forest soils – a review of current approaches and recommendations for future research // *Biogeosciences*. 2019. V. 16. P. 4687–4703.  
<https://doi.org/10.5194/bg-16-4687-2019>
  27. *Karelin D., Goryachkin S., Zazovskaya E., Shishkov V., Pochikalov A., Dolgikh A., Sirin A., Suvorov G., Badmaev N., Badmaeva N., Tsybenov Y., Kulikov A., Danilov P., Savinov G., Desyatkin A., Desyatkin R., Kraev G.* Greenhouse gas emission from the cold soils of Eurasia in natural settings and under human impact: Controls on spatial variability // *Geoderma Regional*. 2020. V. 22. P. e00290.  
<https://doi.org/10.1016/j.geodrs.2020.e00290>
  28. *Kirschbaum M.* The temperature dependence of organic-matter decomposition—still a topic of debate // *Soil Biol. Biochem.* 2006. V. 38. P. 2510–2518.  
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2006.01.030>
  29. *Klene A.E., Nelson F.E., Shiklomanov N.I., Hinkel K.M.* The N-factor in Natural Landscapes: Variability of Air and Soil-Surface Temperatures, Kuparuk River Basin, Alaska, U.S.A. // *Arctic, Antarctic, and Alpine Res.* 2001. V. 33. P. 140–148.  
<https://doi.org/10.2113/gscpgbull.63.2.192>
  30. *Lagomarsino A., Agnelli A.E.* Influence of vegetation cover and soil features on CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> and N<sub>2</sub>O fluxes in northern Finnish Lapland // *Polar Sci.* 2020. V. 24. P. 100531.  
<https://doi.org/10.1016/j.polar.2020.100531>
  31. *Liang C., Schimel J.P., Jastrow J.D.* The importance of anabolism in microbial control over soil carbon storage // *Nat Microbiol.* 2017. V. 2. P. 17105.  
<https://doi.org/10.1038/nmicrobiol.2017.105>
  32. *Luan J., Liu S., Zhu X., Wang J., Liu K.* Roles of biotic and abiotic variables in determining spatial variation of soil respiration in secondary oak and planted pine forests // *Soil Biol. Biochem.* 2012. V. 44. P. 143–150.  
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2011.08.012>
  33. *Lunardini V.* Theory of n-factors and correlation of data // 3rd International Conference on Permafrost. Ottawa: National Research Council of Canada, 1978. P. 40–46.
  34. *Luo J., Chen Y., Wu Y., Shi P., She J., Zhou P.* Temporal-Spatial Variation and Controls of Soil Respiration in Different Primary Succession Stages on Glacier Forehead in Gongga Mountain, China // *PLoS ONE*. 2012. V. 7. P. e42354.  
<https://doi.org/10.1371/journal.pone.0042354>
  35. *Masyagina O.V., Menyailo O.V.* The impact of permafrost on carbon dioxide and methane fluxes in Siberia: A meta-analysis // *Environ. Res.* 2020. V. 182. P. 109096.  
<https://doi.org/10.1016/j.envres.2019.109096>
  36. *Matyshak G.V., Goncharova O.Y., Moskalenko N.G., Walker D.A., Epstein H.E., Shur Y.S.* Contrasting Soil Thermal Regimes in the Forest-Tundra Transition Near Nadym, West Siberia, Russia // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2017. V. 28. P. 108–118.  
<https://doi.org/10.1002/ppp.1882>
  37. *Oertel C., Matschullat J., Zurba K., Zimmermann F., Erasmí S.* Greenhouse gas emissions from soils—A re-

- view // *Geochemistry*. 2016. V. 76. P. 327–352.  
<https://doi.org/10.1016/j.chemer.2016.04.002>
38. Post W.M., Emanuel W.R., Zinke P.J., Stangenberger A.G. Soil carbon pools and world life zones // *Nature*. 1982. V. 298. P. 156–159.  
<https://doi.org/10.1038/298156a0>
  39. Poyatos R., Heinemeyer A., Ineson P., Evans J.G., Ward H.C., Huntley B., Baxter R. Environmental and Vegetation Drivers of Seasonal CO<sub>2</sub> Fluxes in a Sub-arctic Forest–Mire Ecotone // *Ecosystems*. 2014. V. 17. P. 377–393.  
<https://doi.org/10.1007/s10021-013-9728-2>
  40. Reichstein M., Beer C. Soil respiration across scales: The importance of a model–data integration framework for data interpretation // *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.* 2008. V. 171. P. 344–354.  
<https://doi.org/10.1002/jpln.200700075>
  41. Rustad L.E., Huntington T.G., Boone R.D. Controls on soil respiration: Implications for climate change // *Biogeochemistry*. 2000. V. 48. P. 1–6.  
<https://doi.org/10.1023/A:1006255431298>
  42. Ryan M.G., Law B.E. Interpreting, measuring, and modeling soil respiration // *Biogeochemistry*. 2005. V. 73. P. 3–27.  
<https://doi.org/10.1007/s10533-004-5167-7>
  43. Saiz G., Byrne K.A., Butterbach-Bahl K., Kiese R., Blujdea V., Farrell E.P. Stand age-related effects on soil respiration in a first rotation Sitka spruce chronosequence in central Ireland: stand age-related effects on soil respiration // *Global Change Biol.* 2006. V. 12. P. 1007–1020.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2006.01145.x>
  44. Scharlemann J.P., Tanner E.V., Hiederer R., Kapos V. Global soil carbon: understanding and managing the largest terrestrial carbon pool // *Carbon Management*. 2014. V. 5. P. 81–91.  
<https://doi.org/10.4155/cmt.13.77>
  45. Sommerkorn M. Micro-topographic patterns unravel controls of soil water and temperature on soil respiration in three Siberian tundra systems // *Soil Biol. Biochem.* 2008. V. 40. P. 1792–1802.  
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2008.03.002>
  46. Sun T., Wang Y., Hui D., Jing X., Feng W. Soil properties rather than climate and ecosystem type control the vertical variations of soil organic carbon, microbial carbon, and microbial quotient // *Soil Biol. Biochem.* 2020. V. 148. P. 107905.  
<https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2020.107905>
  47. Swift M.J., Heal O.W., Anderson J.M. *Decomposition in Terrestrial Ecosystems*. Berkeley and Los Angeles, 1979. 372 p.
  48. Tuomi M., Vanhala P., Karhu K., Fritze H., Liski J. Heterotrophic soil respiration—Comparison of different models describing its temperature dependence // *Ecological Modelling*. 2008. V. 211. P. 182–190.  
<https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2007.09.003>
  49. Virkkala A.-M., Virtanen T., Lehtonen A., Rinne J., Luoto M. The current state of CO<sub>2</sub> flux chamber studies in the Arctic tundra: A review // *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*. 2018. V. 42. P. 162–184.  
<https://doi.org/10.1177/0309133317745784>
  50. Wang W., Zeng W., Chen W., Yang Y., Zeng H. Effects of Forest Age on Soil Autotrophic and Heterotrophic Respiration Differ between Evergreen and Deciduous Forests // *PLoS ONE*. 2013. V. 8. P. e80937.  
<https://doi.org/10.1371/journal.pone.0080937>
  51. Watts J.D., Natali S.M., Minions C., Risk D., Arndt K., Zona D., Euskirchen E.S. et al. Soil respiration strongly offsets carbon uptake in Alaska and Northwest Canada // *Environ. Res. Lett.* 2021. V. 16. P. 084051.  
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac1222>
  52. Wrb I.W.G. World reference base for soil resources 2014, update 2015: International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps // *World Soil Resources Reports No. 106*. 2015. P. 192.
  53. Zhou T., Shi P., Hui D., Luo Y. Global pattern of temperature sensitivity of soil heterotrophic respiration (Q<sub>10</sub>) and its implications for carbon-climate feedback: global pattern of temperature sensitivity // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114.  
<https://doi.org/10.1029/2008JG000850>
  54. Zobitz J.M., Moore D.J.P., Sacks W.J., Monson R.K., Bowling D.R., Schimel D.S. Integration of Process-based Soil Respiration Models with Whole-Ecosystem CO<sub>2</sub> Measurements // *Ecosystems*. 2008. V. 11. P. 250–269.  
<https://doi.org/10.1007/s10021-007-9120-1>
  55. <https://www2.gwu.edu/~calm/data/north.htm>

## CO<sub>2</sub> Emission by Soils of the Ecotone Zone in the North of Western Siberia

O. Yu. Goncharova<sup>1, \*</sup>, G. V. Matyshak<sup>1</sup>, M. V. Timofeeva<sup>1, 2</sup>, S. V. Chuvanov<sup>1, 2</sup>,  
 M. O. Tarkhov<sup>1</sup>, and A. A. Isaeva<sup>1, 3</sup>

<sup>1</sup>Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

<sup>2</sup>Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia

<sup>3</sup>Israel Institute of Global Climate and Ecology, Moscow, 107258 Russia

\*e-mail: goncholgaj@gmail.com

The study area in the North of Western Siberia is located at the southern limit of the distribution of surficial permafrost in the ecotone zone on the border of taiga and southern tundra. Area is characterized by the contrasting landscapes: pine forests with Albic Podzol; palsa with Histic Oxyaquic Turbic Cryosol and bog ecosystems with Fibric Histosol. The objectives of the study included evaluation the values of CO<sub>2</sub> emission (SR)

by soils of key landscapes in the growing seasons of 2019–2022, and evaluation the factors of spatial variability of this indicator and its interannual variability. The study included analysis of the RS database (static closed chamber method) and soil hydrothermal parameters for four years in August. In the absence of trends in changing climatic parameters over the past 10 years, a gradual increase in soil temperature in all landscapes and an increase in the depth of thawing in palsa were observed. These changes were not accompanied by significant changes in the SR value. It averaged from 485 to 540 mgCO<sub>2</sub>/(m<sup>2</sup> h) in forest ecosystems, from 150 to 255 mgCO<sub>2</sub>/(m<sup>2</sup> h) in the peat-bog complex with high coefficients of spatial variability. High values of SR in forest ecosystems are determined by a favorable hydrothermal regime, high reserves of root biomass, and good water-physical properties. Part of the CO<sub>2</sub> produced by palsa soils is transported by supra-permafrost waters and released from the surface of bog soils. Soil temperature, regulated by seasonal thawing, was a significant predictor of the spatial variability of SR on the soils of the palsa-bog complex.

*Keywords:* soil respiration, palsa, bog and forest ecosystems, carbon cycle, hydro-thermal indicators