

УДК 631.421.1

ВЛИЯНИЕ ВЛАЖНОСТИ НА ЭМИССИЮ CO₂ ИЗ ПОЧВ БУГРИСТЫХ ТОРФЯНИКОВ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 2023 г. Г. В. Матышак^а, С. В. Чуванов^{б, *}, О. Ю. Гончарова^а, В. А. Трифонова^а, М. В. Тимофеева^б, А. В. Исаева^а, М. О. Тархов^а

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

^бПочвенный институт им В.В. Докучаева, Пыжевский пер., 7, стр. 2, Москва, 119017 Россия

*e-mail: stas.chuванov@gmail.com

Поступила в редакцию 11.06.2022 г.

После доработки 06.12.2022 г.

Принята к публикации 06.12.2022 г.

Изучено влияние влажности торфяных почв, развивающихся в условиях прерывистой криолитозоны севера Западной Сибири (Надымский район, ЯНАО), на эмиссию CO₂. Эмиссию CO₂ почвами плоскобугристых торфяников и окружающих их ложбин исследовали ежегодно в августе в течение 4 лет в полевых условиях методом закрытых камер. Несмотря на существенную разницу во влажности почв, в среднем 34.8 ± 13.2 на плоскобугристом торфянике и $56.2 \pm 2.1\%$ в ложбине, достоверных отличий эмиссии CO₂ между этими экосистемами не обнаружено ни в один из годов наблюдений, в среднем 199.1 ± 90.1 и 182.1 ± 85.1 мг CO₂ м⁻² ч⁻¹ соответственно. Экспериментальное увлажнение или осушение, более чем в 2 раза, участков торфяных почв методом трансплантации не оказало достоверного влияния на эмиссию CO₂ даже спустя 3 года после начала эксперимента. Отсутствие достоверных различий эмиссии CO₂ между значительно отличающимися по влажности экосистемами и экспериментами объясняется наличием многолетнемерзлых пород и действием большого количества разнонаправленных факторов, нивелирующих возможные изменения в продукции CO₂ почвами. Повышенная эмиссия CO₂ из почв ложбин возможна за счет дополнительного вклада метанотрофного фильтра, а также латерального стока растворенного CO₂ по поверхности мерзлоты с плоскобугристых торфяников, окружающих ложбины. Отсутствие отклика эмиссии CO₂ на значительное изменение влажности может говорить о широком оптимуме этого параметра для микробиологической активности в торфяных почвах региона исследований. Полученные данные свидетельствуют, что при исследовании криогенных почв заболоченных ландшафтов необходимо, помимо собственно биогенных источников, учитывать дополнительные факторы, часто физического характера, меняющие баланс потоков и эмиссию CO₂.

Ключевые слова: многолетнемерзлые породы, климатические изменения, торфяные почвы (Stuic Histosol, Fibric Histosol), почвенное дыхание, влажность почв

DOI: 10.31857/S0032180X22600810, EDN: HNXDLT

ВВЕДЕНИЕ

В настоящий момент установленным фактом являются активно идущие процессы изменения климата, последствия которого наблюдаются во многих регионах [46]. Наиболее ощутимы они в условиях Крайнего Севера, в первую очередь за счет активизации таяния многолетнемерзлых пород (ММП) [27, 37]. Деградация ММП приводит к значительному изменению условий функционирования почв и сдвигу углеродного баланса экосистем в целом [40, 42]. Разнообразные климатические модели показывают, что Арктика, вследствие повышения температуры, может превратиться из поглотителя в источник углерода за счет активизации разложения органического вещества почв, а также вовлечения законсервиро-

ванного органического вещества из оттаивающих слоев многолетней мерзлоты [26, 39]. Тем не менее, существует большое количество неопределенностей в оценке масштабов и направленности изменений из-за все еще слабоизученных механизмов отклика различных параметров экосистем на потепление.

До недавнего времени влияние глобального потепления на углеродный цикл экосистем Севера рассматривалось, в первую очередь с точки зрения повышения температуры воздуха и почв [40]. Однако очевидно, что в условиях меняющийся климатической обстановки, помимо повышения температуры почв, следует ожидать и увеличения или уменьшения их влажности, как за счет изменения количества осадков, так и за счет деграда-

ции многолетнемерзлых пород [30]. Оттаивание ММП, часто содержащих значительное количества льда и играющих роль динамичного водопора, может вызвать смещение уровня грунтовых вод в пределах экосистем, что в свою очередь может привести к значительным разнонаправленным изменениям во влажности почвы. При отсутствии стока влажность почв может существенно увеличиться, тогда как в случае хорошего дренирования ландшафта вероятно уменьшение влажности почв. Показано, что потепление во внутренних районах Аляски привело, помимо увеличения вегетационного периода растений и уменьшения снежного покрова, к деградации мерзлоты [24, 32]. В результате произошло значительное сокращение площадей болот, так как прямым следствием опускания кровли мерзлоты на данной территории явилось улучшение условий дренирования. Напротив, в других регионах Аляски оттаивание мерзлоты в замкнутых экосистемах привело к переувлажнению и образованию новых болот [19]. Наблюдаемые процессы в результате таяния мерзлоты могут приводить к различным тенденциям развития экосистем даже в пределах одной территории. На хорошо дренируемых участках может начаться активный процесс минерализации органического вещества, в ходе которого высвободится дополнительный CO₂ в атмосферу [35]. Переувлажнение, наоборот, снижает эмиссию CO₂ и стимулирует выделение метана. Оба процесса могут усилить парниковый эффект [19, 35]. В ряде работ показано, что изменение влажности почв может оказывать даже больший эффект на минерализацию органического вещества, чем повышение температуры [20, 24, 30, 44]. Тем не менее, влиянию влажности на эмиссию CO₂ почв Севера уделено недостаточное внимания, что не позволяет с точностью ответить на вопрос, как изменение влажности почв повлияет на эмиссию парниковых газов и минерализацию органического вещества почв Севера в целом.

Цель работы – изучение динамики свойств почв Севера при изменении режима их увлажнения, которое может происходить в результате деградации или аградации многолетнемерзлых пород. В задачи входило изучение на основе комплекса полевых экспериментов влияния влажности торфяных почв прерывистой криолитозоны севера Западной Сибири на эмиссию и продукцию CO₂.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Район исследований расположен на севере Западной Сибири (ЯНАО, Надымский район) на границе северной тайги и лесотундры в пределах третьей озерно-аллювиальной равнины р. Надым. Особенностью территории является наличие ММП, приуроченных к массивам торфяников. Почвообразующие породы представлены

преимущественно песчаными и супесчаными отложениями [13].

Автоморфные позиции заняты лесными экосистемами с преобладанием сосняков-зеленомошников, ММП в настоящий момент отсутствуют. Почвенный покров представлен комплексом подзолов и подбуров, формирующихся в пределах остаточно-полигональной палеокриогенной сети [2].

В гидроморфных условиях наибольшую площадь занимают торфяно-болотные комплексы, состоящие из экосистем верховых олиготрофных болот (заболоченные ложбины стока и термокарстовые депрессии) и мерзлых бугристых торфяников с ММП на глубинах до 1 м. Растительный покров представлен осоково-сфагновыми ассоциациями в условиях верховых болот и кустарничково-лишайниковыми ассоциациями в пределах массивов бугристых торфяников [14]. На современном этапе важную роль в динамике ландшафтов данного типа играют криогенные процессы, формируя различные типы микро- и мезорельефа. Одной из наиболее характерной криогенной формой мезорельефа являются плоскобугристые торфяники, представляющие собой обширные платообразные повышения над общим уровнем окружающих болот высотой до 3 м и площадью от десятков до сотен квадратных метров. Бугристые торфяники – динамичное образование, их эволюция состоит из нескольких стадий, каждую из которых можно встретить на исследуемой территории [15]. На первом этапе они начинают свое формирование из собственно экосистемы олиготрофного болота, приподнимаясь над общим уровнем под влиянием криогенного пучения. Рост может быть интенсивным, в отдельные годы достигая 0.3 м и более [3]. При продолжающемся многолетнем пучении происходит дальнейший рост бугристого торфяника вплоть до развития почв в полугидроморфных и даже автоморфных условиях. В дальнейшем возможна деградация бугристых торфяников, их разрушение и возвращение почв вновь в гидроморфную стадию развития [11].

Таким образом, почвенный покров торфяно-болотного комплекса подвержен цикличности развития, обусловленной активным влиянием криогенных процессов. Это привносит существенную неоднородность в структуру почвенного покрова, свойства почв и условия их развития. На небольшом по площади участке можно встретить почвы, развивающиеся в совершенно разных условиях увлажнения и температурного режима. Наиболее распространенными являются разновидности органометных и криотурбированных типов почв: торфяных олиготрофных (Fibric Histosol), торфяных олиготрофных деструктивных (Cryic Histosol), торфяно-криоземов (Histic

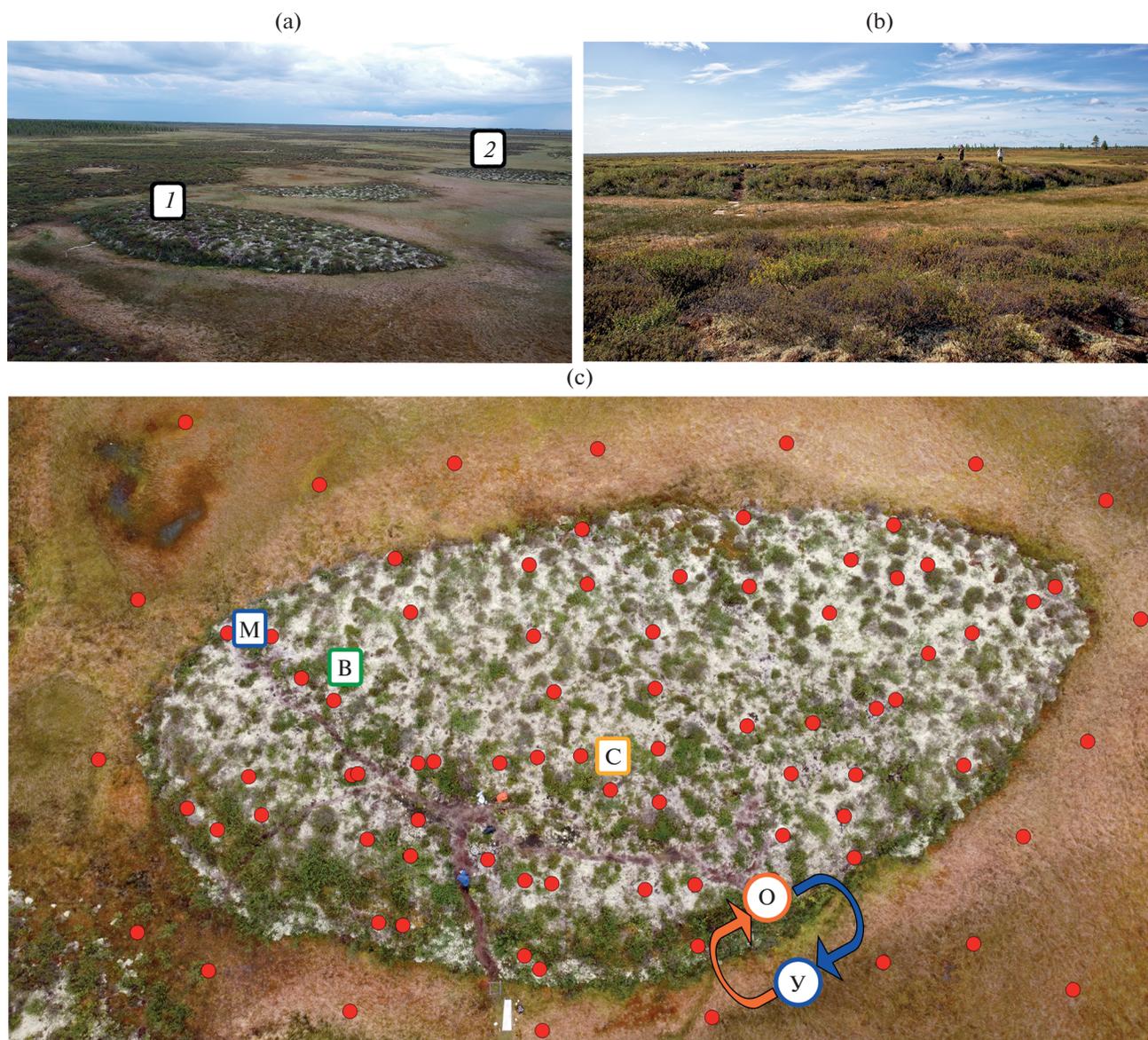


Рис. 1. Торфяно-болотный комплекс, состоящий из бугристых торфяников и ложбин между ними. Вид сверху (а) на торфяники БТ1 (1) и БТ2 (2), вид сбоку бугристого торфяника БТ1 (б). Схема экспериментальных участков торфяника БТ1 (с): С – сухой, В – влажный, М – мокрый; О – осушение, У – увлажнение. Маркером (●) обозначены точки опробования.

Cryosol). На наиболее старых, деградирующих буграх можно встретить почвы альфегумусового отдела: торфяно-подбуры (Entic Podzol) и торфяно-подзолы (Albic Podzol) [18].

Свойства почв изучены на двух близкорасположенных бугристых торфяниках и в ложбине между ними (рис. 1). Первый бугристый торфяник БТ1 (65°18'52.0" N, 72°52'32.5" E) овальной формы и площадью около 400–600 м² с крутыми склонами северной и пологими склонами южной экспозиции возвышался над уровнем окружающих ложбин на 1–2 м. На мелкокочковатой поверхности развит растительный покров, состоя-

щий из лишайников и мхов между кочками (*Cladonia rangiferina*, *C. stellaris* и др., *Sphagnum magellanicum*, *S. fuscum* и др.) и кустарничков на микроповышениях (кочках) высотой 0.2–0.3 м (*Betula nana*, *Rubus chamaemorus*, *Rhododendron tomentosum*, *Vaccinium uliginosum*, *Vaccinium myrtillus*). Отмечены оголенные пятна торфа небольшой площади без растительного покрова. ММП в пределах 0.7 м. Мощность торфа варьировала в пределах 0.3–0.7 м. Почвенный покров представлен сложным комплексом торфяно-криозема (Histic Cryosol), торфяной олиготрофной типичной (Fibric Histosol) и торфяной олиготрофной деструктивной почв (Cryic Histosol).

Второй бугристый торфяник БТ2 (65°18'48.6" N, 72°52'29.7" E) имел округлую форму площадью 200–300 м², возвышаясь над уровнем ложбины на 1–1.5 м с пологими, постепенно переходящими в ложбину склонами. Растительный покров идентичен развитому на БТ1, ММП в пределах 0.5 м. Мощность торфа варьировала в пределах 0.3–0.5 м. Характерные почвы – торфяно-криозем (Histic Cryosol) и торфяная олиготрофная типичная (Fibric Histosol).

Ложбины представляют собой вытянутые переувлажненные депрессии между плоскобугристыми торфяниками. На исследуемой части ложбины открытой воды не наблюдалось, уровень болотных вод 0.1–0.15 м. Растительность представлена преимущественно мхами видов *Sphagnum fuscum* и травянистой растительностью семейства Сурегасеае – *Eriophorum vaginatum*, *Carex* sp. В пределах 2 м ММП не обнаружены. Почвенный покров однороден и представлен торфяной олиготрофной типичной (Fibric Histosol) почвой с мощностью торфа 0.5 м и более.

В качестве основных экспериментальных объектов выбрали участки ложбины стока с торфяной олиготрофной типичной почвой (Fibric Histosol) и бугристого торфяника с торфяной олиготрофной деструктивной почвой (Cryic Histosol) [45]. Выбор объектов обусловлен максимальной схожестью температур почв при их максимальной отливки во влажности.

Торфяная олиготрофная типичная почва. ТО – 0–5 см. Сфагновый оес с включением небольшого количества остатков осок; ТО1 – 5–10 см. Желто-коричневый, слаборазложенный сфагновый торф, сильноволокнистый, мокрый; с 10 см уровень болотных вод.

Торфяная олиготрофная деструктивная почва. ТОmd – 0–3 см, буро-коричневый торф, сухой, сильноразложенный, рыхлый, бесструктурный, граница карманная, переход по плотности и по структуре заметный; ТО1 – 3–30 см, буровато-коричневый, влажный, среднеразложенный, растительные остатки плохо различимы, корней мало, слоистый, плотный, переход заметный по окраске и степени разложения, граница волнистая; ТО2 – 30–60 см, темно-коричневый, мажущий, с включениями остатков березы, сильно выражена слоистость, плотнее предыдущего горизонта, неоднородный, состоит из плотных слоев торфа преимущественно сфагнового (*Sphagnum magellanicum*) ботанического состава; ММП с 60 см.

Глубину протаивания определяли методом зондирования щупом по ГОСТ 26262-2014. Объемную влажность почв в слое 0–20 см исследовали с использованием полевого влагомера FieldScout 100 (Spectrum, США) на основе диэлектрической проницаемости почв (time-domain reflectometry, TDR). Динамику объемной влажности изучали в

слое 0–10 см с помощью датчиков и логгеров влажности WatchDog 1000 Series (Spectrum, США). Температуру почвы в слое 0–10 см определяли при помощи термозондов HANNA HI 98509. Дыхание почв является одним из важных интегральных показателей их биологической активности и выражается через величину эмиссии CO₂ [16]. Эмиссию CO₂ измеряли методом закрытых камер [16]. Непрозрачные камеры объемом 850 мл и диаметром 10 см с герметичным клапаном для отбора проб, устанавливали на предварительно вкопанные пластиковые основания с желобом. Желоб заливали водой, обеспечивая герметичность пробоотбора (водяной замок). Растительный покров под камерами удаляли. Высота камер от поверхности почвы составляла 10–12 см, ее учитывали в каждом эксперименте. Газовые пробы CO₂ объемом 10–20 мл отбирали из камер в начальный момент времени и через 10–20 мин. Перед каждым отбором газовой пробы воздух в камере перемешивали несколькими движениями поршня шприца. Концентрацию CO₂ в пробе определяли с помощью газового анализатора с инфракрасным датчиком LI-830 (LI-COR, США). Пробы для определения эмиссии CH₄ отбирали из камер аналогично пробам для анализа CO₂, за исключением продолжительности экспозиции камер. В большинстве случаев она составляла 60 мин, как наиболее распространенное время экспозиции на схожих объектах в условиях Севера с низкой продуктивностью метаногенеза [7, 19, 27]. Затем пробы воздуха перекачивали в герметичные емкости с солевым затвором для транспортировки и анализа концентрации CH₄ в лаборатории. Концентрацию определяли на газовом хроматографе Кристаллюкс 4000М. Эмиссию CO₂ и CH₄ рассчитывали по формуле [5]:

$$F = \frac{PMV\Delta C}{\Delta tRS\Delta T}$$

где P – атмосферное давление, Па; M – молярная масса газа, кг/моль; V – общий объем газовой фазы, м³; ΔC – изменение концентрации газа в камере, ppm; Δt – время экспозиции камеры, ч; R – газовая постоянная, 8.31 Дж/моль К⁻¹; S – площадь основания, м²; ΔT – изменение температуры в камере, К. Результаты выражали в мг CO₂ или CH₄ м⁻² ч⁻¹.

Концентрацию CO₂ и CH₄ в почвенных растворах и в болотной воде определяли методом равновесного насыщения паровой фазы [23]. Метод заключается в уравнивании газа из пробы воды с атмосферным воздухом и последующим измерением концентрации газа. Отбор болотной воды проводили с разных глубин (0, 25 и 50 см). Количество растворенного CO₂ рассчитывали с учетом объемов газовой, жидкой фазы в пробоотборнике, температуры воды.

Исследование пространственной variability параметров функционирования почв. В августе 2018 г. на плоскобугристых торфяниках БТ1 и БТ2, а также ложбинах между ними по регулярно-случайной сетке с шагом 1–2 м оценивали пространственную variability глубины протаивания, температуры, влажности почвы, эмиссии CO₂ в тридцатикратной повторности для каждого параметра.

Исследования дыхания почв на участках однотипных почв с отличающейся влажностью. На основании проведенных измерений на плоскобугристом торфянике БТ1 выделили 3 однотипных по растительному и почвенному покрову экспериментальных участка с резко отличающейся влажностью, но схожей температурой почв. Участки названы: сухой (С), влажный (В) и мокрый (М), в зависимости от величины объемной влажности почвы. На каждом из них в четырехкратной повторности в августе 2018–2021 г. 1–2 раза в день в течение 5–7 дней оценивали эмиссию CO₂, а также температуру и влажность почв.

Исследование влияния влажности на дыхание почв методом трансплантации. Для исследования влияния изменения влажности (увлажнения/иссушения) на эмиссию CO₂ торфяных почв на БТ1 организован манипуляционный эксперимент “Трансплантация”. Метод заключался в переносе ненарушенных участков торфяной почвы большого объема из одних условий функционирования в другие, схожие по температуре, но резко отличающиеся по влажности.

Верхнюю часть (20 см) торфяной олиготрофной деструктивной почвы бугристого торфяника, с низкой влажностью помещали в перфорированную ПВХ емкость объемом 0.04 м³ и переносили на предварительно подготовленный участок в переувлажненной ложбине, в условия, максимально отличающиеся по влажности, но схожие по температуре – вариант увлажнения (У). Аналогичным образом верхнюю часть влажной торфяной олиготрофной почвы из ложбины перемещали на сухой участок торфяника – вариант осушения (О). Для наблюдения за динамикой показателей трансплантированных почв организовали контрольные участки в местах отбора почв. Все экспериментальные и контрольные участки исследовали в 3–5-кратной повторности. В августе 2018–2021 гг. в течение 7–12 дней на каждом из участков ежедневно измеряли эмиссию CO₂, а также температуру и влажность почв.

Статистическая обработка данных. Достоверность различий (при уровне значимости $p < 0.05$) оценивали методами однофакторного дисперсионного анализа (one-way ANOVA) и множественного регрессионного анализа (Multiple Linear Regression, MLR) в программе StatSoft Statistica 12.

Коэффициент вариации (КВ) оценивали по формуле [7]:

$$КВ = \frac{\sigma}{\mu} \times 100\%,$$

где σ – стандартное отклонение, μ – среднее арифметическое значение.

Карты пространственного распределения температуры, влажности, глубины протаивания и эмиссии CO₂ почв торфяника БТ1 составляли при помощи интерполяции методом кригинга (Kriging) в программе GoldenSoftware Surfer 20.

В тексте и на графиках приведены средние значения \pm стандартное отклонение.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Общая характеристика параметров функционирования экосистем торфяно-болотного комплекса. Торфяные олиготрофные почвы ложбин, развиваются в настоящий момент в гидроморфных условиях без влияния глубоко расположенных ММП. За весь период наблюдений глубина протаивания почв превышала 2 м, температура почв составляла в среднем $14.6 \pm 2.4^\circ\text{C}$ и варьировала в зависимости от года наблюдений от 11.1 ± 1.0 до $16.1 \pm 1.7^\circ\text{C}$. Влажность почвы принимала высокие значения $56.2 \pm 2.1\%$, слабо варьируя по годам от 54.6 ± 0.8 до $58.8 \pm 1.2\%$ (рис. 2).

Оба исследованных бугристых торфяника (БТ1 и БТ2) характеризовались схожим морфологическим обликом, размерами и растительным покровом. Почвы торфяников существенно отличались по влажности от почв ложбины, в среднем для почв обоих торфяников влажность принимала значения $34.8 \pm 13.2\%$ (для почв торфяника БТ1 $32.2 \pm 13.7\%$, для почв БТ2 $39.9 \pm 10.1\%$). Глубина залегания ММП, незначительно различаясь между торфяниками (различие средних 0.22 м), располагалась в среднем на 0.71 ± 0.28 м. Почвы торфяников имели схожую температуру, составляющую в среднем $7.6 \pm 2.9^\circ\text{C}$. Таким образом, параметры исследованных бугристых торфяников имеют схожие значения, поэтому для детальных исследований и экспериментальных работ был выбран торфяник БТ1.

При детальном рассмотрении установлено, что глубина протаивания почв в пределах торфяника БТ1 в среднем составила 0.66 ± 0.25 м, принимая минимальные значения в его верхней части, а максимальные в краевой части. Многолетние наблюдения за температурой почвы на этом торфянике показали, что в среднем она составляла $8.4 \pm 2.7^\circ\text{C}$, варьируя в зависимости от года наблюдений от 6.8 ± 2.6 до $10.0 \pm 2.5^\circ\text{C}$. В 2021 г. минимальные значения температуры почвы (2.2°C) были приурочены к пологой верхней части торфяника, затем температура почвы быстро повы-

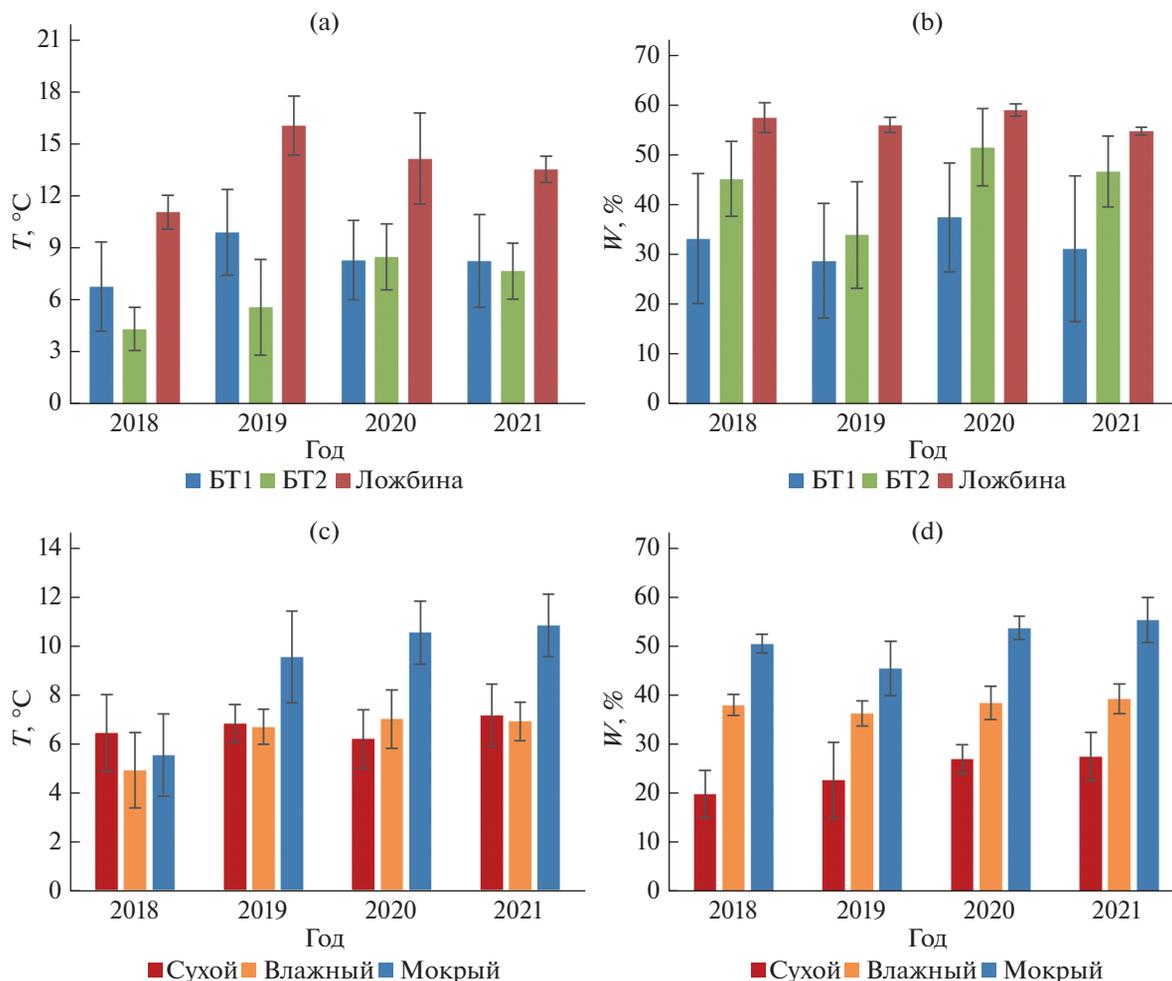


Рис. 2. Средние значения температуры (а) и влажности (б) почв торфяников (БТ1 и БТ2) и ложбины в зависимости от года наблюдений. Температура (с) и влажность (д) почв экспериментальных участков торфяника БТ1 в зависимости от года наблюдений.

шалась на склонах и на переходе к ложбине достигала максимальных значений (16.2°C). В целом, заметна приуроченность минимальной температуры почвы и глубины протаивания к его северной пологой части (рис. 3).

Влажность почв составляла в среднем $32.2 \pm 13.2\%$, варьируя в зависимости от года наблюдений от 28.7 ± 11.4 до $37.4 \pm 10.9\%$. Наиболее сухой оказалась верхняя центральная часть торфяника с влажностью 15–25% и ниже, по мере приближения к ложбине влажность постепенно увеличивалась до максимальных значений (50–60%).

Дыхание почв различных экосистем торфяно-болотного комплекса. В среднем за весь период наблюдений эмиссия CO₂ почвами ложбины составила 199.1 ± 90.1 мг CO₂ м⁻² ч⁻¹. При этом она сильно варьировала в зависимости от года наблюдений от 120.6 ± 46.1 до 230.6 ± 87.4 мг CO₂ м⁻² ч⁻¹ (рис. 4).

Дыхание почв обоих торфяников (БТ1 и БТ2) значительно не различалось за весь период на-

блюдений. Эмиссия CO₂ из почвы торфяника БТ1 в среднем составляла 177.6 ± 79.4 мг CO₂ м⁻² ч⁻¹ и варьировала по годам от 146.1 ± 52.4 до 209.5 ± 96.7 мг CO₂ м⁻² ч⁻¹. Эмиссия CO₂ из почвы торфяника БТ2 в среднем составила 190.9 ± 94.8 мг CO₂ м⁻² ч⁻¹ и варьировала от 101.2 ± 45.0 до 211.5 ± 99.0 мг CO₂ м⁻² ч⁻¹.

При детальном исследовании пространственного варьирования эмиссии CO₂ из почв торфяника БТ1 установлено, что максимум эмиссии CO₂ (200–270 мг CO₂ м⁻² ч⁻¹) приурочен к центральной части торфяника, а также к краевой части торфяника на границе с ложбиной.

В гидроморфной экосистеме ложбины была измерена концентрация CO₂ и CH₄ по профилю торфяной олиготрофной почвы. Установлено, что концентрация CO₂ в профиле с глубиной увеличивается почти в 10 раз, составляя для глубины 0 см – $2.3 \pm 1.5\%$, 25 см – $14.2 \pm 5.6\%$, 50 см – $22.0 \pm 8.4\%$. Профильное распределение метана характеризу-

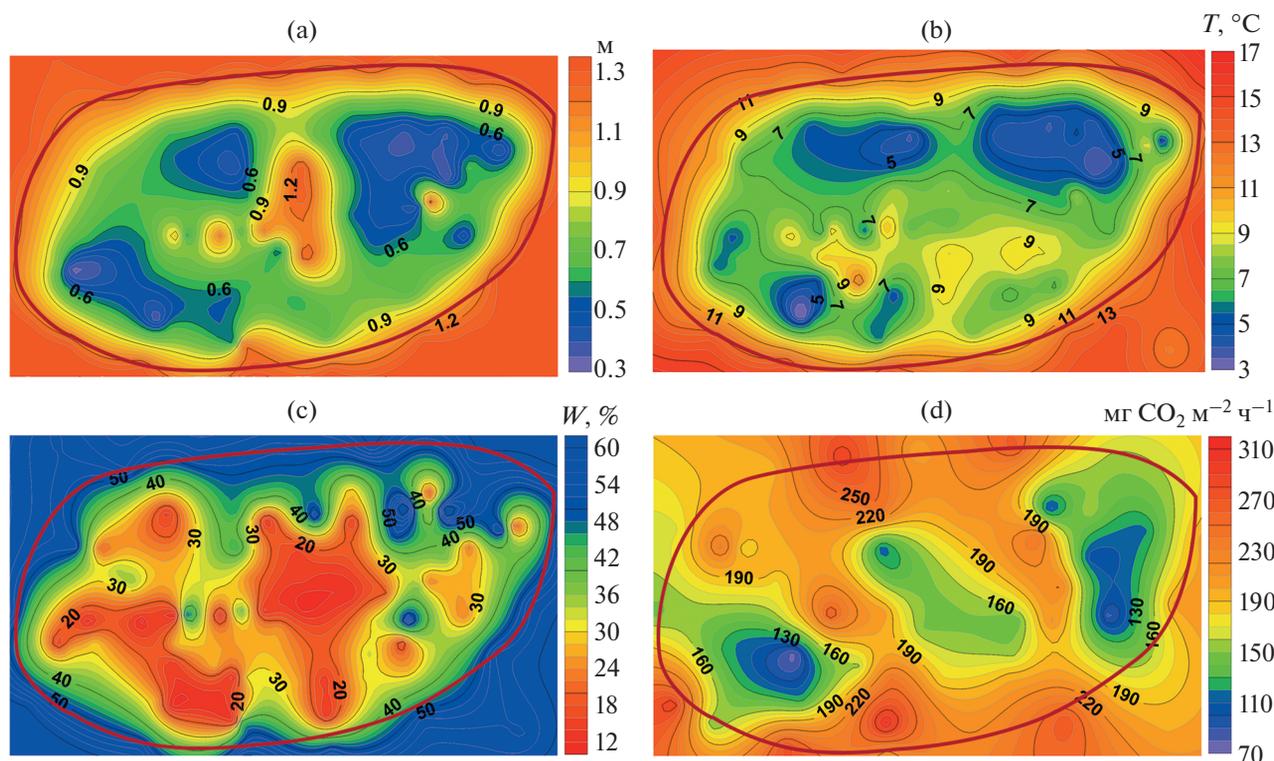


Рис. 3. Пространственное распределение глубины протаивания (а), температуры (б), влажности (с), эмиссии CO_2 (д) почвы торфяника БТ1 в 2021 г. (красным овалом обозначена граница плоскобугристого торфяника).

ется, существенно меньшими (более чем в 8 раз) концентрациями в приповерхностных горизонтах, чем в нижних слоях: 0 см – $0.5 \pm 0.3\%$, 25 см – $4.4 \pm 1.1\%$, 50 см – $4.5 \pm 1.1\%$. Эмиссия CH_4 при этом принимала невысокие значения ($2.0 \pm 1.5 \text{ mg CH}_4 \text{ m}^{-2} \text{ ch}^{-1}$).

Дыхание почв участков плоскобугристого торфяника БТ1 с разной влажностью. Влажность почв экспериментальных участков торфяника БТ1: сухой (С), влажный (В), мокрый (М) – достоверно отличалась друг от друга все годы исследований, незначительно варьируя по годам, и в среднем составляла 22.7 ± 6.9 , 38.9 ± 3.1 , $51.0 \pm 4.4\%$ соответственно. При этом температура почв экспериментальных участков в период наблюдений достоверно не отличалась и в среднем составляла $7.2 \pm 2.2^\circ\text{C}$. Это позволило оценить вклад именно влажности в эмиссию CO_2 почвами.

В среднем за весь период наблюдений эмиссия CO_2 составляла для почвы участка С – 158.2 ± 94.7 , участка В – 164.4 ± 85.8 , участка М – $159.7 \pm 57.3 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ ch}^{-1}$.

В зависимости от года наблюдений средние значения эмиссии CO_2 почвы участка С варьировали от 99.9 ± 38.8 до $234.0 \pm 82.4 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ ch}^{-1}$, участка В от 142.0 ± 30.9 до $220.7 \pm 105.2 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ ch}^{-1}$, участка М от 146.9 ± 40.1 до $234.2 \pm 77.2 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ ch}^{-1}$.

Наибольшей амплитудой от 21.4 до $459.5 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ ch}^{-1}$ характеризовался участок с наименьшей влажностью – С.

Дыхание почв на участках манипуляционного эксперимента “трансплантация”. Проведенный эксперимент существенно изменил влажность экспериментальных почв. Влажность почвы, пересаженной в ложбину (вариант увлажнения), увеличилась более чем в 2 раза в первые же дни эксперимента и составляла в среднем 54.0 ± 7.2 , варьируя от 46.2 ± 1.7 до $60.0 \pm 7.1\%$ в зависимости от года наблюдений. На контрольных участках, расположенных на торфянике, влажность почвы составляла 25.22 ± 6.96 и изменялась в пределах от 22.6 ± 8.6 до $27.9 \pm 6.3\%$. Температура увлажненных почв составляла $12.9 \pm 1.7^\circ\text{C}$ и варьировала незначительно, примерно соответствуя температуре на контрольном участке $10.9 \pm 1.8^\circ\text{C}$.

К концу четвертого года эксперимента дыхание увлажненных почв составляло $163.0 \pm 54.7 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ ch}^{-1}$, практически не отличаясь от эмиссии на контрольном, не пересаженном участке – $178.0 \pm 74.7 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ ch}^{-1}$. Подобная тенденция прослеживалась во все годы наблюдений, эмиссия CO_2 увлажненных почв варьировала в зависимости от года наблюдений от 139.8 ± 36.3 до $192.8 \pm 71.2 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ ch}^{-1}$, а на контрольном участке от 158.5 ± 47.8 до $231.9 \pm 102.0 \text{ mg CO}_2 \text{ m}^{-2} \text{ ch}^{-1}$.

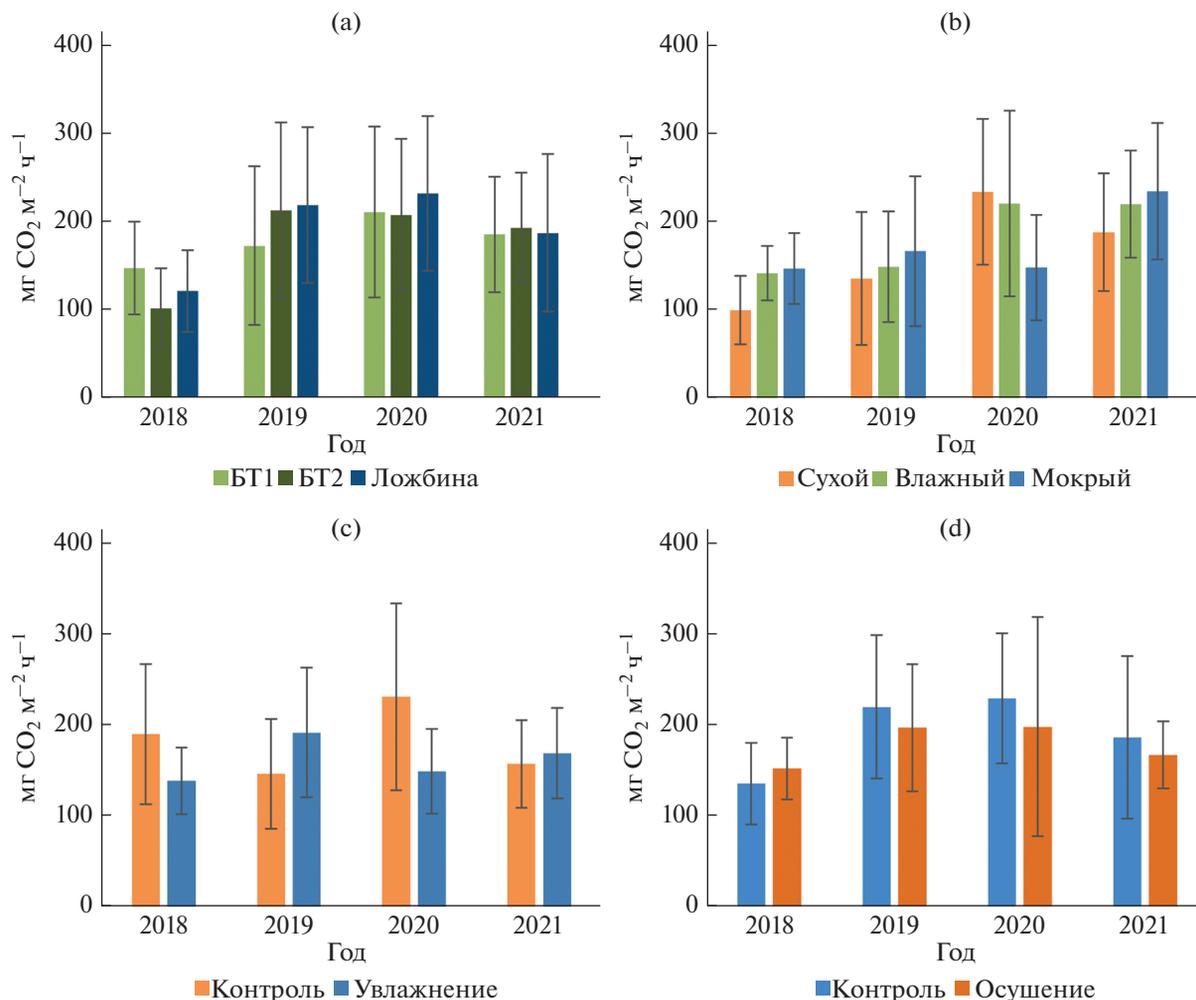


Рис. 4. Динамика эмиссии CO₂ почвами торфяников (BT1 и BT2) и ложбины (а), экспериментальных участков торфяника BT1 (б), экспериментальных участков “трансплантация”: увлажнение (с), осушение (д) в зависимости от года наблюдений.

Влажность почв, пересаженных на сухой участок торфяника (вариант осушение), также изменилась и стала значительно меньше (в среднем $22.9 \pm 8.0\%$), варьируя от 16.5 ± 2.9 до $29.9 \pm 8.0\%$ в различные годы наблюдений. На контрольных участках, расположенных в ложбине, влажность составляла в среднем $55.9 \pm 2.1\%$ и изменялась в пределах от 54.6 ± 0.8 до $59.3 \pm 1.2\%$ в зависимости от года наблюдений. При этом температура осушенных почв варьировала незначительно и составляла в среднем $11.5 \pm 2.2^\circ\text{C}$, примерно соответствуя температуре почв на контрольных участках $14.3 \pm 2.2^\circ\text{C}$.

Эмиссия CO₂ осушенных почв в целом составила 183.0 ± 72.9 мг CO₂ м⁻² ч⁻¹, тогда как для контрольных участков была выше, в среднем 202.4 ± 81.1 мг CO₂ м⁻² ч⁻¹. В зависимости от года наблюдений эмиссия CO₂ варьировала от 152.0 ± 33.9 до 197.8 ± 119.8 мг CO₂ м⁻² ч⁻¹ на осушенном

участке и от 135.5 ± 44.3 до 228.5 ± 71.1 мг CO₂ м⁻² ч⁻¹ на контрольном. И в данном типе эксперименте между осушенным и контрольным участком не наблюдалось достоверных различий ни в один из годов наблюдений.

ОБСУЖДЕНИЕ

Исследованный торфяно-болотный комплекс характеризуется высокой неоднородностью гидротермических условий и широким варьированием свойств торфяных почв. Одной из основных причин, приводящих к значительным отличиям в параметрах функционирования экосистем, является наличие ММП и активное течение криогенных процессов. Влияние мерзлоты и процессов криогенного пучения приводит к формированию таких специфических ландшафтов, как бугристые торфяники. При этом непосредственный эффект близкого залегания ММП сказывается

на температуре и влажности почв, существенно (в 1.5 раза) снижая их. Установленные различия сохранялись в течение всего периода наблюдений и характеризовали особенности развития ландшафтов данного криогенного торфяно-болотного комплекса. Помимо непосредственного влияния неравномерное залегание ММП обуславливает значительное увеличение неоднородности пространственного распределения параметров функционирования в условиях бугристых торфяников, резко увеличивая вариабельность исследованных свойств почв (коэффициенты варьирования (КВ) 20–40% и выше). Даже в пределах одного бугристого торфяника влажность может варьировать, достигая широкой амплитуды в 50% (от 11 до 61%), а температура почвы изменяться на 10°C и более (от 2.2 до 16.2°C). При этом за весь период исследований почвы ложбины характеризовались низкой пространственной вариабельностью влажности (КВ 4%) и температуры почвы (КВ 17%).

Однако эмиссия CO₂, являясь интегральным показателем дыхания почв, во многом зависящим от гидротермических условий, оказалась примерно схожей в обеих экосистемах, достоверных отличий не установлено ни в один из годов наблюдений. Почвы исследованного торфяно-болотного комплекса характеризовались типичными для северных территорий значениями эмиссии CO₂ [1, 9, 34, 43]. Эмиссия CO₂ характеризовалась большой амплитудой значений и высокими коэффициентами вариации (рис. 5). При сильном варьировании этого показателя (КВ от 20 до 60%) средние значения эмиссии CO₂ почвами переувлажненных ложбин (199.0 ± 90.1 мг CO₂ м⁻² ч⁻¹) и бугристых торфяников (182.1 ± 85.1 мг CO₂ м⁻² ч⁻¹) оказались примерно одинаковыми.

Для выяснения причин отсутствия различий эмиссии CO₂ между экосистемами проведен детальный анализ связи этого параметра с гидротермическими условиями, как за весь период наблюдений, так и отдельно по годам. Выявлен сложный, неоднозначный, а иногда и разнонаправленный характер связи эмиссии CO₂ с температурой и влажностью почв.

В целом за весь период исследований достоверная связь динамики CO₂ с влажностью почв не отмечена, а с температурой почв установлена для обоих торфяников. Анализ данных отдельно по каждому году наблюдений показал слабую достоверную связь эмиссии CO₂ с влажностью почв торфяников (БТ1 + БТ2) только в 2020 и 2021 г., при этом она могла быть как положительной, так и отрицательной (табл. 1).

В почвах ложбины за весь период наблюдений эмиссия CO₂ коррелировала только с температурой. Вероятно, это можно объяснить стабильно

высокими значениями влажности почв ложбины, слабо меняющимися как в течение года, так и между годами, а также вкладом дополнительных факторов, увеличивающих эмиссию с поверхности почв ложбин. Это подтверждается данными о повышенной эмиссии CO₂ непосредственно вдоль границ экосистем, при переходе от торфяников к ложбине [17]. Вероятно, данный факт обусловлен физическим процессом латерального привноса по поверхности мерзлоты дополнительного CO₂, растворенного в почвенных водах торфяников в почвы краевых частей ложбин [38].

Таким образом, несмотря на периодическое наличие слабой связи эмиссии CO₂ и влажности и температуры почв, экосистемы с резко различающимися гидротермическими параметрами оказались примерно одинаковы по эмиссионному потоку CO₂, что говорит о вкладе дополнительных факторов в его динамику.

Результаты работ, проведенных на экспериментальных участках торфяника БТ1 с почвами разной влажности, показали отсутствие достоверных отличий эмиссии CO₂ между участками. Это свидетельствует как о значимом влиянии дополнительных факторов (перераспределение CO₂ по поверхности мерзлоты), так и о возможно широкой зоне оптимума влажности для активности микробиоты в условиях торфяных почв. Анализ связей эмиссии CO₂ с гидротермическими показателями на данном экспериментальном участке по годам показал достоверную связь с влажностью, при этом если в 2018 и 2021 гг. установлена положительная связь, то в 2020 г. — отрицательная. С температурой также обнаружена разнонаправленная связь: в 2018 г. положительная, в 2021 г. отрицательная. Схожие результаты были получены и в манипуляционном эксперименте по трансплантации. В целом большие величины эмиссии CO₂ были характерны для осушенных вариантов. Однако достоверных изменений в эмиссии CO₂ почвами не произошло ни в варианте увлажнения, ни в варианте осушения.

Как увеличение, так и уменьшение влажности в условиях эксперимента не привело к значимому отклику дыхания почв ни в краткосрочной, ни в долгосрочной перспективе. В случае с осушением это может быть связано как с тем, что почва не высохла до предела минимальной влажности, ингибирующей активность микробиоты (нижний предел оптимума), так и с трудноминерализуемым субстратом олиготрофного торфа (сфагнум) [8]. В случае с увлажнением высокая влажность не оказала угнетающего влияния на микробиоту. Необходимо отметить методические проблемы измерения эмиссии на переувлажненных участках: дополнительный привнос растворенного CO₂ с торфяников, возможное завышение значений из-за нарушений (выдавливания) при прове-

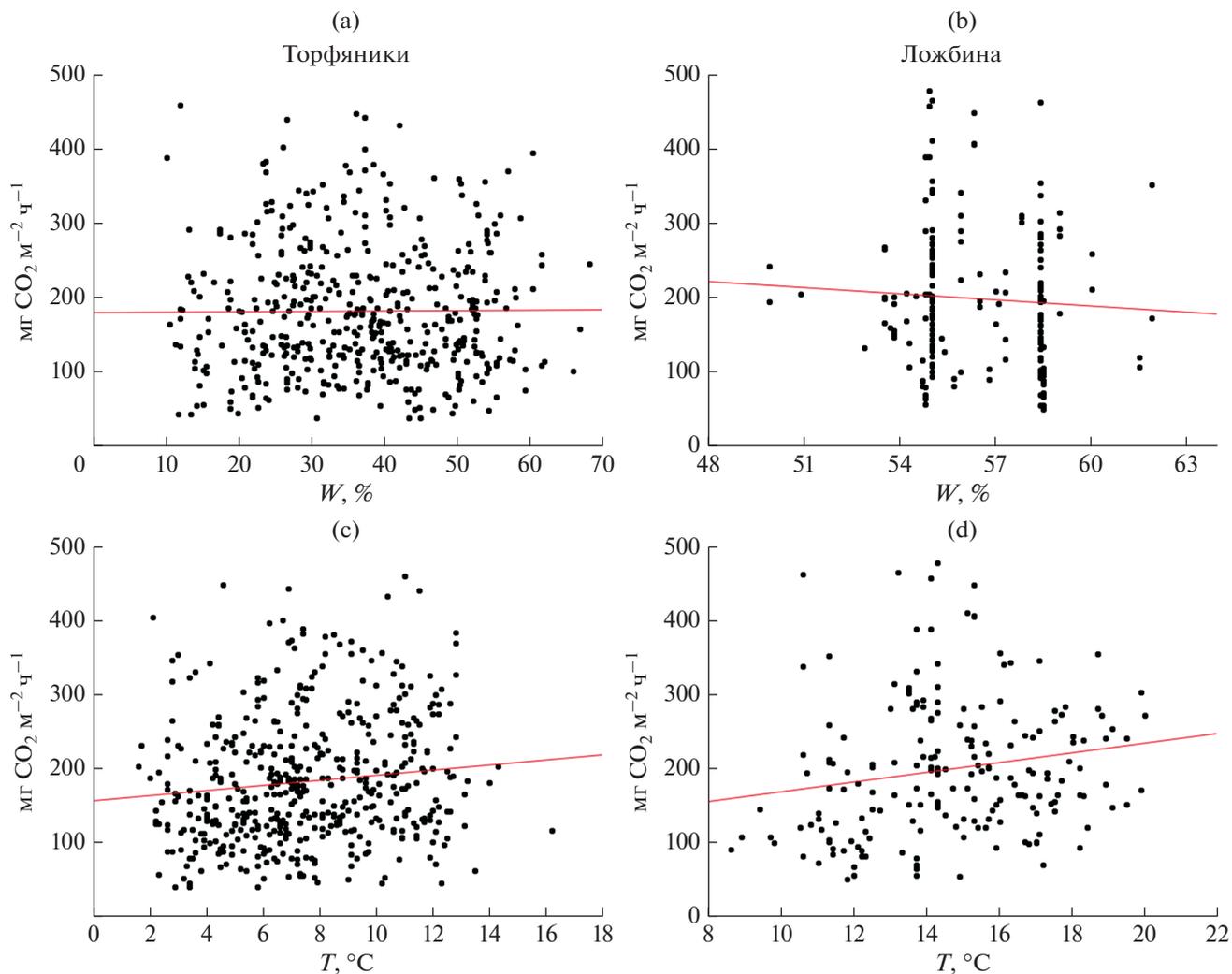


Рис. 5. Зависимость эмиссии CO₂ почвами торфяников (среднее для БТ1 и БТ2) и ложбины от влажности (а, с) и температуры почв (b, d) за весь период исследований.

дении измерений на переувлажненном участке при отборе проб газов. Определенную сложность представляет и выбор контрольных участков в обеих экосистемах из-за высокой неоднородности свойств почв. Некоторые исследователи указывали также на существование еще ряда специфических вариантов сложной взаимосвязи эмиссии CO₂ и влажности почв, например, экосистемное дыхание может быть низким при большей влажности почвы и низких запасах углерода, но значительно больше при высоких запасах углерода [41]. Помимо этого, влажность почвы может влиять на первичную продуктивность растений, усиливая или ослабляя ее, что в свою очередь изменяет углеродный баланс [19, 32].

Таким образом, в условиях полевых экспериментов показано наличие слабых, зачастую разнонаправленных связей эмиссии CO₂ и влажности и температуры почв. При этом эффект измене-

ния влажности на динамику эмиссии CO₂ почвами исследованного торфяно-болотного комплекса часто не фиксируется из-за наличия большого количества дополнительных факторов. Отсутствие достоверных отличий в эмиссии CO₂ почв, существенно различных по влажности, по нашему мнению, может быть связано с рядом причин. Безусловный вклад в динамику дыхания почв бугристого торфяника оказало близкое залегание мерзлоты. Во-первых, занижая эмиссию CO₂ за счет уменьшения активности микробиоты из-за более низких температур почв (на 5–10°C ниже, чем в почвах ложбины). Проведенный перерасчет эмиссии CO₂ почвами торфяника с учетом полученного в предыдущих работах коэффициента Q₁₀ не выявил значительного изменения полученных закономерностей [12]. Во-вторых, поверхность ММП может являться фактором, привносящим неоднородность в перераспределение потоков

Таблица 1. Оценка связи эмиссии CO₂ и параметров функционирования почв экспериментальных участков (приведены годы, в которые получены значимые отличия)

Участок	Период измерений	Влажность почвы		Температура почвы		R ²	n
		b*	p	b*	p		
Ложбина	Все годы	-0.04	0.52	0.18	0.01	0.04	202
	2018	-0.43	0.02	0.09	0.60	0.19	31
	2021	0.23	0.15	0.42	0.01	0.21	35
Бугристый торфяник (BT1 + BT2)	Все годы	0.02	0.62	0.12	0.01	0.02	493
	2018	0.16	0.14	0.47	0.00004	0.16	104
	2020	-0.35	0.001	0.16	0.12	0.12	98
	2021	0.28	0.003	0.01	0.88	0.08	119
Экспериментальный участок торфяника BT1 с разной влажностью	Все годы	0.02	0.80	0.16	0.05	0.03	186
	2018	0.47	0.0005	0.16	0.21	0.21	55
	2019	-0.10	0.61	0.45	0.03	0.16	34
	2020	-0.66	0.001	0.29	0.14	0.23	54
	2021	0.57	0.01	-0.45	0.05	0.15	43
Трансплантация: увлажнение	Все годы	-0.23	0.01	0.17	0.06	0.04	153
	2020	-0.95	0.000000002	0.77	0.00000008	0.77	30
	2021	-0.21	0.19	0.41	0.02	0.12	50
Трансплантация: осушение	Все годы	-0.05	0.47	0.32	0.000004	0.09	250
	2018	-0.26	0.09	0.35	0.02	0.24	39
	2021	-0.13	0.42	0.39	0.02	0.11	50

Примечание. b* – коэффициент, показывающий вклад параметра функционирования в эмиссию CO₂, p (0.05) – уровень значимости, R² – коэффициент детерминации, n – объем выборки. Полужирным шрифтом обозначены параметры, соответствующие уровню значимости p < 0.05. Использована множественная линейная регрессия без свободного члена.

CO₂ в профиле почв. Являясь водо- и газоупором, она препятствует нисходящему стоку и обуславливает преобладание латерального переноса растворенного в почвенном растворе CO₂ из почв приподнятого бугристого торфяника в почвы ложбин. Далее, вливаясь в теплые воды (температура 10–15°C) ложбины, привнесенный холодными водами (температура 1–3°C) торфяника CO₂ дегазируется за счет снижения его растворимости, завышая эмиссию CO₂ почвами ложбин [36]. Большую неопределенность и завышение эмиссии CO₂ может привносить в почвах ложбин и метанотрофный фильтр [4, 28, 33]. На исследованных переувлажненных участках ложбин наблюдаемое снижение концентрации метана по мере приближения к поверхности торфяной олиготрофной почвы, а также невысокие величины эмиссии CH₄ с ее поверхности, возможно, указывают не только на высокую насыщенность кислородом вод ложбины, но и на активную роль именно метанотрофного барьера. Не меньшее значение имеет факт, что все еще точно не определен оптимальный интервал влажности для активности микробиоты торфяных почв, вклад которой в эмиссию CO₂ может составлять до 80–90% [6, 10]. Рядом исследователей констатируется широкий

размах оптимума влажности и, соответственно, существенное уменьшение гетеротрофного дыхания в образцах почв лишь при высоких или низких величинах влажности [22, 25, 31]. Так, для почв тундровых экосистем отмечается оптимум влажности для дыхания почв в диапазоне от 20 до 50% объемной влажности [9]. В этом случае на исследованных участках ни низкие значения влажности почв торфяника, ни высокие значения влажности почв ложбины, возможно, не выходят за рамки этого оптимума.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В полевых условиях из-за высокой неоднородности исследуемых экосистем сложно получить однозначный и четкий отклик торфяных почв на изменение влажности. Схожесть величин эмиссии CO₂ между экосистемами, значительно отличающимися по режиму увлажнения, свидетельствует о высокой буферности исследованных экосистем торфяно-болотного комплекса к изменениям параметров функционирования, в том числе за счет активизации разнонаправленных механизмов, выравнивающих последствия различного рода изменений и сглаживающих разли-

чия. Безусловным усложняющим, возможно, и определяющим фактором является наличие близко залегающей многолетней мерзлоты, являющейся водо- и газупором и перераспределяющим внутрипрофильные потоки веществ и газов в исследованных почвах. Очевидно, что физические процессы перераспределения потоков оказывают в исследуемых экосистемах не меньшее влияние на эмиссию CO₂, чем непосредственная его продукция торфяными почвами. При этом продукция CO₂ исследованными почвами характеризуется широким диапазоном влажности, при котором не происходит заметного ее изменения. Организованные эксперименты проводились, вероятно, в оптимальном интервале влажности, с чем и связано отсутствие значимых различий в эмиссии CO₂ как между экосистемами, так и экспериментальными участками с разной влажностью. Существенный вклад могут оказывать и другие механизмы, такие как метанотрофный фильтр, неоднородность почвенных свойств и прочее. Полученные результаты позволяют констатировать то, что в результате деградации или аградации мерзлоты, всплеск и значительные изменения в эмиссии CO₂ торфяными почвами исследованного региона маловероятны.

Таким образом, при исследовании криогенных почв заболоченных ландшафтов необходимо, помимо собственно биогенных источников, учитывать дополнительные факторы, часто физического характера, меняющие баланс потоков и эмиссию CO₂. Опыт проведения манипуляционных экспериментов показал хорошую применимость метода трансплантации в целях изучения отклика почв на изменение параметров функционирования.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают признательность всем членам научной группы Soil Artic Research Team (SoilART, <https://vk.com/soilartteam>) за многолетнюю помощь в проведении полевых работ.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках государственного задания № 121040800321-4 “Индикаторы трансформации биогеохимических циклов биогенных элементов в природных и антропогенных экосистемах”, а также в рамках Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы МГУ им. М.В. Ломоносова “Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бобрик А.А., Рыжова И.М., Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Макаров М.И., Волкер Д.А. Эмиссия CO₂ и запасы органического углерода в почвах северо-таежных экосистем Западной Сибири в различных геоэкологических условиях // Почвоведение. 2018. № 6. С. 674–682. <https://doi.org/10.1134/S1064229318060042>
2. Васильевская В.Д., Иванов В.В., Богатырев Л.Г. Почвы севера Западной Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1986. 273 с.
3. Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., Буданцева Н.А., Чижова Ю.Н. Выпуклые бугры пучения многолетнемерзлых торфяных массивов. М.: Изд-во МГУ, 2008. 571 с.
4. Глаголев М.В., Коцюрбенко О.Р., Сабреков А.Ф., Литти Ю.В., Терентьева И.Е. Обзор методов определения микробной продукции и эмиссии метана в почвах // Микробиология. 2021. Т. 90. № 1. С. 3–23. <https://doi.org/10.1134/S0026261721010057>
5. Глаголев М.В., Сабреков А.Ф., Казанцев В.С. Физикохимия и биология торфа. Методы измерения газообмена на границе почва–атмосфера. Томск: Изд-во ТГПУ, 2010. 104 с.
6. Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Бобрик А.А., Тимофеева М.В., Сефилян А.Р. Оценка вклада корневого и микробного дыхания в общий поток CO₂ из торфяных почв и подзолов севера Западной Сибири методом интеграции компонентов // Почвоведение. 2019. № 2. С. 234–245. <https://doi.org/10.1134/S1064229319020054>
7. Дмитриев Е.А. Математическая статистика в почвоведении. М.: Изд-во МГУ, 1995. 320 с.
8. Добровольская Т.Г., Головченко А.В., Звягинцев Д.Г., Инишева Л.И., Кураков А.В., Смагин А.В., Зенова Г.М. и др. Функционирование микробных комплексов верховых торфяников-анализ причин медленной деструкции торфа. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2013. 128 с.
9. Карелин Д.В., Замолодчиков Д.Г. Углеродный обмен в криогенных экосистемах. М.: Наука, 2008. 342 с.
10. Кузяков Я.В., Ларионова А.А. Вклад ризомикробного и корневого дыхания в эмиссию CO₂ из почвы (обзор) // Почвоведение. 2006. № 7. С. 842–854. <https://doi.org/10.1134/S106422930607009X>
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/10.1134/S1064229317100064>
12. Матышак Г.В., Тархов М.О., Рыжова И.М., Гончарова О.Ю., Сефилян А.Р., Чуванов С.В., Петров Д.Г. Оценка температурной чувствительности эмиссии CO₂ с поверхности торфяных почв севера Западной Сибири методом трансплантации почвенных монолитов // Почвоведение. 2021. № 7. С. 815–826. <https://doi.org/10.1134/S1064229321070103>
13. Мельников Е.С., Тагунова Л.Н., Лазарева Н.А., Москаленко Н.Г. Ландшафты криолитозоны Западно-Сибирской газонозной провинции. Новосибирск: Наука, Сибирское отд., 1983. 165 с.

14. Москаленко Н.Г. Изменения криогенных ландшафтов северной тайги Западной Сибири в условиях меняющегося климата и техногенеза // Криосфера Земли. 2012. Т. 16. № 2. С. 38–42.
15. Пономарева О.Е., Гравис А.Г., Бердников Н.М. Современная динамика бугров пучения и плоскобугристых торфяников в северной тайге Западной Сибири (на примере Надымского стационара) // Криосфера земли. 2012. Т. 16. № 4. С. 21–30.
16. Смагин А.В. Газовая фаза почв. М.: Издательство Московского государственного университета, 2005. 301 с.
17. 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>
18. Шишов Л.Л., Тонконогов В.Д., Лебедева И.И., Герасимова М.И. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
19. Chivers M.R., Turetsky M.R., Waddington J.M., Harden J.W., McGuire A.D. Effects of Experimental Water Table and Temperature Manipulations on Ecosystem CO₂ Fluxes in an Alaskan Rich Fen // Ecosystems. 2009. V. 12. P. 1329–1342.
<https://doi.org/10.1007/s10021-009-9292-y>
20. Fallon P., Jones C.D., Ades M., Paul K. Direct soil moisture controls of future global soil carbon changes: An important source of uncertainty // Global Biogeochemical Cycles. 2011. V. 25.
<https://doi.org/10.1029/2010GB003938>
21. Glagolev M., Kleptsova I., Filippov I., Maksyutov S., Machida T. Regional methane emission from West Siberia mire landscapes // Environ. Res. Lett. 2011. V. 6. P. 045214.
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/6/4/045214>
22. Gritsch C., Zimmermann M., Zechmeister–Boltenstern S. Interdependencies between temperature and moisture sensitivities of CO₂ emissions in European land ecosystems // Biogeosciences. 2015. V. 12. P. 5981–5993.
<https://doi.org/10.5194/bg-12-4433-2015>
23. Halbedel S., Koschorreck M. Regulation of CO₂ emissions from temperate streams and reservoirs // Biogeosciences. 2013. V. 10. P. 7539–7551.
<https://doi.org/10.5194/bg-10-7539-2013>
24. Hicks Pries C., Schuur E.A., Vogel J., Natali S. Moisture drives surface decomposition in thawing tundra // J. Geophys. Res.: Biogeosciences. 2013. V. 118. P. 1133–1143.
<https://doi.org/10.1002/jgrg.20089>
25. Howard D., Howard P.J. Relationships between CO₂ evolution, moisture content and temperature for a range of soil types // Soil Biol. Biochem. 1993. V. 25. P. 1537–1546.
[https://doi.org/10.1016/0038-0717\(93\)90008-Y](https://doi.org/10.1016/0038-0717(93)90008-Y)
26. Hugelius G., Strauss J., Zubrzycki S., Harden J.W., Schuur E.A.G., Ping C.-L., Schirmermeister L. et al. Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps // Biogeosciences. 2014. V. 11. P. 6573–6593.
<https://doi.org/10.5194/bg-11-6573-2014>
27. Kirpotin S., Polishchuk Y., Bryksina N., Sugaipova A., Kouraev A., Zakharova E., Pokrovsky O.S. et al. West Siberian peatlands: distribution, typology, cyclic development, present day climate-driven changes, seasonal hydrology, and impact on CO₂ cycle // Int. J. Environ. Studies. 2011. V. 68. P. 603–623.
<https://doi.org/10.1080/00207233.2011.593901>
28. Lai D.Y.F. Methane Dynamics in Northern Peatlands: A Review // Pedosphere. 2009. V. 19. P. 409–421.
[https://doi.org/10.1016/S1002-0160\(09\)00003-4](https://doi.org/10.1016/S1002-0160(09)00003-4)
29. Lai D.Y.F., Roulet N.T., Humphreys E.R., Moore T.R., Dalva M. The effect of atmospheric turbulence and chamber deployment period on autochamber CO₂ and CH₄ flux measurements in an ombrotrophic peatland // Biogeosciences. 2012. V. 9. P. 3305–3322.
<https://doi.org/10.5194/bg-9-3305-2012>
30. Lawrence D.M., Koven C.D., Swenson S.C., Riley W.J., Slater A.G. Permafrost thaw and resulting soil moisture changes regulate projected high-latitude CO₂ and CH₄ emissions // Environ. Res. Lett. 2015. V. 10. P. 094011.
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/9/094011>
31. Moyano F.E., Vasilyeva N., Bouckaert L., Cook F., Craine J., Curiel Yuste J., Don A. et al. The moisture response of soil heterotrophic respiration: interaction with soil properties // Biogeosciences. 2012. V. 9. P. 1173–1182.
<https://doi.org/10.5194/bg-9-1173-2012>
32. Natali S.M., Schuur E.A.G., Mauritz M., Schade J.D., Celis G., Crummer K.G., Johnston C. et al. Permafrost thaw and soil moisture driving CO₂ and CH₄ release from upland tundra // J. Geophys. Res.: Biogeosciences. 2015. V. 120. P. 525–537.
<https://doi.org/10.1002/2014JG002872>
33. Nielsen C.S., Hasselquist N.J., Nilsson M.B., Öquist M., Järveoja J., Peichl M.A. Novel Approach for High-Frequency in-situ Quantification of Methane Oxidation in Peatlands // Soil Systems. 2018. V. 3. P. 4.
<https://doi.org/10.3390/soilsystems3010004>
34. Nykänen H., Heikkinen J.E.P., Pirinen L., Tiilikainen K., Martikainen P.J. Annual CO₂ exchange and CH₄ fluxes on a subarctic peatland mire during climatically different years // Global Biogeochemical Cycle. 2003. V. 17. P. 1.
<https://doi.org/10.1029/2002GB001861>
35. O'Donnell J.A., Torre Jorgenson M., Harden J.W., McGuire A.D., Kanevskiy M.Z., Wickland K.P. The Effects of Permafrost Thaw on Soil Hydrologic, Thermal, and Carbon Dynamics in an Alaskan Peatland // Ecosystems. 2012. V. 15. P. 213–229.
<https://doi.org/10.1007/s10021-011-9504-0>
36. Olefeldt D., Roulet N.T. Effects of permafrost and hydrology on the composition and transport of dissolved organic carbon in a subarctic peatland complex // J. Geophysical Res.: Biogeosciences. 2012. V. 117. P. G01005.
<https://doi.org/10.1029/2011JG001819>
37. Olymo M., Holmer B., Thorsson S., Reese H., Lindberg F. Sub-arctic peatland degradation and the role of climatic drivers in the largest coherent peatland complex in Sweden (Vissátvuopmi), 1955–2016 // Scientific Rep. 2020. V. 10. P. 8937.
<https://doi.org/10.1038/s41598-020-65719-1>
38. Rey A. Mind the gap: non-biological processes contributing to soil CO₂ efflux // Global Change Biology.

2015. V. 21. P. 1752–1761.
<https://doi.org/10.1111/gcb.12821>
39. Schaefer K., Zhang T., Bruhwiler L., Barrett A.P. Amount, and timing of permafrost carbon release in response to climate warming // *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*. 2011. V. 63. P. 165–180.
<https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2011.00527.x>
40. Schuur E.A., McGuire A.D., Schädel C., Grosse G., Harden J.W., Hayes D.J., Hugelius G. et al. Climate change and the permafrost carbon feedback // *Nature*. 2015. V. 520. P. 171–179.
<https://doi.org/10.1038/nature14338>
41. Sjögersten S., Wal R., Woodin S.J. Small-scale hydrological variation determines landscape CO₂ fluxes in the high Arctic // *Biogeochemistry*. 2006. V. 80. P. 205–216.
<https://doi.org/10.1007/s10533-006-9018-6>
42. Tarnocai C., Canadell J.G., Schuur E.A.G., Kuhry P., Mazhitova G., Zimov S. Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region // *Global Biogeochemical Cycles*. 2009. V. 23. P. GB2023.
<https://doi.org/10.1029/2008GB003327>
43. Voigt C., Lamprecht R.E., Marushchak M.E., Lind S.E., Novakovskiy A., Aurela M., Martikainen P.J., Biasi C. Warming of subarctic tundra increases emissions of all three important greenhouse gases – carbon dioxide, methane, and nitrous oxide // *Global Change Biology*. 2017. V. 23. P. 3121–3138.
<https://doi.org/10.1111/gcb.13563>
44. Voigt C., Marushchak M.E., Mastepanov M., Lamprecht R.E., Christensen T.R., Dorodnikov M., Jackowicz-Korczyński M., Lindgren A., Lohila A., Nykänen H., Oinonen M., Oksanen T., Palonen V., Treat C.C., Martikainen P.J., Biasi C. Ecosystem carbon response of an Arctic peatland to simulated permafrost thaw // *Global Change Biology*. 2019. V. 25. P. 1746–1764.
<https://doi.org/10.1111/gcb.14574>
45. IUSS Working Group WRB 2015. 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. FAO, Rome. 2015. P. 192.
46. IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, P. 1535.

Effect of Moisture on CO₂ Flux of the Palsa Mire Soils (North of Western Siberia)

G. V. Matyshak¹, S. V. Chuvanov^{2, *}, O. Yu. Goncharova¹, V. A. Trifonova¹, M. V. Timofeeva²,
 A. V. Isaeva¹, and M. O. Tarkhov¹

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

²Dokuchaev Soil Science Institute, Moscow, 119017 Russia

*e-mail: stas.chuvanov@gmail.com

The effect of the moisture content on peat soils has been studied in discontinuous permafrost area in the north of the Western Siberia (Nadym region). CO₂ flux was measured in palsa mire soils (Cryic Histosol) and surrounding bogs (Fibric Histosol) using the closed chamber method for 4 years at the peak of the growing season (August). Despite a significant difference in soil moisture (34.8 ± 13.2 and $56.2 \pm 2.1\%$ on average), no significant difference in CO₂ emission between these ecosystems was found in any of the observation years (on average 199.1 ± 90.1 and 182.1 ± 85.1 mg CO₂ m⁻² h⁻¹, respectively). Experimental wetting or drying (with two times difference in moisture content) of peat soil plots by transplantation method showed no significant effect on CO₂ emission even 3 years after the experiment start. The absence of significant differences in CO₂ flux between ecosystems and experiments was explained by the presence of permafrost and the influence of many multidirectional factors mitigating changes in CO₂ production by soils. CO₂ flux enhancing from the soils of the bog is possible due to the additional contribution of the methanotrophic filter, as well as the lateral runoff of dissolved CO₂ over the permafrost table from palsa mire surrounding the bogs. The absence of a response of CO₂ emission to a significant change in moisture may indicate a wide optimum of this parameter for microbiological activity in peat soils of the studied region. The results indicate that, in the study of cryogenic soils of hydromorphic landscapes, it is necessary, in addition to biogenic sources, to take into account additional factors, often of a physical nature, that change the balance of CO₂ fluxes and CO₂ emission by soils, respectively.

Keywords: permafrost, climate change, peat soils (Cryic Histosol, Fibric Histosol), soil respiration, soil moisture