

КРИОПЕДОЛОГИЯ

УДК 551.525.5

DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2020-4(34-45)

**ВЛИЯНИЕ МИКРОКЛИМАТИЧЕСКИХ И ЛАНДШАФТНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ
НА ТЕМПЕРАТУРУ И ГЛУБИНУ СЕЗОННОГО ПРОТАИВАНИЯ ПОЧВ
ПРИ ПОЛЕВОМ ЭКСПЕРИМЕНТЕ В БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЕ****Д.А. Каверин¹, А.В. Пастухов¹, М. Марущак^{2,3}, К. Биаси², А.Б. Новаковский¹**¹ *Институт биологии Коми научного центра УрО РАН,**167982, Сыктывкар, ул. Коммунистическая, 28, Россия; dkav@mail.ru*² *Университет Восточной Финляндии, Департамент экологии и биологии, FI-70211, Куопио, а/я 1627, Финляндия*³ *Университет Йювяскюля, Департамент экологии и биологии, FI-40014,
15 Семинааринкату, Йювяскюля, а/я 35, Финляндия*

Для оценки влияния микроклиматических и ландшафтных изменений на температурный режим и глубину сезонного протаивания мерзлотных почв субарктических экосистем на южном пределе криолитозоны европейского Северо-Востока проведен полевой эксперимент. Для эксперимента в 2012 г. в различных типах тундровых ландшафтов юга Большеземельской тундры (оголенные торфяные пятна, вегетированные поверхности бугристого болота и водораздельного увала) установлено 15 прозрачных пластиковых камер с открытым верхом. В 2016–2018 гг. были исследованы локальные изменения температуры над поверхностью почвы (высота 5 см) и в верхнем слое почв (глубина 20 см). Изучено изменение количественных показателей ландшафтных компонентов (максимальная высота растительных ярусов, мощность снежного покрова, индекс листовой поверхности, влажность почв, глубина залегания уровня надмерзлотной верховодки), оказывающих влияние на температуру и глубину сезонного протаивания почв. В контурах камер статистически значимо повышаются зимние и летние температуры над поверхностью и в верхнем слое почв, высота кустарникового яруса и снежного покрова. При этом увеличение мощности сезонноталого слоя в камерах незначительное. Наиболее чувствительными к микроклиматическим и ландшафтным изменениям оказались мерзлотные почвы оголенных торфяных пятен и водораздельного увала.

Тундра, полевой эксперимент, камеры, микроклимат, ландшафтные компоненты, температура почв, сезонноталый слой

**EFFECTS OF MICROCLIMATIC AND LANDSCAPE CHANGES ON THE TEMPERATURE REGIME
AND THAW DEPTH UNDER A FIELD EXPERIMENT IN THE BOLSHHEZEMELSKAYA TUNDRA****D.A. Kaverin¹, A.V. Pastukhov¹, M. Marushchak^{2,3}, C. Biasi², A.B. Novakovskiy¹**¹ *Institute of Biology, Komi Science Center RAS, 28, Kommunisticheskaya str., Syktyvkar, 167982, Russia; dkav@mail.ru*² *University of Eastern Finland, Department of Environmental and Biological Sciences, FI-70211, Kuopio, P/O box 1627, Finland*³ *University of Jyväskylä, Department of Biological and Environmental Science, FI-40014,
15 Seminaarinkatu, Jyväskylä, P/O box 35, Finland*

Results of a field experiment conducted in order to assess the impact of microclimatic and landscape changes on the temperature regime and thaw depth in permafrost-affected soils of subarctic ecosystems at the southern permafrost limit of the European Northeast are presented. To carry out the field experiment in 2012 in various types of tundra landscapes (vegetated surfaces of peat mounds and watershed terraces, peat circles), 15 transparent open top chambers were installed. During 2016–2018 local temperature changes above the surface (height 5 cm) and in the upper soil layer (depth 20 cm) were studied along with the change in quantitative parameters of landscape components (vegetation height, snow thickness, leaf surface index, soil moisture, the depth of the suprapermafrost water-level) affecting soil temperature and the thaw depth. It was revealed that in the chamber contours, the winter and summer temperatures above the surface and in the upper soil layer, the vegetation height, and snow thickness statistically significantly increase, whereas an increase in the active layer thickness was insignificant. Permafrost-affected soils of peat circles and the loamy watershed terrace are found to be the most vulnerable to microclimatic and landscape changes.

Tundra, field experiment, chambers, microclimate, landscape factors, soil temperature, active layer

ВВЕДЕНИЕ

Изменение климата в последние десятилетия оказывает значительное влияние на субарктические экосистемы [Hugelius et al., 2011; IPCC, 2014]. В результате климатических изменений происхо-

дит продвижение кустарниковой и лесной растительности на север [Елсаков, Кулюгина, 2014]. Климатически обусловленное повышение температуры почв приводит к протаиванию многолетнемерзлых пород [Biskaborn et al., 2019], увеличению эмиссии парниковых газов [Knoblauch et al., 2018], что, в свою очередь, оказывает обратный положительный эффект на климатическое потепление [Schuur et al., 2015]. Глобальные климатические модели показывают значительное увеличение (до 5 °С) среднегодовой температуры воздуха арктических экосистем в XXI в. [Koenigk et al., 2012].

Субарктика европейского Северо-Востока расположена в южной части криолитозоны и является одним из наиболее чувствительных к потеплению регионов России [Оберман, Шеслер, 2009]. Прогнозы показывают, что в конце XXI в. в регионе на фоне повышения температуры почв значительно сократится площадь многолетней криолитозоны [Stendel et al., 2011]. Многолетнемерзлые породы (ММП) в Большеземельской тундре могут сохраниться только в условиях бугристых болот [Пастухов, Каверин, 2016; Ривкин и др., 2017].

К настоящему времени значительное количество работ посвящено исследованию современного температурного режима мерзлотных почв, функционирующих в различных ландшафтных условиях криолитозоны в исследуемом регионе [Мажитова, 2008; Малкова, 2010] и прогнозам его изменения в XXI в. [Анисимов, 2009; Wissler et al., 2011]. Тем не менее в последние годы возрастает интерес к полевым экспериментам, в которых исследуются возможные изменения почвенно-температурных и ландшафтных компонентов экосистем криолитозоны. Данные исследования улучшают калибровку существующих климатических моделей, особенно адаптированных для конкретных ландшафтов [Hollister et al., 2006]. Полевые эксперименты позволяют оценить отклик почвенно-температурных и ландшафтных компонентов на изменение климатических условий на локальном уровне [Norby et al., 1997].

При проведении полевых экспериментов в качестве активных систем повышения температуры почв используют нагревательные электрокабели и инфракрасные обогреватели, но они способствуют осушению почв и требуют присутствия постоянного источника энергии [Shaver et al., 2000]. Среди пассивных систем повышения почвенной температуры широко применяются снегозащитные заграждения. Однако они создают искусственное затенение и задерживают снеготаяние, что затрудняет оценку изменений температурного режима почв [Natali et al., 2011]. Применение камер с открытым верхом в качестве пассивных систем обеспечивает удовлетворительные условия повышения температуры почв при незначительном теп-

ляющем эффекте в них [Marion et al., 1997]. В камерах оптимального размера увеличивается температура воздуха, а влажность почв меняется незначительно [Henry, Molau, 1997]. Такие манипуляции стали одним из основных инструментов при проведении полевых экспериментов по изменению микроклиматических условий в летний период [Voigt et al., 2017]. Результаты круглогодичных экспериментов с использованием камер в настоящее время являются особенно актуальными и востребованными научным сообществом [Bokhorst et al., 2013].

Настоящая работа является продолжением ранее начатых исследований группой ученых из Университета Восточной Финляндии, нацеленных на оценку влияния климатического потепления в тундре на эмиссию парниковых газов [Voigt et al., 2017]. Данный эксперимент охватывает большой набор ландшафтных факторов, при этом анализируются изменения температур почв и над почвой в течение всего года, в том числе в зимний период.

Цель работы – оценка влияния микроклиматических и ландшафтных изменений (высоты снежного покрова, влажности почв, высоты кустарниковых ярусов, индекса листовой поверхности) на температурный режим и глубину сезонного протаивания мерзлотных почв тундровых экосистем при проведении полевого эксперимента с использованием камер с открытым верхом.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Участки исследований расположены в 7 км к западу от железнодорожной станции Сейда (67°03' с.ш., 62°55' в.д.; абсолютная высота 100 м над ур. моря) (рис. 1). Территория относится к юго-восточной части Большеземельской тундры (Воркутинский административный район Республики Коми). Участки локализованы в подзоне северной лесотундры с массивно-островным распространением ММП. Бугристые торфяники, широко распространенные на безлесных водоразделах, занимают до 10 % территории. Район исследований – низкая холмистая равнина, перекрытая мощным слоем четвертичных отложений [Mazhitova, Oberman, 2003].

Климат – холодный субарктический, умеренно континентальный. За два гидрологических года (1 октября – 30 сентября) наблюдений климатических параметров (2016–2018 гг.) среднегодовая температура воздуха составила –3.3 и –2.0 °С соответственно, сумма положительных температур воздуха (СПТ) 1717 и 1752 °С·сут, сумма отрицательных температур воздуха (СОТ) –2913 и –2454 °С·сут, годовое количество осадков 468 и 650 мм, количество осадков зимнего периода 86 и 153 мм. Летом преобладают ветры северного, зимой – преимущественно юго-западного и южного

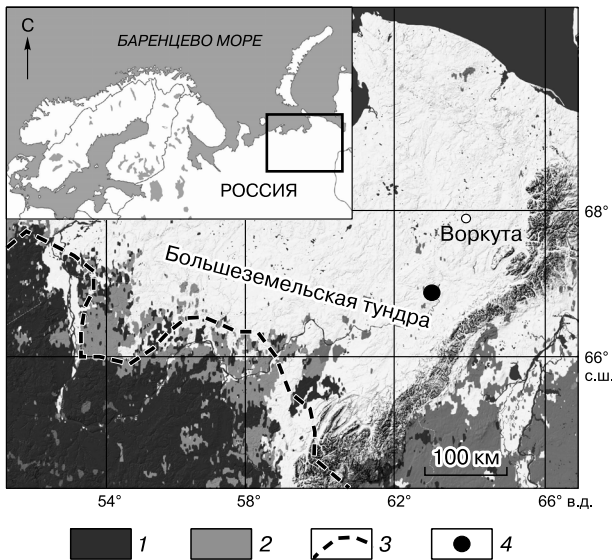


Рис. 1. Географическое положение участков исследований.

1 – еловые и сосновые таежные леса; 2 – елово-березовые редколесья и лиственничные леса; 3 – граница многолетней криолитозоны; 4 – объекты исследований.

направлений [Атлас..., 1997]. Параметры по температурам воздуха рассчитаны непосредственно для участков исследований по данным мониторинговых наблюдений. Расчет годового и зимнего количества осадков проведен по данным метеостанции Воркута (67°29' с.ш., 64°03' в.д.; 183 м).

Участки исследований расположены в пределах бугристого болота (рис. 2) и прилегающего увала, сложенного пылевато-суглинистыми отложениями. Бугристое болото общей площадью 0.6 км² находится в пределах древней озерной котловины площадью 6.7 км², осложненной озерными террасами и термокарстовыми образованиями. Мощность торфа бугристого болота достигает 4–5 м, ниже залегают плейстоценовые озерные суглинки [Ривкин и др., 2017].

Растительный покров бугристого болота представлен преимущественно кустарничково-мохово-лишайниковыми сообществами, занимающими склоновые части торфяных бугров. Оголенные пятна, практически лишенные растительности, развиты на вершинах торфяных бугров. На примыкающем к бугристому болоту водораздельном увале преобладают кустарничково-моховые сообщества. В пределах бугристого болота развиты торфяные олиготрофные (в том числе деструктивные) мерзлотные почвы (Styic Histosols), на водораздельном увале – глееземы мерзлотные (Folic Cryosols) [Классификация..., 2004; IUSS..., 2014].

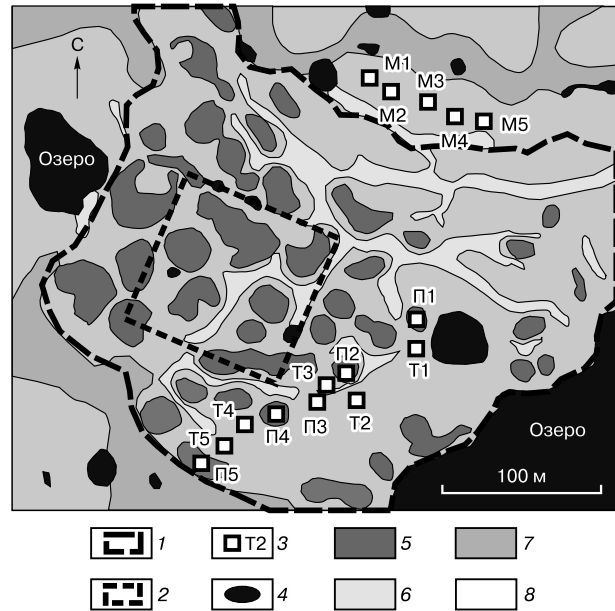


Рис. 2. Карта-схема расположения участков исследований.

1 – бугристое болото; 2 – площадка CALM R52; 3 – участки исследований; 4 – озера; 5 – оголенные торфяные пятна; 6 – мохово-кустарничковая растительность; 7 – крупнокустарничковая растительность; 8 – осоково-сфагновая растительность мочажин.

Исследования на регулярных пикетах мониторинговой площадки CALM R52 показали, что бугристое болото характеризуется преобладанием торфяных бугров (93 %) и низкой долей заболоченных мочажин (7 %) с глубоким (более 1 м) залеганием кровли ММП. Торфяные бугры, в свою очередь, пространственно дифференцированы по мощности сезонноталого слоя (СТС): (49 ± 18) см под кустарничково-моховыми сообществами и (53 ± 6) см под оголенными торфяными пятнами [Каверин и др., 2019].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования проводились на 15 участках, из которых 10 расположены в пределах бугристого болота (5 в контурах с кустарничково-мохово-лишайниковой растительностью, 5 на оголенных торфяных пятнах) и 5 расположены на прилегающем водораздельном увале (см. рис. 2). Данные участки охватывают основные типы ландшафтов, занимающих более 80 % территории [Marushchak et al., 2011]. Для обозначения участков исследований использованы следующие буквенные индексы: М – водораздельный увал, Т – торфяные бугры с кустарничково-моховой растительностью, П – оголенные торфяные пятна. Порядковые номера участков обозначены цифрами после заглавных

букв индекса (М1, Т4, П5 и т. д.). Каждый участок представлен двумя площадками: контрольной (фоновой) и экспериментальной с камерой. Расстояние между ними составляет около 3 м. Тип площадки обозначен прописными буквами (к – контрольные; э – экспериментальные), добавляемыми к буквенно-цифровому индексу участка: Т4э, П5к и т. д.

Для создания экспериментальных условий изменения ландшафтных компонентов, температуры воздуха и почв в июле 2012 г. на участках установлены шестиугольные камеры с открытым верхом. Изначально камеры убирали зимой, а с 2014 г. камеры функционируют круглогодично. Материал камер согласно стандарту ITEX (International Tundra Experiment) представлен прозрачным акриловым стеклом толщиной 3 мм [Marion et al., 1997]. Стенки камер наклонены внутрь на 73°, диаметр верхнего открытого пространства – 115 см, диаметр основания камеры – 167 см, высота – 50 см.

Ежегодно на каждой площадке градуированным металлическим зондом измеряются глубина сезонного протаивания в 3-й декаде сентября и максимальная высота снежного покрова (СП) в 3-й декаде марта. В сентябре 2018 г. на всех площадках определяли влажность верхнего 10-сантиметрового слоя почвы и температуру почв на глубине 20 см. Точечные измерения температуры почв проводили с помощью переносного термометра HANNA HI 935005 с проникающим термодатчиком HANNA HI 766TR2 (точность до 0.1 °С). Влажность почв измеряли портативным влагомером HH2 Delta-T (точность до 0.1 %). Все измерения ландшафтных компонентов и мощности СТС выполняли в трехкратной повторности. В 2018 г. для определения относительной высоты участков выполнена нивелирная съемка электронным теодолитом RGK T-05. В 2018 г. определены количественные значения ландшафтных параметров, прямо или косвенно влияющих на глубину сезонного протаивания почв: высота кустарниково-кустарничковой растительности (см), экспозиция и угол склонов (град), средняя высота элементов микрорельефа (см). Глубину залегания надмерзлотной верховодки измеряли с помощью пластиковых труб диаметром 1.5 см. Значения индекса листовой поверхности (LAI) определяли с помощью портативного анализатора листового индекса LAI-2200C (диапазон волн 320–490 нм).

Непрерывный мониторинг температуры над почвой проводили в 2016–2018 гг. цифровыми логгерами НОВО U23-001, установленными на высоте 5 см как на экспериментальных, так и контрольных площадках шести участков (М1, М3, Т2, Т4, П3, П5). При измерении температуры над поверхностью почвы большую часть времени в зимний период логгеры находились в толще снежного

покрова. Для мониторинговых исследований температуры почвы в 2017–2018 гг. использовали логгеры НОВО Water Pro, установленные на глубине 20 см в почвах экспериментальных и контрольных площадок трех участков (М3, Т2, П3). Температурные показатели на глубине 20 см являются ключевыми при классификации температурных режимов почв [Димо, 1972]. Выбор участков для установки температурных логгеров производился в произвольном порядке с условием, чтобы расстояния между участками составляли не менее 50 м. Для характеристики температурного режима над поверхностью и в верхнем слое почв рассчитывали среднегодовые температуры – методом осреднения всех полученных измерений, суммы положительных и отрицательных температур – путем сложения среднесуточных температур отклонения в положительном и отрицательном диапазонах.

Статистический анализ проводился по двум направлениям. Первое направление – попарное сравнение температурных показателей между экспериментальными и контрольными площадками каждого участка. Оценка значимости различий средних арифметических значений осуществлялась методом *t*-критерия Стьюдента. Для оценки изменчивости температурных показателей использовали стандартное отклонение и *F*-критерий Фишера. Второе направление – сравнение усредненных показателей площадок между собой методом двухфакторного дисперсионного анализа. Первый фактор – тип площадки (эксперимент, контроль), второй фактор – тип ландшафта.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Изменение микроклимата при полевом эксперименте. По суммам отрицательных температур над поверхностью почвы (высота 5 см) контрольные площадки на торфяных пятнах являются наиболее холодными (табл. 1). Относительно мягкий микроклимат выявлен на контрольной площадке Т4к, локализованной на вегетированной поверхности торфяного бугра. Суммы положительных температур контрольных площадок между собой различаются слабо, их среднегодовые температуры преимущественно отрицательные (см. табл. 1).

Установка камер способствует смягчению зимнего микроклимата, что фиксируется по повышению сумм отрицательных температур над поверхностью почвы (см. табл. 1). В 2016–2018 гг. на пяти из шести участков суммы отрицательных температур над почвой были выше на $(430 \pm 167)^\circ\text{C}\cdot\text{сут}$ по сравнению с контрольными площадками. Суммы положительных температур над почвой в камерах были выше либо сопоставимы с таковыми контрольных участков (см. табл. 1). Среднее увеличение значений данного

Таблица 1. Основные температурные показатели над поверхностью почвы и в почве контрольных и экспериментальных площадок

| Параметр | Площадка | | | | | | | | | | | |
|------------------|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | М1к | М1э | М3к | М3э | Т2к | Т2э | Т4к | Т4э | П3к | П3э | П5к | П5э |
| 2016/17 г. | <i>Над поверхностью почвы (высота 5 см)</i> | | | | | | | | | | | |
| СОТ | -2479 | -1806 | -1828 | -1568 | -2429 | -1925 | -1603 | -1836 | -2695 | -1708 | -2731 | -2342 |
| СПТ | 1318 | 1376 | 1360 | 1561 | 1337 | 1407 | 1282 | 1473 | 1279 | 1349 | 1328 | 1430 |
| $T_{\text{год}}$ | -3.2 | -1.2 | -1.3 | 0.0 | -3.0 | -1.4 | -0.9 | -1.0 | -3.9 | -1.0 | -3.8 | -2.5 |
| 2017/18 г. | <i>Над поверхностью почвы (высота 5 см)</i> | | | | | | | | | | | |
| СОТ | -2063 | -1224 | -1477 | -1195 | -1656 | -1349 | -1113 | -1334 | -1548 | -1225 | -2183 | -1772 |
| СПТ | 1365 | 1356 | 1341 | 1512 | 1330 | 1372 | 1291 | 1428 | 1300 | 1352 | 1334 | 1386 |
| $T_{\text{год}}$ | -1.9 | 0.4 | -0.4 | 0.9 | -0.9 | 0.1 | 0.5 | 0.3 | -0.7 | 0.3 | -2.3 | -1.1 |
| 2017/18 г. | <i>Почвы на глубине 20 см</i> | | | | | | | | | | | |
| СОТ | - | - | -462 | -317 | -679 | -648 | - | - | -797 | -606 | - | - |
| СПТ | - | - | 297 | 311 | 243 | 400 | - | - | 660 | 679 | - | - |
| $T_{\text{год}}$ | - | - | -0.5 | 0.0 | -1.2 | -0.7 | - | - | -0.4 | 0.2 | - | - |

Примечание. $T_{\text{год}}$ – среднегодовая температура, °С; СОТ – сумма отрицательных температур, °С-сут; СПТ – сумма положительных температур, °С-сут. Прочерк – не определялась.

показателя по всем участкам за 2016–2018 гг. составило (109 ± 19) °С-сут. Среднемесячная температура июля в камерах была выше на (0.7 ± 0.2) °С по сравнению с контрольными площадками.

Близкие результаты повышения температуры (среднее 0.95 °С, диапазон 0.3 – 2.1 °С) в камерах наблюдали в 2012–2013 гг. [Voigt et al., 2017], что сопоставимо с данными, полученными для тундровых участков в Северной Америке [Oberbauer et al., 2007]. При этом наблюдаемое увеличение летних температур воздуха в целом соответствует краткосрочному сценарию потепления климата в Арктике. Глобальные климатические модели показывают диапазон увеличения летних температур на 0.2 – 2.8 °С к 2035 г. [IPCC, 2014]. На всех экспериментальных площадках в 2016–2018 гг. среднегодовая температура над почвой увеличилась в среднем на (1.3 ± 0.9) °С, при этом наибольший рост среднегодовой температуры наблюдался на участках оголенных торфяных пятен (1.6 ± 0.8) °С.

Статистический анализ показал, что различия температуры над поверхностью почв в камерах и на контрольных участках практически всегда статистически значимы (табл. 2). Это применимо как для годовых показателей, так и для отдельных сезонов года. При этом статистическая значимость различий между площадками подтверждается уровнем p для средних значений и коэффициентов вариации.

Двухфакторный дисперсионный анализ выявил статистически значимое влияние камер на различия среднегодовых и сезонных значений температуры над почвой между экспериментальными и контрольными площадками (табл. 3). Данные различия отмечены преимущественно в лет-

ний и зимний периоды. Влияние типов ландшафтных разностей (Т, П, М), а также одновременное влияние камер и типов ландшафтов статистически не значимы.

Дисперсионный анализ показал статистически значимое влияние установки камер на количество переходов через 0 °С температур над почвой в летний и осенний периоды (см. табл. 3). Наличие камер обусловило значимое снижение количества температурных переходов в летнее и осеннее время для всех ландшафтных разностей. Исключение составляют площадки на оголенных торфяных пятнах, где осенью наблюдается увеличение переходов через 0 °С (рис. 3). Наибольшее количество этих переходов для всех ландшафтов отмечается летом и осенью. Зимой температуры над поверхностью почв находятся в отрицательном диапазоне, поэтому переходов не происходит.

Изменение ландшафтных параметров при полевом эксперименте. Трансформация локального микроклимата обуславливает изменения ландшафтных компонентов в контурах камер. Высота снежного покрова в камерах в 2016–2018 гг. была значимо выше таковой контрольных площадок на (15 ± 1) см (табл. 4). Наибольшее усиление снегонакопления в контурах камер по сравнению с фоновыми площадками наблюдается на оголенных торфяных пятнах $(+20 \pm 2)$ см) и водораздельном увале $(+19 \pm 2)$ см), в меньшей степени – на вегетированных поверхностях торфяных бугров $(+6 \pm 1)$ см). Особенности дифференциации снегонакопления в контурах камер разных типов участков объясняются различиями в мощности СП в естественных условиях. Оголенные торфяные пятна характеризуются минимальной мощностью снежного покрова, тогда как его наибольшая мощ-

Таблица 2. Статистический анализ стандартных отклонений и средних значений температуры над почвой и в почве

| Площадка | Параметр | Год | | Лето | | Осень | | Зима | | Весна | |
|----------|--------------------|-----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|-----------------------|----------------------|-----------------------|----------------------|
| | | E | S | E | S | E | S | E | S | E | S |
| М1к/М1э | T | -2.5/-0.4 | 12.5/10.3 | 12.4/12.7 | 8.4/8.6 | -2.4/-1.6 | 8.7/8.1 | -14.3/-8.2 | 8.5/4.3 | -6.0/-4.6 | 6.0/3.2 |
| | t, F-критерий p | 17.48 0.000 | 1.49 0.000 | 1.67 0.094 | 1.04 0.082 | 4.28 0.000 | 1.14 0.000 | 42.24 0.000 | 3.87 0.000 | 13.94 0.000 | 3.43 0.000 |
| М3к/М3э | T | -0.8/0.4 | 10.7/10.9 | 12.5/14.2 | 9.1/10.5 | -1.6/-1.1 | 7.3/7.7 | -9.5/-7.5 | 5.7/3.9 | -4.8/-4.0 | 4.5/3.6 |
| | t, F-критерий p | 10.84 0.000 | 0.97 0.018 | 8.44 0.000 | 1.31 0.000 | 2.62 0.009 | 0.90 0.000 | 19.34 0.000 | 2.14 0.000 | 9.02 0.000 | 1.55 0.000 |
| Т2к/Т2э | T | -1.9/-0.7 | 11.8/10.7 | 12.4/13.0 | 8.5/8.9 | -2.1/-1.7 | 8.3/7.8 | -12.3/-8.4 | 8.1/5.0 | -5.8/-5.7 | 4.9/4.5 |
| | t, F-критерий p | 10.50 0.000 | 1.22 0.000 | 3.09 0.002 | 1.10 0.001 | 2.60 0.009 | 1.13 0.000 | 52.59 0.000 | 2.63 0.000 | 1.45 0.146 | 1.15 0.000 |
| Т4к/Т4э | T | -0.2/-0.3 | 9.6/10.9 | 12.1/13.6 | 8.4/9.2 | -1.1/-1.8 | 6.7/8.0 | -7.1/-8.2 | 4.6/4.6 | -4.8/-5.1 | 3.4/4.4 |
| | t, F-критерий p | 1.55 0.120 | 0.78 0.000 | 8.25 0.000 | 1.22 0.000 | 4.83 0.000 | 0.69 0.000 | 11.33 0.000 | 1.01 0.400 | 4.40 0.000 | 1.73 0.000 |
| П3к/П3э | T | -2.3/-0.3 | 12.0/10.0 | 12.0/12.6 | 8.0/8.3 | -2.2/-1.1 | 9.0/7.2 | -13.3/-7.5 | 8.9/4.3 | -5.7/-5.3 | 4.0/3.7 |
| | t, F-критерий P | 16.63 0.000 | 1.45 0.000 | 3.26 0.001 | 1.09 0.001 | 6.36 0.000 | 1.57 0.000 | 94.08 0.000 | 4.37 0.000 | 5.26 0.000 | 1.18 0.000 |
| П5к/П5э | T | -3.1/-1.8 | 13.2/11.8 | 12.2/13.0 | 8.1/8.5 | -2.1/-1.6 | 8.2/8.0 | -15.7/-12.4 | 9.5/6.4 | -6.9/-6.1 | 7.7/5.9 |
| | t, F-критерий p | 9.78 0.000 | 1.23 0.000 | 4.06 0.000 | 1.11 0.000 | 2.41 0.016 | 1.07 0.010 | 19.08 0.000 | 2.18 0.000 | 5.55 0.000 | 1.74 0.000 |
| М3к/М3э | T | -0.45/-0.02 | 2.77/2.23 | 2.21/2.45 | 1.78/1.75 | 1.03/0.83 | 1.35/1.32 | -1.65/-0.99 | 1.50/0.77 | -3.39/-2.37 | 2.01/1.03 |
| | t, F-критерий P | 6.60 0.00 | 1.55 0.00 | 2.67 0.01 | 1.04 0.32 | 2.79 0.01 | 1.05 0.25 | 10.45 0.00 | 3.86 0.00 | 12.18 0.00 | 3.84 0.00 |
| Т2к/Т2э | T | -1.20/-0.68 | 3.48/3.84 | 1.89/3.34 | 1.58/2.32 | 0.72/0.94 | 1.02/1.50 | -2.01/-1.83 | 2.26/1.72 | -5.36/-5.16 | 2.89/2.77 |
| | t, F-критерий p | 5.38 0.00 | 1.22 0.00 | 14.01 0.00 | 2.17 0.00 | 3.28 0.00 | 2.16 0.00 | 1.67 0.10 | 0.58 0.00 | 1.35 0.18 | 0.92 0.12 |
| П3к/П3э | T | -0.38/0.20 | 5.38/4.82 | 5.73/5.92 | 3.65/3.81 | 1.46/1.38 | 1.93/2.04 | -3.13/-1.64 | 3.60/1.82 | -5.58/-4.88 | 3.17/2.66 |
| | t, F-критерий p | 4.30 0.00 | 1.25 0.00 | 0.98 0.33 | 1.09 0.12 | 0.73 0.47 | 1.11 0.08 | 9.89 0.00 | 0.26 0.00 | 4.59 0.00 | 0.70 0.00 |

2016–2018 гг., над почвой (высота 5 см)

2017–2018 гг., в почве (глубина 20 см)

Примечание. T – температура, °C; E – среднее арифметическое значение со значением t-критерия Стьюдента; S – стандартное отклонение со значением F-критерия Фишера; p – соответствующий уровень значимости. Значимые показатели на уровне p < 0.01 выделены жирным шрифтом.

Таблица 3. Двухфакторный дисперсионный анализ (ANOVA) эффектов влияния установленных камер и типов ландшафтов на надпочвенные температуры (высота 5 см)

| Эффект фактора | df | Температура над поверхностью почвы | | | | Переходы через 0 °С | |
|-------------------|----|------------------------------------|--------------|---------------|--------------|---------------------|--------------|
| | | E | | S | | n | |
| | | F | p | F | p | F | p |
| <i>Год</i> | | | | | | | |
| Камера | 1 | 6.261 | 0.046 | 2.055 | 0.202 | 2.836 | 0.143 |
| Ландшафт | 2 | 1.956 | 0.222 | 0.939 | 0.442 | 0.176 | 0.842 |
| Камера + ландшафт | 2 | 0.511 | 0.624 | 0.751 | 0.512 | 0.288 | 0.759 |
| <i>Лето</i> | | | | | | | |
| Камера | 1 | 10.395 | 0.018 | 2.882 | 0.140 | 19.068 | 0.005 |
| Ландшафт | 2 | 1.062 | 0.403 | 2.431 | 0.169 | 9.705 | 0.013 |
| Камера + ландшафт | 2 | 0.148 | 0.866 | 0.144 | 0.869 | 0.031 | 0.970 |
| <i>Осень</i> | | | | | | | |
| Камера | 1 | 3.130 | 0.127 | 0.327 | 0.588 | 0.216 | 0.658 |
| Ландшафт | 2 | 0.042 | 0.959 | 0.327 | 0.733 | 11.473 | 0.009 |
| Камера + ландшафт | 2 | 1.449 | 0.307 | 1.007 | 0.420 | 2.122 | 0.201 |
| <i>Зима</i> | | | | | | | |
| Камера | 1 | 4.976 | 0.067 | 11.209 | 0.016 | 0 | 1 |
| Ландшафт | 2 | 1.661 | 0.267 | 1.810 | 0.2427 | 0.5 | 0.630 |
| Камера + ландшафт | 2 | 0.428 | 0.670 | 0.645 | 0.5577 | 1.5 | 0.296 |
| <i>Весна</i> | | | | | | | |
| Камера | 1 | 1.166 | 0.322 | 1.166 | 0.322 | 0.601 | 0.468 |
| Ландшафт | 2 | 0.707 | 0.530 | 0.707 | 0.530 | 1.337 | 0.331 |
| Камера + ландшафт | 2 | 0.611 | 0.574 | 0.611 | 0.574 | 0.190 | 0.832 |

Примечание. E – среднее арифметическое значение; S – стандартное отклонение; F – значение критерия Фишера; df – число степеней свободы; p – соответствующий уровень значимости; n – количество переходов через 0 °С. Значимые показатели выделены жирным шрифтом.

ность отмечается на вегетированных участках бургристого болота (см. табл. 4). Увеличение снегонакопления и снижение скорости ветра, в свою оче-

редь, способствуют смягчению микроклимата для растительности [Carlsson, Callaghan, 1991; Marion et al., 1997]. Защитный эффект снега для тундро-

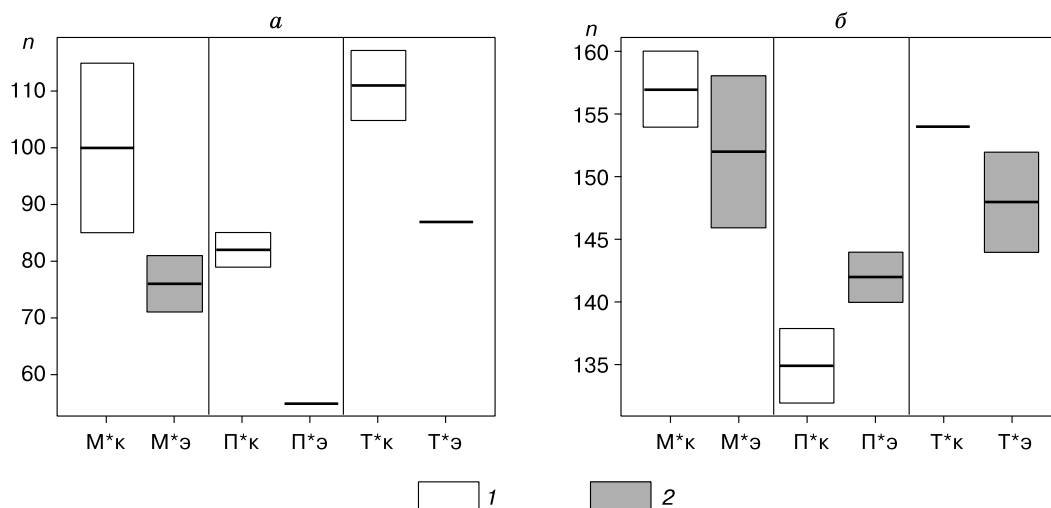


Рис. 3. Изменение количества переходов (n) температуры над поверхностью почвы через 0 °С в 2016–2018 гг. на ландшафтных площадках летом (а) и осенью (б).

1 – контрольные площадки; 2 – экспериментальные.

Таблица 4. Средние значения и стандартные отклонения параметров ландшафтных компонентов и температуры почв на экспериментальных и контрольных площадках участков исследований

| Параметр | Дата | Площадка | | | | | | | | Влияние эксп. условий | |
|--|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------------------|-----------------------------|
| | | эксп. | контр. | Тэ | Тк | Пэ | Пк | Мэ | Мк | F | p |
| <i>Данные мониторинговых наблюдений, 2015–2018 гг.</i> | | | | | | | | | | | |
| Максимальная мощность СП, см | 2016 | 45 ± 12 | 30 ± 17 | 55 ± 9 | 49 ± 11 | 34 ± 10 | 19 ± 12 | 45 ± 4 | 12 ± 6 | 17.59 | 3.22·10⁻⁴ |
| | 2017 | 46 ± 10 | 28 ± 16 | 55 ± 11 | 46 ± 10 | 38 ± 7 | 11 ± 8 | 45 ± 2 | 27 ± 8 | 39.052 | 1.85·10⁻⁶ |
| | 2018 | 50 ± 12 | 36 ± 19 | 61 ± 14 | 57 ± 13 | 40 ± 4 | 21 ± 12 | 48 ± 5 | 31 ± 10 | 13.38 | 1.25·10⁻³ |
| Мощность СТС, см | 2015 | 67 ± 32 | 66 ± 29 | 45 ± 7 | 45 ± 7 | 50 ± 8 | 49 ± 5 | 106 ± 24 | 103 ± 20 | 0.017 | 0.897 |
| | 2016 | 73 ± 29 | 76 ± 38 | 52 ± 3 | 51 ± 7 | 56 ± 7 | 53 ± 5 | 110 ± 16 | 126 ± 24 | 0.674 | 0.420 |
| | 2017 | 69 ± 36 | 68 ± 40 | 43 ± 4 | 40 ± 4 | 50 ± 3 | 48 ± 2 | 115 ± 24 | 116 ± 34 | 0.046 | 0.833 |
| | 2018 | 70 ± 36 | 68 ± 38 | 44 ± 3 | 41 ± 2 | 51 ± 5 | 49 ± 4 | 115 ± 25 | 113 ± 34 | 0.148 | 0.704 |
| <i>Данные разовых наблюдений, 2018 г.</i> | | | | | | | | | | | |
| Высота растительности, см | 22.09.18 | 27 ± 21 | 19 ± 14 | 39 ± 9 | 29 ± 5 | 0 ± 1 | 0 ± 1 | 43 ± 8 | 29 ± 2 | 15.43 | 6.31·10⁻⁴ |
| Индекс листовой поверхности (LAI) | 07.08.18 | – | – | 2.8 ± 1.7 | 2.7 ± 0.6 | – | – | 1.8 ± 0.5 | 1.0 ± 0.2 | 1.119 | 0.30588 |
| Влажность почв (глубина 0–10 см), % | 15.08.18 | 22 ± 9 | 25 ± 8 | 18 ± 5 | 25 ± 7 | 31 ± 8 | 33 ± 6 | 18 ± 7 | 18 ± 5 | 0.97 | 0.33455 |
| | 22.09.18 | 31 ± 10 | 37 ± 10 | 24 ± 9 | 31 ± 7 | 38 ± 4 | 46 ± 7 | 33 ± 12 | 33 ± 9 | 2.535 | 0.12442 |
| Глубина грунтовых вод, см | 18.08.18 | – | – | – | – | – | – | 39 ± 13 | 46 ± 9 | – | – |
| Температура почв (глубина 20 см), °С | 22.09.18 | 4.1 ± 1.1 | 3.7 ± 1.1 | 3.0 ± 0.9 | 2.7 ± 0.7 | 5.0 ± 0.3 | 4.6 ± 0.4 | 4.1 ± 1.0 | 3.8 ± 1.3 | 1.249 | 0.27475 |
| Глубина сезонного протаивания, см | 04.08.18 | 55 ± 24 | 51 ± 21 | 36 ± 2 | 33 ± 2 | 45 ± 5 | 44 ± 4 | 85 ± 15 | 76 ± 14 | – | – |

Примечание. Среднее значение параметра на участках 1–5 в каждой ландшафтной разности (М – водораздельный увал; Т – торфяные бугры с кустарниково-моховой растительностью; П – оголенные торфяные пятна). Площадки: к – контрольные, э – экспериментальные. Значимые статистические коэффициенты выделены жирным шрифтом ($p < 0.01$). Прочерк – не определялись.

вой растительности более важен, чем увеличение летнего нагрева слоя воздуха над поверхностью почвы [Wahren et al., 2005].

В контурах камер по сравнению с фоновыми площадками высота кустарникового яруса значительно увеличилась на (10 ± 3) см в пределах бугристого болота и на (14 ± 3) см на водораздельном увале. Увеличение высоты и сомкнутости кустарникового яруса способствует еще большему снегонакоплению, что дополнительно защищает растительный покров [Myers-Smith, Hik, 2013]. В последние десятилетия на фоне климатического потепления и роста зимних осадков в регионе наибольшая экспансия тундровой кустарниковой растительности отмечена именно на суглинистых почвах [Елсаков, Кулюгина, 2014].

Увеличение высоты кустарников в контурах камер сопровождается повышением индекса LAI на водораздельном увале $(+0.8 \pm 0.2)$, тогда как на торфяных буграх данные изменения значительно дифференцированы и статистически не значимы (0 ± 0.5) . Аналогичные изменения зафиксированы и в 2013 г., когда в растительном покрове торфяного бугра наблюдали даже снижение значений LAI [Voigt et al., 2017].

Максимальное повышение индекса LAI обнаружено на более сухих экспериментальных площадках водораздельного увала М2э, М5э (см. табл. 4). Больше увеличение высоты и площади листовой поверхности кустарникового яруса на отдельных площадках водораздельного увала обусловлено изначально меньшей его сомкнутостью и более благоприятными условиями произрастания на суглинистых почвах, обладающих повышенной летней теплопроводностью по сравнению с торфом [Геокриология..., 1988].

Влажность верхнего слоя почв в контурах камер по сравнению с контрольными площадками во второй половине вегетационного сезона 2018 г. была ниже на (3 ± 1) %. При этом снижение влажности почв отмечено на вегетированных поверхностях торфяных бугров $(-5 \pm 2 \%)$ и в оголенных торфяных пятнах $(-4 \pm 2 \%)$, почвы водораздельного увала практически не отличались по влажности (см. табл. 4). Незначительное снижение влажности почв, очевидно, связано с меньшим попаданием летних осадков в контуры теплиц с частично открытым верхом. Влияние зимних осадков в данном случае не рассматривается, так как измерений влажности почв после снеготаяния не проводилось.

Глубина залегания надмерзлотной верховодки в суглинистых почвах под камерами изменилась дифференцированно (-7 ± 8 см) (см. табл. 4). Уровень залегания надмерзлотной верховодки поднялся на трех и опустился на двух участках водораздельного увала (М1, М5). Опускание уровня верховодки обуславливает уменьшение влажности суглинистых почв в камерах, однако его дифференциация может осложняться влиянием других ландшафтных факторов.

Изменение температуры почв при полевом эксперименте. В результате мониторинговых исследований минимальная сумма отрицательных температур в почве контрольной площадки зафиксирована на оголенном торфяном пятне ПЗк (см. табл. 1). Наиболее теплой в фоновых условиях по зимнему климату оказалась суглинистая почва контрольной площадки МЗк. По суммам положительных температур почва торфяного пятна среди фоновых площадок является самой теплой, почва торфяного бугра под кустарниково-моховой растительностью – наиболее холодной. Аналогичная ситуация прослеживается и по значениям среднегодовых температур почв контрольных площадок (см. табл. 1). Более высокие температуры торфяной почвы пятна по сравнению с суглинистым профилем обусловлены ранним сходом снежного покрова (конец апреля – начало мая) и низким альбедо оголенной торфяной поверхности. Кроме того, почвы участка МЗ характеризуются относительно мощным (13 см) органометным горизонтом.

Изменения локального микроклимата и ландшафтных компонентов влияют на температуру почв при проведении полевого эксперимента. Почвы камер по сравнению с контрольными площадками зимой теплее. Повышение сумм отрицательных температур почв на (27 ± 20) °С·сут в большей степени выражено на водораздельном увале и оголенном торфяном пятне (см. табл. 1). Главным фактором (вклад 10–30%), обуславливающим повышение зимних температур почв в экспериментальных условиях, является усиление снегонакопления [Lawrence, Slater, 2010; Salmon et al., 2016].

Таблица 5. Периоды околонулевых температур в почвах на глубине 20 см

| Участок | Осенний период | | | Весенний период | | |
|---------|----------------|----------|--------------|-----------------|----------|--------------|
| | начало | конец | длительность | начало | конец | длительность |
| МЗк | 22.10.17 | 23.11.17 | 32 | 19.05.18 | 20.06.18 | 32 |
| МЗэ | 22.10.17 | 22.11.17 | 31 | 20.05.18 | 13.06.18 | 24 |
| Т2к | 17.10.17 | 23.11.17 | 37 | 21.05.18 | 16.06.18 | 26 |
| Т2э | 16.10.17 | 09.11.17 | 24 | 21.05.18 | 14.06.18 | 24 |
| П2к | 17.10.17 | 25.11.17 | 39 | 30.05.18 | 07.06.18 | 8 |
| ПЗэ | 18.10.17 | 15.11.17 | 28 | 31.05.18 | 10.06.18 | 10 |

Суммы положительных температур почв камер выше таковых для контрольных площадок на (15 ± 20) °С·сут (см. табл. 1). В экспериментальных условиях в почвах пятна и водораздельного увала суммы положительных температур повышаются не столь значительно по сравнению с профилем вегетированной поверхности торфяного бугра (см. табл. 1). Этот результат в определенной степени сопоставим с данными точечных температурных измерений (см. табл. 2). Рост температуры воздуха и почв летом в камерах обусловлен снижением скорости ветра и увеличением улавливания отражающегося от поверхности инфракрасного излучения [Carlyle et al., 2011].

Максимальная среднеиюльская температура почв ($8-9$ °С) зафиксирована на контрольной и экспериментальной площадках оголенного торфяного пятна. В экспериментальных условиях наибольшее повышение среднеиюльской температуры ($+2.2$ °С) относительно контрольного участка наблюдали в почве торфяного бугра (ТЗэ). Аналогичные результаты на данных площадках были получены ранее [Voigt et al., 2017].

Среднегодовая температура почв экспериментальных площадок (-0.2 ± 0.4 °С) была выше, чем контрольных (-0.7 ± 0.4 °С). При этом в почве экспериментальной площадки оголенного торфяного пятна зафиксирована положительная среднегодовая температура (см. табл. 1). Увеличение температур почв в целом сопоставимо со значениями повышения температур над почвой в условиях эксперимента [Salmon et al., 2016]. В условиях несплошного распространения высокотемпературных ММП ($0...-2$ °С) даже незначительное (0.5 °С) повышение среднегодовой температуры пород будет способствовать существенному уменьшению площади региональной криолитозоны [Оберман, Шеслер, 2009].

Значения температуры почв в камерах и на контрольных площадках различались в основном значительно, наибольшие различия почвенных температур выражены весной и зимой (см. табл. 2). Коэффициенты вариации в камерах по сравнению с контрольными площадками снижались как для температуры почвы, так и над почвой (см. табл. 2). При этом в наибольшей степени колебания температуры затухали в зимний период, что связано с повышенным снегонакоплением в контурах камер. Среди ландшафтных разностей значения коэффициента вариации температур в большей степени снижались на участках оголенных торфяных пятен.

Анализ температурных данных показал, что установка камер сокращает период околонулевых температур (нулевых завес) в верхнем слое почв (табл. 5). Наибольшее сокращение данного периода наблюдается осенью в почвах обоих участков (Т2, ПЗ) на бугристом болоте. В осенний период

почва оголенного торфяного пятна, как и других объектов исследований, характеризуется достаточно продолжительным периодом околонулевых температур. Однако весной аналогичный период в этой почве существенно сократился, что связано с быстрым оттаиванием верхних торфяных горизонтов оголенного торфяного пятна с низким альбедо.

Изменение глубины сезонного протаивания при полевом эксперименте. Совокупные изменения микроклимата и ландшафтных компонентов, обуславливающих изменения температурного режима почв, влияют на мощность СТС [Salmon et al., 2016]. Средняя за 2015–2018 гг. для всех участков мощность СТС в конце вегетационного периода в камерах была больше лишь на (1.5 ± 1) см, чем на контрольных площадках (см. табл. 4). При этом прирост мощности в контурах камер был статистически не значим. Тем не менее эффект от установки камер за годы мониторинговых наблюдений мощности СТС постепенно усиливался. Максимальные различия данного показателя (5 ± 1 см) наблюдались в 2018 г. (см. табл. 4). В первые годы проведения эксперимента (2012–2013 гг.) изменение глубины сезонного протаивания было достаточно слабым [Voigt et al., 2017].

Увеличение глубины сезонного протаивания обусловлено постепенной “аккумуляцией тепла” в почвах, эффект от которой начинает проявляться в полной мере только через 5–6 лет после установки камер [Salmon et al., 2016]. В 2018 г. наибольшую разницу между экспериментальными и контрольными площадками по глубине сезонного протаивания наблюдали на участках увала в суглинках (7 ± 1 см). Известно, что суглинистые мерзлотные почвы, функционирующие в регионе в условиях современного климатического потепления, протаивают быстрее торфяных [Оберман, Шеслер, 2009].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование прозрачных камер с открытым верхом при проведении полевого эксперимента оказалось достаточно эффективным для изменения локальных климатических, ландшафтных и почвенно-геокриологических условий на участках в южной части многолетнемерзлой криолитозоны европейского Северо-Востока.

В экспериментальных условиях над поверхностью почв повышаются среднегодовая температура, суммы положительных температур летом и особенно суммы отрицательных температур зимой. На экспериментальных площадках снижается количество переходов температуры над почвой через 0°C в летний и осенний периоды. При этом в верхнем слое мерзлотных почв сокращается осенний период нулевых завес. Увеличение снегонакопления при проведении эксперимента усиливает защиту тундровой кустарниковой раститель-

ности от холодного зимнего воздуха. Соответственно, на вегетированных участках тундры увеличивается высота кустарникового яруса.

Таким образом, при полевом эксперименте смягчение микроклиматических условий на фоне усиления снегонакопления и роста тундровой кустарниковой растительности обусловило выраженное повышение температуры верхних горизонтов и незначительное увеличение мощности сезонноталого слоя почв. При этом на юге региональной многолетней криолитозоны прогнозируемые климатические и ландшафтные изменения будут способствовать существенному повышению температуры почвогрунтов в условиях суглинистых почв и бугристых болот со значительной долей оголенных пятен.

Авторы статьи выражают благодарность Даану Блоку, сотруднику Нидерландской организации научных исследований, за предоставление материалов по характеристике температур над почвой.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 18-55-11003; 20-34-70005), в рамках государственного задания Института биологии Коми НЦ УрО РАН (№ АААА-А17-117122290011-5 “Выявление общих закономерностей формирования и функционирования торфяных почв на территории Арктического и Субарктического секторов европейского Северо-Востока России”).

Литература

- Анисимов О.А. Вероятностно-статистическое моделирование мощности сезонноталого слоя в условиях современного и будущего климата // Криосфера Земли, 2009, т. XIII, № 3, с. 36–44.
- Атлас Республики Коми по климату и гидрологии / Под ред. А.И. Таскаева. М., Дрофа и Дик, 1997, 115 с.
- Геокриология СССР. Европейская территория СССР / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Недра, 1988, 358 с.
- Димо В.Н. Тепловой режим почв СССР. М., Колос, 1972, 360 с.
- Елсаков В.В., Кулюгина Е.Е. Растительный покров Югорского полуострова в условиях климатических флуктуаций последних десятилетий // Исследование Земли из космоса, 2014, № 3, с. 65–77.
- Каверин Д.А., Пастухов А.В., Новаковский А.Б. и др. Влияние ландшафтных и климатических факторов на глубину сезонного протаивания в почвах бугристых торфяников (на примере площадки CALM R52) // Криосфера Земли, 2019, т. XXIII, № 2, с. 62–71.
- Классификация и диагностика почв России / Авт. и сост.: Л.Л. Шишов, В.Д. Тонконогов, И.И. Лебедева, М.И. Герасимова. Смоленск, Ойкумена, 2004, 342 с.
- Мажитова Г.Г. Температурные режимы почв в зоне сплошной многолетней мерзлоты европейского Северо-Востока России // Почвоведение, 2008, № 1, с. 54–67.
- Малкова Г.В. Мониторинг среднегодовой температуры пород на стационаре Болванский // Криосфера Земли, 2010, т. XIV, № 3, с. 3–14.

- Оберман Н.Г., Шеслер И.Г.** Современные и прогнозируемые изменения мерзлотных условий европейского северо-востока Российской Федерации // Проблемы Севера и Арктики Российской Федерации: науч.-информ. бюл., 2009, вып. 9, с. 96–106. – <http://council.gov.ru/files/journals/number/20090922141450.pdf>
- Пастухов А.В., Каверин Д.А.** Экологическое состояние мерзлотных бугристых торфяников на северо-востоке Европейской России // Экология, 2016, № 1, с. 1–9.
- Ривкин Ф.М., Власова Ю.В., Пармузин И.С.** Закономерности изменения геоэкологических условий в результате осадки мерзлых пород при оттаивании // Криосфера Земли, 2017, т. XXI, № 6, с. 26–34.
- Biskaborn В.К., Smith S.L., Noetzi J. et al.** Permafrost is warming at a global scale // Nature Communications, 2019, vol. 10, No. 264, p. 1–11.
- Bokhorst S., Huiskes A., Aerts R. et al.** Variable temperature effects of Open Top Chambers at polar and alpine sites explained by irradiance and snow depth // Global Change Biology, 2013, vol. 19, p. 64–74.
- Carlsson B.A., Callaghan T.V.** Positive plant interactions in tundra vegetation and the importance of shelter // J. Ecology, 1991, No. 79, p. 973–983.
- Carlyle C.N., Fraser L.H., Turkington R.** Tracking soil temperature and moisture in a multi-factor climate experiment in temperate grassland: do climate manipulation methods produce their intended effects // Ecosystems, 2011, No. 14, p. 489–502.
- Henry G., Molau U.** Tundra plants and climate change: the International Tundra Experiment (ITEX) // Global Change Biology, 1997, No. 3, p. 1–9.
- Hollister R.D., Webber P.J., Nelson F.E. et al.** Soil thaw and temperature response to air warming varies by plant community: results from an open-top chamber experiment in northern Alaska // Arctic Antarctic and Alpine Res., 2006, vol. 38, p. 206–215.
- Hugelius G., Virtanen T., Kaverin D. et al.** High-resolution mapping of ecosystem carbon storage and potential effects of permafrost thaw in periglacial terrain, European Russian Arctic // J. Geophys. Res.: Biogeosciences, 2011, vol. 116, iss. G3, p. 1–14.
- IPCC: Climate Change 2014: Synthesis Report.** Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Core Writing Team / R.K. Pachauri, L.A. Meyer (Eds.)), IPCC, Geneva, Switzerland, 2014, 151 p.
- IUSS Working Group WRB.** World Reference Base for Soil Resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps // World Soil Resources Rep. No. 106. FAO, Rome, 2014, 191 p.
- Knoblauch C., Beer C., Liebner S. et al.** Methane production as key to the greenhouse gas budget of thawing permafrost // Nature Climate Change, 2018, vol. 8, p. 309–312.
- Koenigk T., Brodeau L., Graverson R. et al.** Arctic climate change in 21st century CMIP5 simulations with EC-Earth // Climate Dynamics, 2012, vol. 40 (11–12), p. 2719–2743.
- Lawrence D.M., Slater A.G.** The contribution of snow condition trends to future ground climate // Climate Dynamics, 2010, vol. 34 (7–8), p. 969–981.
- Marion G., Henry G., Freckman D. et al.** Open-top designs for manipulating field temperature in high-latitude ecosystems // Global Change Biology, 1997, No. 3, p. 20–32.
- Marushchak M.E., Pitkamaki A., Koponen H. et al.** Hot spots for nitrous oxide emissions found in different types of permafrost peatlands // Global Change Biology, 2011, vol. 17, p. 2601–2614.
- Mazhitova G., Oberman N.** Permafrost mapping of Northeast European Russia based on the period of climatic warming 1970–1995 // Norwegian J. Geography, 2003, vol. 57, No. 2, p. 111–120.
- Myers-Smith I.H., Hik D.S.** Shrub canopies influence soil temperatures but not nutrient dynamics: An experimental test of tundra snow-shrub interactions // Ecology and Evolution, 2013, No. 3 (11), p. 3683–3700.
- Natali S.M., Schuur E.A.G., Trucco C. et al.** Effects of experimental warming of air, soil and permafrost on carbon balance in Alaskan tundra // Global Change Biology, 2011, vol. 17 (3), p. 1394–1407.
- Norby R.J., Edwards N.T., Riggs J.S. et al.** Temperature-controlled open-top chambers for global change research // Global Change Biology, 1997, No. 3, p. 259–267.
- Oberbauer S.F., Tweedie C.E., Welker J.M. et al.** Tundra CO₂ fluxes in response to experimental warming across latitudinal and moisture gradients // Ecological Monographs, 2007, vol. 77, p. 221–238.
- Salmon V.G., Soucy P., Mauritz M. et al.** Nitrogen availability increases in a tundra ecosystem during five years of experimental permafrost thaw // Global Change Biology, 2016, vol. 22 (5), p. 1927–1941.
- Schuur E.A.G., McGuire A.D., Schaedel C. et al.** Climate change and the permafrost carbon feedback // Nature, 2015, vol. 520, p. 171–179.
- Shaver G., Canadell J., Chapin F. et al.** Global warming and terrestrial ecosystems: a conceptual framework for analysis // Bioscience, 2000, No. 50, p. 871–882.
- Stendel M., Christensen J.H., Marchenko S. et al.** Size matters – very high resolution permafrost simulations on the 4 km scale in northeast European Russia // Geophys. Res. Abstracts, 2011, No. 13, EGU2011-6493, p. 6493.
- Voigt C., Marushchak M.E., Lamprecht R.E. et al.** Increased nitrous oxide emissions from Arctic peatlands after permafrost thaw // Proc. of the National Academy of Sciences of the USA, 2017, vol. 114, No. 24, p. 6238–6243. – <https://doi.org/10.1073/pnas.1702902114>
- Wahren C.H.A., Walker M.D., Bret-Harte M.S.** Vegetation responses in Alaskan arctic tundra after 8 years of a summer warming and a winter snow manipulation experiment // Global Change Biology, 2005, vol. 11, p. 537–552.
- Wisser D., Marchenko S., Talbot J. et al.** Soil temperature response to 21st century global warming: the role of and some implications for peat carbon in thawing permafrost soils in North America // Earth System Dynamics Discussions, 2011, No. 2 (1), p. 121–138. – <https://doi.org/10.5194/esd-2-121-2011>

References

- Anisimov O.A. Stochastic modelling of the active layer thickness under conditions of the current and future climate. Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere], 2009, vol. XIII, No. 3, p. 36–44 (in Russian).
- Taskaev A.I. (Ed.). Atlas Respubliki Komi po klimatu i gidrologii [Atlas of the Republic of Komi on Climate and Hydrology]. Moscow, Drofa i Dik, 1997, 115 p. (in Russian).
- Ershov E.D. (Ed.). Geokriologiya SSSR. Evropeiskaya territoriya SSSR [Geocryology of the USSR. European Territory of the USSR]. Moscow, Nedra, 1988, 358 p. (in Russian).
- Dimo V.N. Teplovoi rezhim pochv SSSR [Thermal regime of soils in the USSR]. Moscow, Kolos, 1972, 360 p. (in Russian).
- Elsakov V.V., Kulyugina E.E. The vegetative cover of the Yugra Peninsula under conditions of climate fluctuations during recent decades. Issledovaniya Zemli iz Kosmosa [Study of Earth from Space], 2014, No. 3, p. 65–77 (in Russian).
- Kaverin D.A., Pastukhov A.V., Novakovskiy A.B. et al. Landscape and climatic factors impacting the thaw depth in soils of

- permafrost peat plateaus (on the example of CALM R52 site). *Earth's Cryosphere*, 2019, vol. XXIII, No. 2, p. 53–60.
- Shishov L.L., Tonkonogov V.D., Lebedeva L.L., Gerasimova M.I. (Eds.). *Klassifikatsiya i diagnostika pochv Rossii* [Russian Soils Classification and Diagnostic]. Smolensk, Oykumena, 2004, 342 p. (in Russian).
- Mazhitova G.G. Soil temperature regimes in the discontinuous permafrost zone in the East European Russian Arctic. *Pochvovedeniye* [Eurasian Soil Science], 2008, No. 1, p. 48–62.
- Malkova G.V. Mean-annual ground temperature monitoring at the Bolvansky weather station. *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 2010, vol. XV, No. 3, p. 3–14 (in Russian).
- Oberman N.G., Shesler I.G. Modern and forecasted changes in cryological conditions in the northeast European Russian Federation. In: *Problems of the North and the Arctic of the Russian Federation*. Scientific-inform. *Bullet.*, 2009, No. 9, p. 96–106. – [http://council.gov.ru/files/journals/nu ber/20090922141450.pdf](http://council.gov.ru/files/journals/nu%20ber/20090922141450.pdf)
- Pastukhov A.V., Kaverin D.A. Ecological state of peat plateaus in northeastern European Russia. *Rus. J. Ecology*, 2016, vol. 47, No. 2, p. 125–132.
- Rivkin F.M., Vlasova Yu.V., Parmuzin I.S. Study of changes in permafrost conditions caused by frozen ground thaw subsidence. *Earth's Cryosphere*, 2017, vol. XXI, No. 6, p. 21–30.
- Biskaborn B.K., Smith S.L., Noetzli J. et al. Permafrost is warming at a global scale. *Nature Communications*, 2019, vol. 10, No. 264, p. 1–11, DOI: 10.1038/s41467-018-08240-4.
- Bokhorst S., Huiskes A., Aerts R. et al. Variable temperature effects of Open Top Chambers at polar and alpine sites explained by irradiance and snow depth. *Global Change Biology*, 2013, vol. 19, p. 64–74, DOI: 10.1111/gcb.12028.
- Carlsson B.A., Callaghan T.V. Positive plant interactions in tundra vegetation and the importance of shelter. *J. Ecology*, 1991, No. 79, p. 973–983.
- Carlyle C.N., Fraser L.H., Turkington R. Tracking soil temperature and moisture in a multi-factor climate experiment in temperate grassland: do climate manipulation methods produce their intended effects. *Ecosystems*, 2011, No. 14, p. 489–502. – <https://doi.org/10.1007/s10021-011-9425-y>
- Henry G., Molau U. Tundra plants and climate change: the International Tundra Experiment (ITEX). *Global Change Biology*, 1997, No. 3, p. 1–9.
- Hollister R.D., Webber P.J., Nelson F.E. et al. Soil thaw and temperature response to air warming varies by plant community: results from an open-top chamber experiment in northern Alaska. *Arctic Antarctic and Alpine Res.*, 2006, vol. 38, p. 206–215.
- Hugelius G., Virtanen T., Kaverin D. et al. High-resolution mapping of ecosystem carbon storage and potential effects of permafrost thaw in periglacial terrain, European Russian Arctic. *J. Geophys. Res.: Biogeosciences*, 2011, vol. 116, iss. G3, p. 1–14, DOI: 10.1029/2010JG001606.
- IPCC: *Climate Change 2014: Synthesis Report*. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Core Writing Team / R.K. Pachauri, L.A. Meyer (Eds.)), IPCC, Geneva, Switzerland, 2014, 151 p.
- IUSS Working Group WRB. *World Reference Base for Soil Resources 2014*. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. *World Soil Resources Rep. No. 106*. FAO, Rome, 2014, 191 p.
- Knoblauch C., Beer C., Liebner S. et al. Methane production as key to the greenhouse gas budget of thawing permafrost. *Nature Climate Change*, 2018, vol. 8, p. 309–312, DOI: <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0095-z>.
- Koenigk T., Brodeau L., Graverson R. et al. Arctic climate change in 21st century CMIP5 simulations with EC-Earth. *Climate Dynamics*, 2012, vol. 40 (11–12), p. 2719–2743, DOI: 10.1007/s00382-012-1505-y.
- Lawrence D.M., Slater A.G. The contribution of snow condition trends to future ground climate. *Climate Dynamics*, 2010, vol. 34 (7–8), p. 969–981. – <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0537-4>
- Marion G., Henry G., Freckman D. et al. Open-top designs for manipulating field temperature in high-latitude ecosystems. *Global Change Biology*, 1997, No. 3, p. 20–32.
- Marushchak M.E., Pitkamaki A., Koponen H. et al. Hot spots for nitrous oxide emissions found in different types of permafrost peatlands. *Global Change Biology*, 2011, vol. 17, p. 2601–2614, DOI: 10.1111/j.1365-2486.2011.02442.x.
- Mazhitova G., Oberman N. Permafrost mapping of Northeast European Russia based on the period of climatic warming 1970–1995. *Norwegian J. Geography*, 2003, vol. 57, No. 2, p. 111–120, DOI: doi.org/10.1080/00291950310001513.
- Myers-Smith I.H., Hik D.S. Shrub canopies influence soil temperatures but not nutrient dynamics: An experimental test of tundra snow-shrub interactions. *Ecology and Evolution*, 2013, No. 3 (11), p. 3683–3700, DOI: 10.1002/ece3.710.
- Natali S.M., Schuur E.A.G., Trucco C. et al. Effects of experimental warming of air, soil and permafrost on carbon balance in Alaskan tundra. *Global Change Biology*, 2011, vol. 17 (3), p. 1394–1407.
- Norby R.J., Edwards N.T., Riggs J.S. et al. Temperature-controlled open-top chambers for global change research. *Global Change Biology*, 1997, No. 3, p. 259–267.
- Oberbauer S.F., Tweedie C.E., Welker J.M. et al. Tundra CO₂ fluxes in response to experimental warming across latitudinal and moisture gradients. *Ecological Monographs*, 2007, vol. 77, p. 221–238, DOI: 10.1890/06-0649.
- Salmon V.G., Soucy P., Mauritz M. et al. Nitrogen availability increases in a tundra ecosystem during five years of experimental permafrost thaw. *Global Change Biology*, 2016, vol. 22 (5), p. 1927–1941, DOI: 10.1111/gcb.13204.
- Schuur E.A.G., McGuire A.D., Schaedel C. et al. Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*, 2015, vol. 520, p. 171–179.
- Shaver G., Canadell J., Chapin F. et al. Global warming and terrestrial ecosystems: a conceptual framework for analysis. *Bioscience*, 2000, No. 50, p. 871–882.
- Stendel M., Christensen J.H., Marchenko S. et al. Size matters – very high resolution permafrost simulations on the 4 km scale in northeast European Russia. *Geophys. Res. Abstracts*, 2011, No. 13, EGU2011-6493, p. 6493.
- Voigt C., Marushchak M.E., Lamprecht R.E. et al. Increased nitrous oxide emissions from Arctic peatlands after permafrost thaw. In: *Proc. of the National Academy of Sciences of the USA*, 2017, vol. 114, No. 24, p. 6238–6243. – <https://doi.org/10.1073/pnas.1702902114>
- Wahren C.H.A., Walker M.D., Bret-Harte M.S. Vegetation responses in Alaskan arctic tundra after 8 years of a summer warming and a winter snow manipulation experiment. *Global Change Biology*, 2005, vol. 11, p. 537–552, DOI: 10.1111/j.1365-2486.2005.00927.x.
- Wisser D., Marchenko S., Talbot J. et al. Soil temperature response to 21st century global warming: the role of and some implications for peat carbon in thawing permafrost soils in North America. *Earth System Dynamics Discussions*, 2011, No. 2 (1), p. 121–138. – <https://doi.org/10.5194/esd-2-121-2011>

*Поступила в редакцию 11 февраля 2019 г.,
после доработки – 20 февраля 2020 г.,
принята к публикации 26 марта 2020 г.*