

РЕГИОНАЛЬНАЯ И ИСТОРИЧЕСКАЯ ГЕОКРИОЛОГИЯ

УДК 551.525

DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2019-4(3-15)

СЕЗОННОМЕРЗЛЫЙ СЛОЙ БОЛОТ ЮЖНО-ТАЕЖНОЙ ЗОНЫ
ЗАПАДНОЙ СИБИРИМ.В. Киселев¹, Е.А. Дюкарев^{1,2}, Н.Н. Воропай^{1,3}¹Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН,
634055, Томск, пр. Академический, 10/3, Россия; dekot@mail.ru²Югорский государственный университет, 628012, Ханты-Мансийск, ул. Чехова, 16, Россия³Институт географии имени В.Б. Сочавы СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1, Россия

Представлены результаты исследований мощности сезонномерзлого слоя и температурного режима торфяных почв олиготрофного болота в южно-таежной зоне Западной Сибири. Экспериментальные наблюдения выполнены в 2011–2017 гг. при помощи атмосферно-почвенного измерительного комплекса на глубинах от 0 до 240 см на пяти площадках: гряде и мочажине грядово-мочажинного комплекса, низком и рослом рямах и топи. Анализ результатов показал существенные различия в температурном режиме почв и глубине сезонного промерзания на площадках с высоким и низким уровнями болотных вод. Предложенная регрессионная модель позволяет прогнозировать максимальную глубину промерзания с использованием данных о максимальной высоте снега и средней за зиму температуре воздуха.

Болотные экосистемы, микроклимат, температурный режим почв, сезонномерзлый слой, глубина промерзания, снежный покров, Западная Сибирь

SEASONALLY FROZEN LAYER OF PEATLANDS IN THE SOUTHERN TAIGA ZONE
OF WESTERN SIBERIAM.V. Kiselev¹, E.A. Dyukarev^{1,2}, N.N. Voropay^{1,3}¹Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems, SB RAS,
10/3, Akademicheskii ave., Tomsk, 634055, Russia; dekot@mail.ru²Yugra State University, 16, Chekhova str., Khanty-Mansiysk, 628012, Russia³Sochava Institute of Geography, SB RAS, 1, Ulan-Batorskaya str., Irkutsk, 664033, Russia

This paper presents the results of the 2011–2017 field studies of the thickness of seasonally frozen layer and the temperature regime of peat soils of oligotrophic bogs in the southern taiga zone of Western Siberia. The experimental observations have been carried out using the atmosphere-soil measurement system at different depths from the surface down to 240 cm. The five study sites included: a hollow and ridge at the ridge-hollow bog complex, open fen, high and low riam. The result's analysis has revealed significant differences in the temperature regime of peat soils and the depth of seasonal freezing at sites with high and low levels of bog waters. The proposed regression model allows to predict the maximum depth of freezing, using the data on average maximum snow depth and mean winter air temperature.

Peatland ecosystems, microclimate, soil temperature regime, seasonally frozen layer, freezing depth, snow cover, Western Siberia

ВВЕДЕНИЕ

Болота – уникальные природные ландшафты, участвующие в регулировании газового состава атмосферы, водного баланса биосферы и биологического разнообразия [Доктуровский, 1932; Боч, Мазинг, 1979; Лусс и др., 2001; Varid et al., 2013]. Торфяные болота являются наиболее значимым на суше долговременным накопителем атмосферного углерода [Иванов, Новиков, 1976; Вольтерский и др., 2005; Rydin, Jeglum, 2015]. По разным оценкам, болотные экосистемы содержат 120–455 млрд т углерода [Ефремов и др., 1994; Кудяров и др., 2007;

Букварева, 2010; IPCC, 2013], из них свыше 70 млрд т аккумулировано в болотах Западной Сибири [Sheng et al., 2004]. Столь значительные запасы углерода в результате изменения климата или антропогенного воздействия могут частично перейти в атмосферу в виде CO₂ или CH₄ и внести значительный вклад в углеродный баланс атмосферы [Семенов, 2004; Карелин, Замолодчиков, 2008; Анисимов и др., 2012; Desyatkin et al., 2015].

Потепление климата [Второй... доклад..., 2014; Анисимов, Кокорев, 2017; IPCC, 2013] приводит к

изменению термического режима болотных и минеральных почв и глубины их промерзания [Вомперский, 1968; Павлов, 2008; Шерстюков, Шерстюков, 2015; Десяткин, Десяткин, 2017; Peng et al., 2017], к изменению дат установления и разрушения снежного покрова [Осокин, Сосновский, 2014; Дюкарев, 2015; Wang et al., 2015; Zhong et al., 2018], а также к изменению снегонакопления [Павлов, 2008; Китаев, Кислов, 2008; Осокин, Сосновский, 2015; Воронин, Власов, 2017; Wegmann et al., 2017].

Температура почвы является ключевым фактором, контролирующим многие биотические и абиотические процессы, протекающие в почвах: разложение и минерализацию органического вещества почв, эмиссию парниковых газов, выделение растворенного органического углерода [Вомперский, 1968; Архангельская, 2012; Головацкая, Дюкарев, 2012; D'Angelo et al., 2016].

Тепловые режимы торфяных и минеральных почв существенно различаются [Чечкин, 1970; Иванов, Новиков, 1976; Гиличинский, 1986; Геокриология СССР..., 1989; Оспенников, 2001; Дюкарев и др., 2009; Трофимова, Бальбина, 2015]. Торфяная залежь представляет собой сложную органоминеральную систему, обладающую специфическими свойствами: высокой обводненностью и пористостью, содержанием большого количества малоразложившегося органического вещества [Романов, 1961; Чечкин, 1970].

Формирование сезонномерзлого слоя почв связано с радиационно-тепловым балансом поверхности [Мерзлотоведение..., 1981, с. 82–110; Методы..., 2004, с. 248–303]. К факторам природной среды, влияющим на структуру радиационно-теплого баланса поверхности, относятся тип наземного растительного покрова, рельеф, состав и влажность почвы, гидрологические условия и др. Эти факторы определяют условия промерзания и оттаивания почв. При похолодании климата торфяники в первую очередь переходят в многолетнемерзлое состояние с образованием миграционных бугров пучения [Мерзлотоведение..., 1981, с. 111–132]. За пределами области многолетнемерзлых пород сезонномерзлый слой становится самостоятельным природным объектом, а длительное и глубокое промерзание – ведущим мерзлотным процессом. Объект исследования мерзлотоведения и почвоведения в данном случае – верхний сезоннопромерзающий слой литосферы [Гиличинский, 1986].

Для болот Западной Сибири характерно относительно неглубокое промерзание почв, и увеличение глубины промерзания здесь сопровождается существенным запаздыванием сроков полного оттаивания почв по сравнению с минеральными почвами [Иванов, Новиков, 1976; Чигир, 1978]. В песках отмечается наибольшая глубина промер-

зания (до 2.5–3.0 м) [Геокриология СССР..., 1989]. Суглинки на залесенных территориях промерзают на глубину 1.0–1.8 м, а торф в основном на 0.3–0.9 м. На многих заносимых снегом участках болот среди лесов в некоторые зимы водонасыщенный торф не промерзает совсем [Геокриология СССР..., 1989]. Первые работы по изучению промерзания болот в Барабинской низменности [Серебрянская, 1946] показали, что из-за неоднородности мезорельефа болотных массивов и разной высоты снежного покрова (H) глубина промерзания (FD) варьирует от 50–70 см на верховых болотах до 85–160 см на минеральных гривах. Промежуточное положение занимают низинные болота ($FD = 50–90$ см) и приболотный пояс ($FD = 85–110$ см). Максимальная глубина промерзания болотных систем Западной Сибири увеличивается от 76 см под гипново-осоково-мочажинными до 102 см под осоково-гипновыми комплексами [Чечкин, 1970]. Толщина мерзлого слоя неосушенных болот севера европейской территории России варьирует от 24 см в зоне эвтрофных и олиготрофных сосново-сфагновых торфяников до 62 см в провинции крупнобугристых торфяников Северной Колы [Чечкин, 1970]. В период 1966–2012 гг. в среднем на территории Северной Евразии наблюдается увеличение высоты снежного покрова в зимние и весенние месяцы и ее уменьшение осенью [Zhong et al., 2018], что, безусловно, оказывает воздействие на динамику сезонномерзлого слоя. В ответ на наблюдаемое увеличение приземной температуры воздуха средние годовые температуры почв на глубинах до 320 см в торфяной залежи болот севера европейской территории России в период с 1978 по 2012 г. увеличивались со скоростью 0.2–0.9 °C/10 лет [Калюжный, Батуев, 2015].

Изучение микроклиматических особенностей болотных экосистем весьма актуально и необходимо для проведения комплексных исследований [Кабанов, 2015]. Средняя годовая температура почв в пределах болотных массивов может быть как выше, так и ниже, чем на окружающих незаболоченных территориях [Оспенников, 2001], и зависит от генезиса и стадии развития болот. Оценка непосредственного воздействия заболоченных территорий на региональный климат позволит корректно интерпретировать существующие сценарии климатических изменений на следующее столетие. Выявление закономерностей функционирования болотных экосистем при различных климатических условиях и их изменении создает основу для надежной оценки состояния растительности и разнонаправленных потоков углерода. Полученные результаты важны для определения роли обширных заболоченных территорий Западной Сибири не только в глобальном круговороте углерода, но и в формировании регионального и глобального климата.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Территорией исследования послужил участок геофизического стационара Васюганье (ИМКЭС СО РАН) [Головацкая и др., 2008] на территории Бакчарского болотного массива. Многолетнемерзлые породы на этой территории отсутствуют (рис. 1), однако на окраине болотного массива в 2007 г. был обнаружен деградирующий самый южный бугор из всех известных бугров мерзлотного пучения возрастом 300–400 лет [Дюкарев, Пологова, 2007]. Поэтому территория может быть отнесена к зоне спорадического распространения многолетнемерзлых пород, обусловленного локальными условиями [Васильчук, 2013].

На Бакчарском болоте было организовано пять наблюдательных площадок, расположенных в основных типах олиготрофных болотных экосистем, характерных для исследуемой территории [Dyukarev et al., 2011]: сосново-кустарничково-сфагновый биогеоценоз (рослый рям) и такой же биогеоценоз с угнетенным древостоем (низкий рям), осоково-сфагновая топь, сосново-кустарничково-сфагновая гряда и шейхериево-сфагновая мочажина на комплексном грядово-мочажинном биогеоценозе (ГМК). Мощность торфяной залежи на площадках наибольшая на топи и мочажине ГМК (310 см), немного меньшая мощность на гряде ГМК (230 см) и в низком ряме (210 см). На площадке рослый рям толщина торфа не превышает 100 см. Торфяная залежь подстилается глинами, являющимися водоупором для болотных вод.

Площадки наблюдения были разделены на две основные группы, различающиеся по уровню болотных вод (высокий и низкий). К первой группе с высоким уровнем болотных вод (УБВ) относятся топь и мочажина на ГМК, где УБВ располагается в среднем на глубине 5–10 см от поверхности. Ко второй группе с низким УБВ относятся рослый рям, низкий рям и гряда на ГМК, где УБВ расположен на глубине 25–45 см.

Измерения температуры почвы и воздуха производились с 1 апреля 2011 г. по 3 октября 2017 г. с использованием атмосферно-почвенного измерительного комплекса (АПИК) с шагом 1 ч [Кураков, 2012; Киселев и др., 2017]. Температура торфяной залежи регистрировалась на поверхности почвы и на глубинах 2, 5, 10, 15, 20, 30, 40, 60, 80, 120, 160, 240 см. По исходным массивам данных рассчитаны средние суточные, средние месячные значения, а также глубина промерзания почвы.

Расчетная глубина промерзания определялась по глубине проникновения температуры 0 °С в почву [Методы... обработки..., 1957]. Глубина промерзания рассчитывалась путем линейной интерполяции срочных температур почвы между

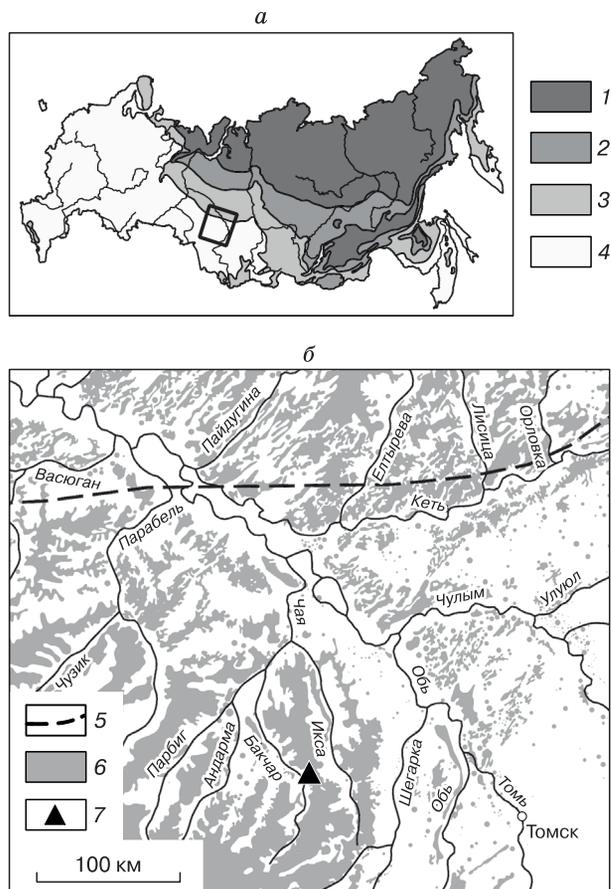


Рис. 1. Схема расположения участка исследований.

a – распространение многолетнемерзлых пород (по данным [Stolbovoi, McCallum, 2002]): 1 – сплошное, 2 – прерывистое, 3 – островное; 4 – сезонномерзлые породы; *б* – регион исследований: 5 – граница зоны островной мерзлоты; 6 – болота [Sheng et al., 2004]; 7 – участок исследований.

двумя соседними глубинами при условии, что на одной из них температура отрицательная. Затем вычислялись средние суточные глубины промерзания, которые анализируются ниже.

Данные о высоте снежного покрова получены для ближайшей метеостанции “Бакчар” с сайта ВНИИГМИ–МЦД [Описание..., 2017]. Для характеристики снежного покрова использовались: высота снежного покрова, даты образования и разрушения устойчивого снежного покрова, максимальная высота покрова за зиму и дата ее достижения [Методы... обработки..., 1957].

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИТОРИИ

По данным ближайшей метеостанции “Бакчар”, расположенной в 30 км к западу от исследуемой территории, средняя годовая температура воздуха за 1936–2017 гг. составила –0.3 °С. Самый

теплый месяц – июль (18.1 °С), самый холодный – январь (–19.2 °С). Отрицательные значения средней месячной температуры воздуха на метеостанции наблюдались с ноября (–9.9 °С) по март (–8.9 °С), минимальная средняя годовая температура (–2.7 °С) отмечена в 1969 г.

Скорость увеличения средней годовой температуры воздуха составляет 0.22 °С/10 лет. Значимые тенденции роста температуры обнаружены для ноября (0.35 °С/10 лет), декабря (0.49 °С/10 лет), марта (0.64 °С/10 лет), февраля и апреля (0.29 °С/10 лет). В последние 30 лет тенденции изменения температуры воздуха выражены сильнее [Дюкарев, 2015]. Сумма годовых осадков 468 мм, из них 45 % приходится на летние месяцы и 12 % на зимние.

Снежный покров, появившись в первый раз (13 октября в среднем за 1936–2017 гг.), обычно сходит под влиянием последующих оттепелей и только после устойчивого понижения температуры устанавливается (с 30 октября) на зиму. Разрушение устойчивого снежного покрова происходит в среднем к 20 апреля, продолжительность его залегания в среднем составляет 172 дня. Максимальная высота снежного покрова за зиму (23–113 см) наблюдается в середине марта.

ТЕМПЕРАТУРА ТОРФЯНЫХ ПОЧВ

Анализ годового хода температуры торфяной почвы на глубинах до 240 см дает наглядное представление о различии температурного режима на площадках с высоким и низким УБВ. При близких значениях температуры воздуха и малоразличающихся плотности и влажности торфа площадки с высоким УБВ в теплый период прогреваются лучше, чем площадки с низким УБВ. При этом максимальная температура на поверхности наблюдается в июле и составляет 18.1 °С в мочажине ГМК и 17.4 °С на топи (рис. 2), а в низком рьяме, рослом рьяме и на гряде ГМК – 17.3, 14.1 и 17.7 °С соответственно.

Особенности температурного режима болот в теплый период связаны не только с уровнем болотных вод, но и с характеристиками растительного покрова [Методы..., 2004, с. 248–303]. Так, низкий и рослый рьямы, относящиеся к условно холодным болотным экосистемам, в слое 0–60 см имеют более низкие температуры, чем гряда на ГМК. Гряда на ГМК характеризуется отсутствием густой растительности и, следовательно, большей инсоляцией поверхности. Таким образом, в теплый период гряда является самой прогретой бо-

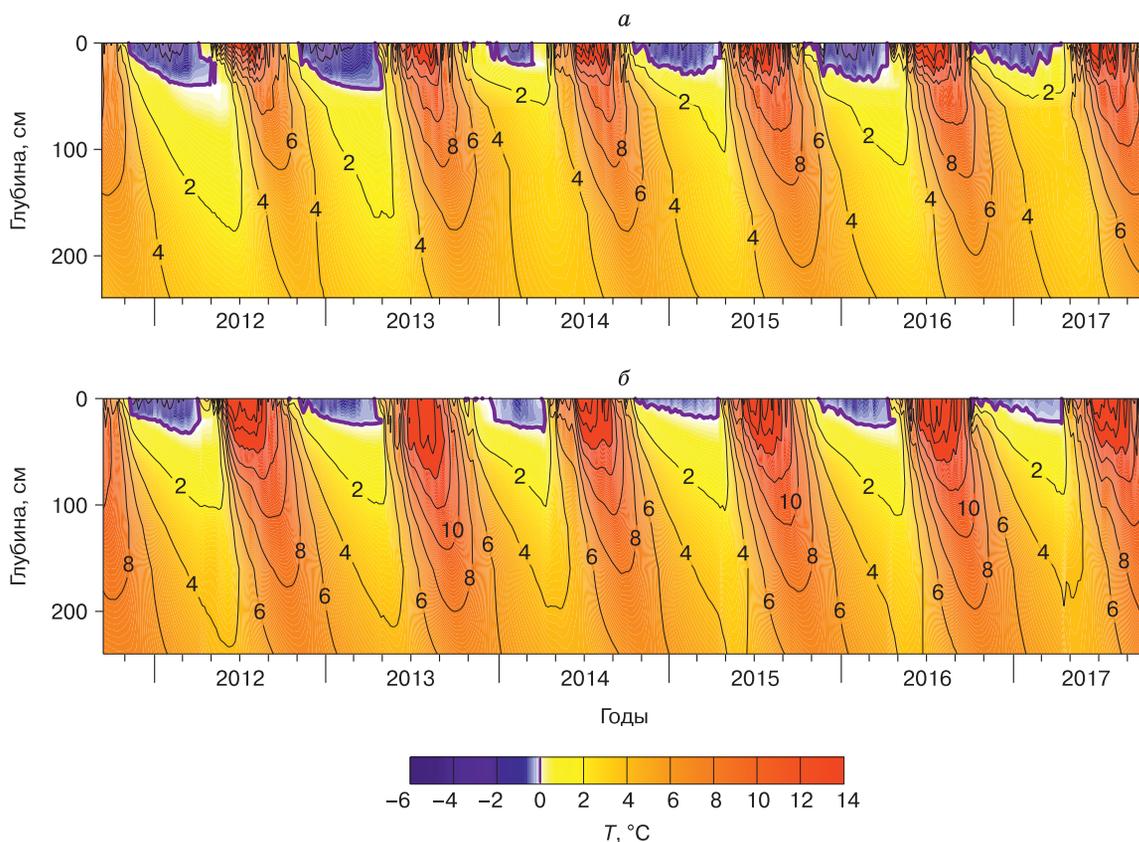


Рис. 2. Температура торфяной почвы (T) на площадках наблюдений низкий рям (а) и мочажина ГМК (б).

лотной экосистемой из группы с низким УБВ. Низкий и рослый рямы, в свою очередь, из-за густой древесной растительности получают меньше солнечной радиации, часть которой поглощают растения, и в совокупности с низким уровнем болотных вод становятся холоднее топи, мочажины и гряды ГМК.

В зимний период гряда ГМК – самая холодная площадка. Во-первых, в рямах высота снежного покрова немного больше из-за задержки снега кустарниками и стволами деревьев [Евсеева и др., 2016]. Во-вторых, на мочажине и открытой топи даже при меньшей высоте снежного покрова торфяная толща остается более теплой, так как высокий уровень болотных вод препятствует быстрому охлаждению и промерзанию торфяной залежи. Данные особенности гряды влияют и на время наступления минимальных температур. Если на остальных площадках (мочажина, топь, низкий и рослый рямы) минимальная в годовом ходе температура поверхности почвы (-0.8 , -1.7 , -2.5 и -2.4 °C соответственно) отмечается в феврале, то на гряде ГМК она наблюдается в январе (-5.2 °C).

Минимальные средние месячные температуры почвы с 2011 по 2017 г. в основном наблюдались в феврале в слое 0–20 см, но в отдельные годы были зафиксированы в январе или декабре. За весь период наблюдений минимальные температуры почвы составляли на поверхности -5.7 °C (рослый рямы, январь 2013 г.), на глубине 20 см были -2.3 °C (рослый рямы, февраль 2012 г.).

Различия температуры на одинаковых глубинах между площадками принимают наибольшие значения (выше 5 °C) в теплый период на глубине 30–60 см. В среднем за год различия температуры на одинаковых глубинах не превышают 1.8 °C. Более холодными по всему профилю являются облесенные площадки с низким УБВ. Наименьшие различия средних годовых (до 0.5 °C) и максимальных в годовом ходе (до 0.8 °C) температур почвы по всему профилю наблюдаются между площадками с близкими УБВ. Причем на гряде ГМК, занимающей промежуточное положение между указанными группами, зафиксированные максимальные температуры ближе к максимумам, наблюдающимся на площадках с высоким УБВ. Различия максимальных температур между площадками увеличиваются с глубиной, достигая 4 °C на глубине 30–40 см. На этой же глубине отмечаются наименьшие различия между минимальными в годовом ходе температурами почвы на всех площадках (± 0.5 °C). Минимальная температура почвы на глубинах более 40 см в рослом ряме ниже на 1.6–1.8 °C, чем на остальных площадках. Это объясняется наличием минеральной почвы уже на глубине 100 см, в отличие от остальных площадок с толщиной слоя торфа 210–310 см.

Ранее авторами было показано, что торфяная почва в низком ряме имеет сглаженную динамику температуры по сравнению с минеральной [Дюкарев, Головацкая, 2013]. По среднемесячным данным, в теплое время года верхние 80 см почвы низкого ряма холоднее минеральной почвы на 5–7 °C, а в холодное время – теплее на 0.3–1.0 °C. На площадках с высоким УБВ (топь и мочажина ГМК) эта разница с температурой минеральной почвы сохранялась, но была немного меньше. Повышенная тепловая инерция торфяной залежи препятствует как ее нагреву, так и охлаждению.

СЕЗОННОМЕРЗЛЫЙ СЛОЙ

Формирование сезонномерзлого слоя в верхних слоях торфа начинается в октябре–ноябре на всех площадках. В эти месяцы происходит понижение температуры воздуха и выпадение осадков в виде снега, которые в последующий период формируют устойчивый снежный покров. Различия между датами перехода температуры на поверхности через 0 °C в сторону отрицательных температур на площадках могут составлять несколько дней. В среднем за исследуемый период дата устойчивого перехода через 0 °C приходится на 26 октября на топи, 28 октября – на мочажине ГМК, 31 октября – на гряде ГМК и в рослом ряме, 4 ноября – в низком ряме. Самое раннее начало промерзания почвы было в 2016 г., когда устойчивые отрицательные температуры установились с 12 октября на мочажине и топи, 13 октября – на гряде и 18 октября – в рямах. В 2011 и 2013 гг. переход к отрицательным температурам почвы произошел только 7–10 ноября. Время формирования устойчивого снежного покрова, его высота и уровень болотных вод в начале зимы существенно влияют на минимальные в годовом ходе температуры почвы (рис. 3). Так, из-за сильных морозов в ноябре 2015 г. (температура воздуха 22.11.2015 г. опустилась до -22.8 °C) при небольшой высоте снега (14 см) глубина промерзания в рослом ряме была 31 см, что на 5–20 см больше, чем в остальные годы. Наибольшее промерзание (до 61 см) за период исследования наблюдалось в рослом ряме в марте 2013 г., так как высота снега в течение зимы 2012/13 г. была наименьшей за период и изменялась от 20 см в декабре до 30 см в марте. Зимой 2014/15 г. снежный покров, появившись 6 ноября, увеличился до 103 см к 14 марта. И даже при сильных морозах (-34 °C) болотные почвы промерзли всего до 18–32 см.

Максимальная глубина промерзания торфяной залежи наблюдается в период с февраля по апрель (табл. 1). На дату ее достижения и величину влияют не только наличие снежного покрова, но и совокупность метеорологических параметров конкретного года: дата начала заморозков, температура воздуха, продолжительность холодного пе-

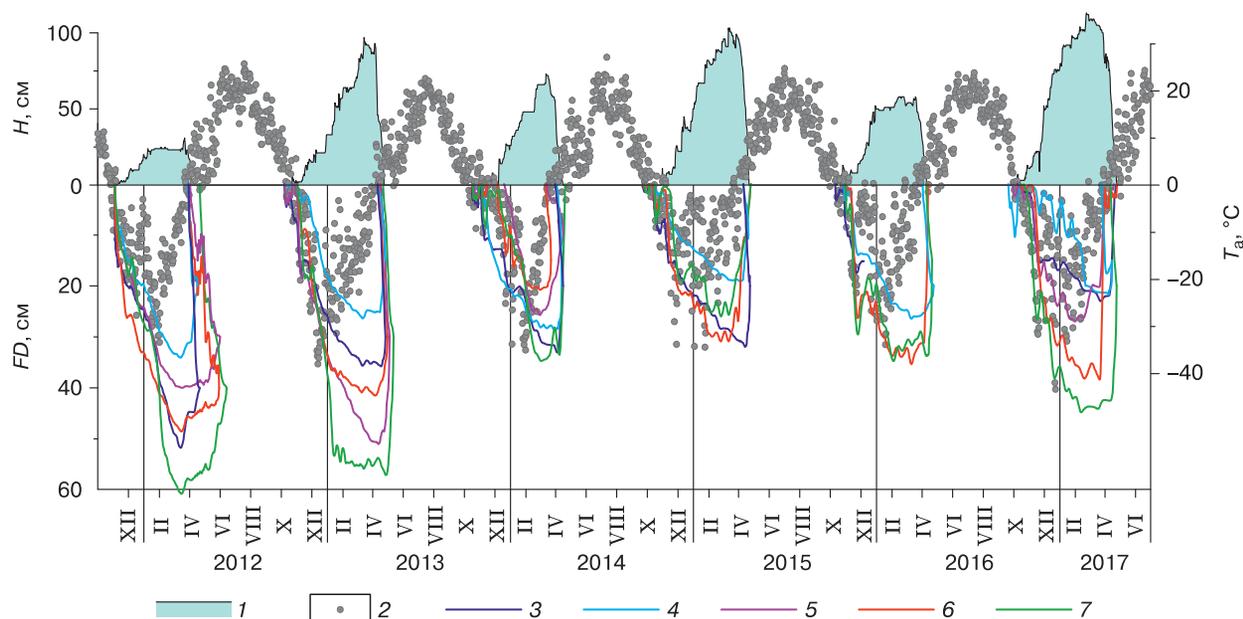


Рис. 3. Изменение глубины промерзания FD , высоты снежного покрова H (1) и температуры воздуха T_a (2).

3 – открытая топь; 4 – мочажина ГМК; 5 – гряда ГМК; 6 – низкий рям; 7 – рослый рям.

приода с низким или отсутствующим снежным покровом, высота снежного покрова и особенности его формирования на различных площадках.

Максимальная глубина промерзания почвы для большинства площадок отмечалась умеренно холодной малоснежной зимой 2011/12 г. и составила 34–61 см (см. рис. 3). Исключением является гряда ГМК, где максимальная глубина промерзания достигала 51 см в конце зимы 2012/13 г. Наименьшая глубина промерзания составляла 19–26 см и была зафиксирована зимой 2014/15 г. на мочажине ГМК и в рослом ряме, 2016/17 г. на гряде и открытой топи и 2013/14 г. в низком ряме.

Промерзание торфяной почвы от поверхности до максимальной глубины в среднем происходит со скоростью 0.2–0.3 см/сут. Максимальная зафиксированная скорость промерзания составила 0.51 см/сут и наблюдалась в 2012 г. в рослом

ряме (см. рис. 3). Но если разделить мерзлый слой на две части, то видно, что на глубинах до 20 см от поверхности промерзание происходит интенсивнее, чем в нижележащих слоях, и его скорость составляет в среднем 0.60–0.70 см/сут. Максимальная скорость промерзания может значительно отличаться от средних значений. Например, в 2011 г. на гряде она достигала 1.43 см/сут, а в 2015 г. в рослом ряме – 1.67 см/сут. При этом в целом скорость промерзания на облесенных площадках выше, чем на открытых, что объясняется уровнем стояния болотных вод. В слоях глубже 20 см средняя скорость промерзания составляет 0.21 см/сут. Максимальная скорость (0.81 см/сут) отмечалась на площадке рослого ряма в 2014 г. Уменьшение скорости промерзания нижележащих слоев связано с ростом высоты снежного покрова и с замедлением охлаждения торфяной тол-

Таблица 1. Максимальная глубина промерзания торфяной залежи (FD , см) и дата ее достижения

Площадка	2011/12 г.		2012/13 г.		2013/14 г.		2014/15 г.		2015/16 г.		2016/17 г.		Среднее \pm СКО	
	Дата	FD	Дата	FD	Дата	FD	Дата	FD	Дата	FD	Дата	FD	Дата	FD
Открытая топь	15.03	52	18.04	36	05.04	33	14.04	32	–	–	23.03	23	02.04 \pm 14	35 \pm 11
Мочажина ГМК	15.03	34	06.04	25	31.03	29	03.04	19	10.03	26	08.04	22	27.03 \pm 12	26 \pm 5
Гряда ГМК	16.03	40	13.04	51	01.03	26	–	–	–	–	01.02	27	08.03 \pm 30	36 \pm 12
Нижний рям	15.03	49	06.04	42	02.03	21	24.02	31	10.03	35	21.03	38	13.03 \pm 15	36 \pm 10
Рослый рям	15.03	61	28.04	57	03.03	35	25.02	26	04.02	35	12.02	45	05.03 \pm 30	43 \pm 14

Примечание. Жирным шрифтом выделена максимальная глубина промерзания на каждой площадке. Прочерк – нет данных, СКО – среднеквадратическое отклонение.

щи, которая в этот момент теплее вышележащих слоев.

Деградация сезонномерзлого слоя начинается как сверху, так и снизу. Этому способствует незамерзающая относительно теплая торфяная толща, которая находится ниже сезонномерзлого слоя. Так как в середине–конце зимы высота снежного покрова значительная, то влияние отрицательных температур воздуха на поддержание низких температур сезонномерзлого слоя ослабевает и начинается процесс оттаивания торфяной толщи снизу. Однако на начальном этапе скорость оттаивания сезонномерзлого слоя снизу крайне мала и наиболее быстрое разрушение происходит сверху (см. рис. 3).

Дата начала таяния сезонномерзлого слоя сверху значительно варьирует от года к году, а также между исследуемыми площадками. Самое раннее начало оттаивания было 15.03.2014 г. в низком ряме, самое позднее – 26.04.2013 г. в рослом ряме. Скорость оттаивания сверху изменяется от 1–5 до 30–35 см/сут. В отдельные годы деградация мерзлого слоя начинается только снизу, например, в 2014 и 2015 гг. в рослом ряме, а в 2015, 2016 и 2017 гг. в низком ряме (см. рис. 3).

За весь период наблюдений наибольшая продолжительность периода существования сезонномерзлого слоя была зафиксирована в рослом ряме зимой 2011/12 г. (217 дней), наименьшая – в низком ряме зимой 2013/14 г. (122 дня). Средняя продолжительность существования мерзлого слоя для всех площадок составила 176 дней. Зимой 2011/12 г. наибольшая продолжительность этого периода наблюдалась на площадках с низким УБВ (рямы и гряды ГМК) и составляла 201–217 дней. В 2014/15 и 2016/17 гг. различия между продолжительностью существования мерзлоты на рассматриваемых площадках минимальны (183–191 день). Различия в продолжительности существования мерзлоты между площадками в каждый конкретный год исследования меньше, чем различия для одной площадки в разные годы, что свидетельствует о едином комплексе факторов, воздействующих на даты начала и окончания промерзания.

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА И ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА МАКСИМАЛЬНУЮ ГЛУБИНУ ПРОМЕРЗАНИЯ

В холодный период особое значение в формировании сезонномерзлого слоя играет снежный покров, который представляет собой эффективный теплоизолирующий слой, препятствующий охлаждению почвы. Снежный покров снижает амплитуду колебаний температуры на поверхности почвы и оказывает влияние на максимальную глубину проникновения отрицательных температур в тор-

фяную залежь [Мерзлотоведение..., 1981, с. 82–110; Булдович, Ершов, 2001; Гаврильев, 2004]. Изменение мощности снежного покрова за сезон существенно сказывается на его обогревающим воздействием лишь при его небольшой толщине [Мерзлотоведение..., 1981, с. 82–110; Шерстюков, 2008]. Теплозащитные свойства снежного покрова определяются его термическим сопротивлением [Кудрявцев, 1954; Булдович, Ершов, 2001; Методы..., 2004, с. 248–303; Осокин и др., 2013]. Моховой покров значительно влияет на термический режим почв в теплый период года [Гарагуля, Ершов, 2001], в то время как в холодный период его влияние не является существенным препятствием для выхолаживания [Методы..., 2004, с. 248–303; Тишков и др., 2013; Porada et al., 2016]. Важную роль в формировании мерзлого слоя играет также круглогодично теплая нижняя часть торфяной залежи. При медленном замерзании насыщенных водой слоев торфа выделяется большое количество тепла при фазовых переходах воды [Мерзлотоведение..., 1981, с. 24–45]. Снег экранирует это тепло, и почва промерзает на небольшую глубину [Киселев и др., 2017].

В мерзлотоведении для определения глубин сезонного промерзания (оттаивания) используются различные приближенные формулы (Л.С. Лейбензона, Д.В. Редкозубова, В.С. Лукьянова, В.А. Кудрявцева, М.Д. Головкин, А.В. Павлова, и др.) [Мерзлотоведение..., 1981, с. 24–45; Методы..., 2004, с. 248–303] или решается система уравнений теплогапереноса с учетом фазовых переходов в нестационарных условиях [Чудновский, 1976; Булдович, 2001; Архангельская, 2012].

Авторами для приближенного прогноза глубин промерзания и возможного изменения мерзлотных условий исследуемого района была предложена регрессионная модель

$$FD_{\max} = a_0 + a_1 T_a + a_2 H_{\max},$$

где FD_{\max} – максимальная за зиму глубина промерзания, см; T_a – средняя температура воздуха за зиму, °C; H_{\max} – максимальная за зиму высота снега, см; a_0, a_1, a_2 – коэффициенты модели.

В качестве управляющей температуры также были рассмотрены температуры воздуха за отдельные месяцы (с сентября по март) и средние температуры за несколько месяцев. Наилучшие результаты получились для средней температуры воздуха за декабрь–февраль. Возможно, включение влажности почв (или уровня болотных вод) в качестве дополнительного управляющего параметра даст некоторое повышение точности модели [Мерзлотоведение..., 1981, с. 24–45; Оспенников, 2001], хотя все исследуемые площадки обводнены и колебания влажности верхнего слоя торфа происходят в диапазоне 80–100 %.

Для каждой площадки по результатам натуральных наблюдений (см. табл. 1) в программном па-

Таблица 2. Коэффициенты модели (a_0, a_1, a_2), средний модуль ошибки модели (MAE) и коэффициент детерминации (R^2)

Площадка	a_0 , см	a_1 , см/°С	a_2 , см/см	MAE, см	R^2
Открытая топь	51.57	-0.45	-0.29	3.41	0.85
Мочажина ГМК	25.86	-0.72	-0.15	1.07	0.93
Гряда ГМК	-70.76	-6.01	0	1.65	0.96
Низкий ряб	41.68	-3.69	-0.42	1.69	0.94
Рослый ряб	-13.69	-4.20	-0.14	3.29	0.88

ките Statistica (Statsoft/Dell, США) были оценены коэффициенты модели, ошибка модельных расчетов и коэффициент детерминации модели

(табл. 2). Получено, что для ГМК и низкого ряба предложенная модель хорошо описывает наблюдаемые вариации максимальной глубины промерзания (рис. 4, табл. 2).

Средняя ошибка прогноза не превышает 1.7 см, коэффициент детерминации варьирует от 0.63 до 0.96. Для открытой топи и рослого ряба результаты модели немного хуже. Средняя ошибка прогноза составила 3.4 и 3.3 см, а коэффициент детерминации – 0.85 и 0.89. Наибольшее отклонение (8.5 см) модельных значений от наблюдаемых получено в рослом рябе зимой 2013/14 г. и, возможно, связано с особенностями снегонакопления на площадке в этот год. В остальные годы на всех площадках ошибка прогноза менее 5 см.

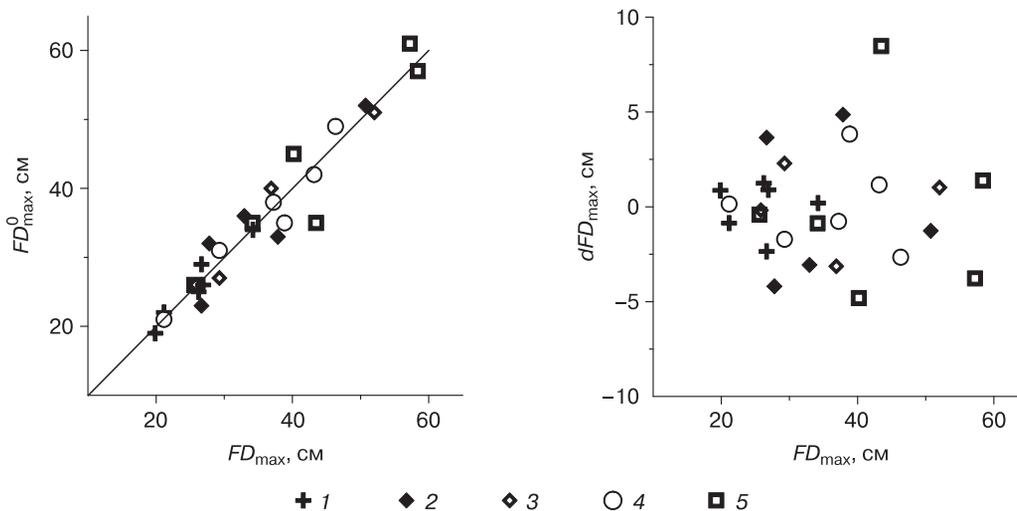


Рис. 4. Сопоставление расчетных значений максимальной глубины промерзания (FD_{max}) с измеренными значениями (FD_{max}^0) и ошибкой расчета ($dFD_{max} = FD_{max} - FD_{max}^0$):

1 – открытая топь; 2 – мочажина ГМК; 3 – гряда ГМК; 4 – низкий ряб; 5 – рослый ряб.

ВЫВОДЫ

На основе данных измерений АПИК выявлены особенности температурного режима торфяных почв олиготрофного болота в южно-таежной зоне Западной Сибири.

Показаны существенные различия в температуре почв и глубине сезонного промерзания на площадках с высоким и низким уровнями болотных вод. При близких значениях температуры воздуха площадки с высоким УБВ в теплый период прогревались лучше, чем площадки с низким УБВ. На площадках с низким УБВ древесный ярус способствовал снижению приходящей на поверхность солнечной радиации, а рыхлые верхние слои мохового очеса играли роль теплоизолирующей прослойки и препятствовали нагреву торфяной толщи. При этом в поверхностных слоях мха создавались высокие температурные градиенты. На

обводненных площадках летом температура почвы была ниже, чем на незаболоченных участках с минеральной почвой, вследствие дополнительных затрат на испарение. В среднем за год различия температуры на одинаковых глубинах между площадками не превышали 1.8 °С, но в теплый период на глубине 10–80 см они достигали 3.2–6.4 °С.

Установлено, что формирование сезонно-мерзлого слоя на исследуемых болотах в среднем за 2011–2017 гг. начиналось после 26 октября. Наибольшая за зиму глубина промерзания почвы на обводненных площадках составляла в среднем 26–35 см, а на площадках с пониженным УБВ – 36–43 см. На минеральных почвах мощность сезонно-мерзлого слоя составляла 93 см при максимальном значении 144 см. Насыщенные водой слои торфа препятствовали глубокому промерзанию вследствие выделения тепла при фазовых переходах воды, а мощный снежный покров экра-

нировал это тепло и торфяная почва промерзала на небольшую глубину. Предложенная регрессионная модель, в качестве характеристик в которой выступают максимальная высота снега и средняя за зиму температура воздуха, может использоваться для грубой оценки максимальной глубины промерзания.

Продолжительность существования сезонно-мерзлого слоя для разных площадок варьировала от 122 до 217 дней, составляя в среднем 176 дней. Различия в продолжительности существования мерзлоты между площадками в конкретный год исследования меньше, чем межгодовые различия на каждой площадке, что свидетельствует о едином комплексе факторов, воздействующих на даты начала и окончания промерзания. Максимальная глубина промерзания, наоборот, показывала большую вариабельность при сравнении отдельных площадок, т. е. на эту характеристику большее влияние оказывали локальные условия (плотность торфа, УБВ, растительный покров) по сравнению с межгодовой изменчивостью погодных условий.

Годовой ход температуры почвы рассматриваемых болотных экосистем более сглаженный по сравнению с участками с минеральной почвой. В теплое время года верхние слои торфяной почвы холоднее минеральной, а в холодное время – теплее. Повышенная тепловая инерция торфяной залежи препятствует как ее нагреву, так и охлаждению. Глубина промерзания на болоте в 1.5–3 раза меньше, чем в минеральных почвах [Дюкарев, Головацкая, 2013]. Реликтовые признаки криогенеза на окраине исследуемого болотного массива [Дюкарев, Пологова, 2007] свидетельствуют о более широком распространении криогенных явлений в прошлом. Наблюдаемое в настоящее время изменение климата проявляется в смещении границ природно-климатических зон и зон распространения многолетнемерзлых пород. Если в начале прошлого века южная тайга Западной Сибири находилась в зоне островной мерзлоты, то в конце века – в зоне длительно сезоннопромерзающих почв [Там же].

Получение новых натурных данных о современном температурном и гидрологическом режимах разных типов болотных экосистем Западной Сибири, разработка моделей подстилающей поверхности и калибровка этих моделей по результатам наблюдений позволят выявить роль болот в формировании регионального климата и уточнить параметризацию наземных экосистем в современных климатических моделях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00306) и гранта ЮГУ (№ 13-01-20/39).

Литература

- Анисимов О.А.** Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем / О.А. Анисимов, С.В. Борщ, В.Ю. Георгиевский и др. М., Планета, 2012, 512 с.
- Анисимов О.А., Кокорев В.А.** Моделирование мощности сезонноталого слоя с учетом изменений климата и растительности: прогноз на середину XXI века и анализ неопределенностей // Криосфера Земли, 2017, т. XXI, № 2, с. 3–10.
- Архангельская Т.А.** Температурный режим комплексного почвенного покрова. М., ГЕОС, 2012, 281 с.
- Боч М.С.** Экосистемы болот СССР / М.С. Боч, В.В. Мазинг. М., Наука, 1979, 188 с.
- Букварева Е.Н.** Роль наземных экосистем в регуляции климата и место России в посткитотском процессе. М., Тов-во науч. изданий КМК, 2010, 97 с.
- Булдович С.Н.** Перенос тепла и формирование температуры горных пород // Основы геокриологии. Ч. 4. Динамическая геокриология / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Изд-во Моск. ун-та, 2001, с. 93–107.
- Булдович С.Н., Ершов Э.Д.** Влияние снежного покрова на формирование температурного режима пород // Там же, с. 50–64.
- Васильчук Ю.К.** Современное положение южной границы зоны многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской низменности // Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 1, с. 17–27.
- Вомперский С.Э.** Биологические основы эффективности лесоосушения. Рост древостоев в связи с важнейшими факторами среды осушаемых торфяных почв. М., Наука, 1968, 312 с.
- Вомперский С.Э., Сирин А.А., Цыганова О.П. и др.** Болота и заболоченные земли России: попытка анализа пространственного распределения и разнообразия // Изв. РАН. Сер. геогр., 2005, № 5, с. 39–50.
- Воропай Н.Н., Власов В.К.** Особенности распределения снежного покрова на побережье озера Байкал // Лед и снег, 2017, т. 57, № 3, с. 355–364.
- Второй** оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М., Федер. служба по гидрометеорологии и мониторингу окруж. среды, 2014, 61 с.
- Гаврильев Р.И.** Теплофизические свойства компонентов природной среды в криолитозоне: Справ. пособие. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2004, 146 с.
- Гарагуля Л.С., Ершов Э.Д.** Влияние растительного покрова на температурный режим горных пород // Основы геокриологии. Ч. 4. Динамическая геокриология / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Изд-во Моск. ун-та, 2001, с. 64–75.
- Геокриология СССР.** Западная Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Недра, 1989, 454 с.
- Гиличинский Д.А.** Сезонная криолитозона Западной Сибири. М., Наука, 1986, 143 с.
- Головацкая Е.А., Дюкарев Е.А.** Влияние факторов среды на эмиссию CO₂ с поверхности олиготрофных торфяных почв Западной Сибири // Почвоведение, 2012, № 6, с. 658–667.
- Головацкая Е.А., Дюкарев Е.А., Ипполитов И.И., Кабанов М.В.** Влияние ландшафтных и гидрометеорологических условий на эмиссию CO₂ в торфоболотных экосистемах // Докл. РАН, 2008, № 4, с. 1–4.
- Десяткин Р.В., Десяткин А.Р.** Термический режим мерзлотной лугово-черноземной солонцеватой почвы в многолетнем цикле // Почвоведение, 2017, № 11, с. 1344–1354.

- Доктуровский В.С.** Торфяные болота. Курс лекций по болотоведению. М.; Л., Гос. науч.-техн. горн. изд-во, 1932, 192 с.
- Дюкарев Е.А.** Влияние температуры воздуха и снежного покрова на характеристики сезонномерзлого слоя почвогрунтов // Криосфера Земли, 2015, т. XIX, № 3, с. 45–51.
- Дюкарев Е.А., Головацкая Е.А.** Особенности температурного режима торфяной залежи олиготрофного болота в южной тайге Западной Сибири // География и природ. ресурсы, 2013, № 1, с. 65–71.
- Дюкарев Е.А., Головацкая Е.А., Дучков А.Д., Казанцев С.А.** Экспериментальное исследование температурного режима торфяной залежи Бакчарского болота (Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 6, с. 745–754.
- Дюкарев А.Г., Пологова Н.Н.** Современные криоморфозы в ландшафтах южной тайги Западной Сибири // География и природ. ресурсы, 2007, № 1, с. 96–100.
- Евсеева Н.С., Петров А.И., Кужевская И.В., Харанжевская Ю.А.** Характеристика снежного покрова Томской области // География и природопользование Сибири, 2016, № 21, с. 56–70.
- Ефремов С.П., Ефремова Т.Т., Мелентьева Н.В.** Запасы углерода в экосистемах болот // Углерод в экосистемах лесов и болот России. Красноярск, ВЦ СО РАН, 1994, с. 128–139.
- Иванов К.Е.** Болота Западной Сибири, их строение и гидрологический режим / К.Е. Иванов, С.М. Новиков. Л., Гидрометеиздат, 1976, 447 с.
- Кабанов М.В.** Региональные климаторегулирующие факторы в Западной Сибири // География и природ. ресурсы, 2015, № 3, с. 107–113.
- Калюжный И.Л., Батуев В.И.** Формирование температурного режима торфяной залежи при изменении климатических характеристик в северной и северо-западной зоне олиготрофных болот ЕТР // Труды Гл. геофиз. обсерватории им. А.И. Воейкова, 2015, № 577, с. 156–168.
- Карелин Д.В.** Углеродный обмен в криогенных экосистемах / Д.В. Карелин, Д.Г. Замолотчиков. М., Наука, 2008, 344 с.
- Киселев М.В., Воропай Н.Н., Дюкарев Е.А.** Температурный режим почвы осоково-сфагновой топи верхового болота в южной тайге Западной Сибири // География и природ. ресурсы, 2017, № 3, с. 110–117.
- Китаев Л.М., Кислов А.В.** Региональные различия снегонакопления – современные и будущие изменения (на примере Северной Европы и севера Западной Сибири) // Криосфера Земли, 2008, т. XII, № 2, с. 98–104.
- Кудеяров В.Н.** Пулы и потоки углерода в наземных экосистемах России / В.Н. Кудеяров, Г.А. Заварзин, С.А. Благодатский и др. М., Наука, 2007, 315 с.
- Кудрявцев В.А.** Температура верхних горизонтов вечномерзлой толщи в пределах СССР. Л., Изд-во АН СССР, 1954, 182 с.
- Кураков С.А.** Система автономного мониторинга состояния окружающей среды // Датчики и системы, 2012, № 4, с. 29–32.
- Лисс О.Л., Абрамова Л.И., Аветов Н.А. и др.** Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение. Тула, Гриф и К°, 2001, 584 с.
- Мерзлотоведение** (краткий курс) / Под ред. В.А. Кудрявцева. М., Изд-во Моск. ун-та, 1981, 240 с.
- Методы** геокриологических исследований / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Изд-во Моск. ун-та, 2004, 512 с.
- Методы** климатологической обработки метеорологических наблюдений / Под ред. О.А. Дроздова. Л., Гидрометеиздат, 1957, 492 с.
- Описание** массива срочных данных об основных метеорологических параметрах на станциях России / Булыгина О.Н., Веселов В.М., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. Свидетельство о гос. регистрации базы данных № 2014620549. – URL: <http://meteo.ru/data/163-basic-parameters> (дата обращения: 12.12.2017).
- Осокин Н.И., Сосновский А.В.** Пространственная и временная изменчивость толщины и плотности снежного покрова на территории России // Лед и снег, 2014, т. 128, № 4, с. 72–80.
- Осокин Н.И., Сосновский А.В.** Влияние динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова на промерзание грунта // Криосфера Земли, 2015, т. XIX, № 1, с. 99–105.
- Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Ненашев С.В.** Термическое сопротивление снежного покрова и его влияние на промерзание грунта // Лед и снег, 2013, т. 121, № 1, с. 93–103.
- Оспенников Е.Н.** Влияние заболоченности на температурный режим подстилающих пород // Основы геокриологии. Ч. 4. Динамическая геокриология / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Изд-во Моск. ун-та, 2001, с. 85–93.
- Павлов А.В.** Мониторинг криолитозоны. Новосибирск, Акад. изд-во “Гео”, 2008, 230 с.
- Романов В.В.** Гидрофизика болот. Л., Гидрометеиздат, 1961, 359 с.
- Семенов С.М.** Парниковые газы и современный климат Земли. М., ИЦ “Метеорология и гидрология”, 2004, 175 с.
- Серебрянская Г.А.** Промерзание и оттаивание почвогрунтов в центральной части Барабы // Почвоведение, 1946, № 9, с. 555–564.
- Тишков А.А., Осокин Н.И., Сосновский А.В.** Влияние синузий мохообразных на деятельный слой арктических почв // Изв. РАН. Сер. геогр., 2013, № 3, с. 39–46.
- Трофимова И.Е., Бальбина А.С.** Районирование Западно-Сибирской равнины по термическому режиму почв // География и природ. ресурсы, 2015, № 3, с. 27–38.
- Чечкин С.А.** Водно-тепловой режим неосушенных болот и его расчет. Л., Гидрометеиздат, 1970, 205 с.
- Чигир В.Г.** Тепловая мелиорация длительно-сезонномерзлых почв. М., Наука, 1978, 147 с.
- Чудновский А.Ф.** Теплофизика почв. М., Наука, 1976, 353 с.
- Шерстюков А.Б.** Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России // Криосфера Земли, 2008, т. XII, № 1, с. 79–87.
- Шерстюков А.Б., Шерстюков Б.Г.** Пространственные особенности и новые тенденции в изменениях термического состояния почвогрунтов и глубины их сезонного протаивания в зоне многолетней мерзлоты // Метеорология и гидрология, 2015, № 2, с. 5–12.
- Baird A., Belyea L., Comas X. et al.** Carbon cycling in Northern Peatlands // Geophys. Monograph Series, AGU, 2013, vol. 184, 297 p.
- D’Angelo B., Gogo S., Laggoun-Défarge F. et al.** Soil temperature synchronization improves representation of diel variability of ecosystem respiration in Sphagnum peatlands // Agricultural and Forest Meteorol., 2016, vol. 223, p. 95–102.
- Desyatkin R., Desyatkin A., Fedorov A., Konstantinov P.** Air temperature changes and their impact on permafrost ecosystems in Eastern Siberia // Thermal Sci., 2015, vol. 19, p. S351–S360.

- Dyukarev E.A., Pologova N.N., Dyukarev A.G., Golovatskaya E.A.** Forest cover disturbances in the south taiga of Western Siberia // *Environ. Res. Lett.*, 2011, vol. 6 (3), 035203 (9 p).
- 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 / Eds. T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner et al. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 1535 p.
- Peng X., Zhang T., Frauenfeld O.W. et al.** Response of seasonal soil freeze depth to climate change across China // *The Cryosphere*, 2017, No. 11, p. 1059–1073.
- Porada P., Ekici A., Beer C.** Effects of bryophyte and lichen cover on permafrost soil temperature at large scale // *The Cryosphere*, 2016, No. 10, p. 2291–2315.
- Rydin H., Jeglum J.** *The Biology of Peatlands*. Oxford, Oxford Univ. Press, 2015, 400 p.
- Sheng Y., Smith L.C., MacDonald G.M. et al.** A high-resolution GIS-based inventory of the west Siberian peat carbon pool // *Global Biogeochem. Cycles*, 2004, vol. 18, p. GB3004.
- Stolbovoi V., McCallum I.** CD-ROM Land Resources of Russia. Laxenburg, Austria, Intern. Inst. for Applied Systems Analysis and the Russian Academy of Science. CD-ROM 2002, http://www.iiasa.ac.at/Research/FOR/russia_cd/guide.htm (дата обращения: 12.02.2019).
- Wang K., Zhang T., Zhong X.** Changes in the timing and duration of the near-surface soil freeze/thaw status from 1956 to 2006 across China // *The Cryosphere*, 2015, No. 9, p. 1321–1331.
- Wegmann M., Orsolini Y., Dutra E. et al.** Eurasian snow depth in long-term climate reanalyses // *The Cryosphere*, 2017, No. 11, p. 923–935.
- Zhong X., Zhang T., Kang S. et al.** Spatiotemporal variability of snow depth across the Eurasian continent from 1966 to 2012 // *The Cryosphere*, 2018, No. 12, p. 227–245.
- Vasil'chuk Yu.K.** Modern southern limit of permafrost in Western Siberia Lowland. *Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere]*, 2013, vol. XVII, No. 1, p. 17–27.
- Vomperskii S.E.** *Biologicheskkiye osnovy effektivnosti lesoosusheniya. Rost drevostoyev v svyazi s vazhneyshimi faktorami sredy usushayemykh torfyanykh pochv [Biological basis of the effectiveness of forest drainage. Growth of forest stands in connection with the most important environmental factors of drained peat soils]*. Moscow, Nauka, 1968, 312 p. (in Russian).
- Vomperskii S.E., Sirin A.A., Tsiganova O.P. et al.** Marshes and wetlands of Russia: an attempt to analyze the spatial distribution and diversity. *Izv. RAN. Ser. geogr. [Proceedings of the Russian Academy of Sciences. Geographical series]*, 2005, No. 5, p. 39–50 (in Russian).
- Voropay N.N., Vlasov V.K.** Characteristics of the snow cover distribution on the coast of Lake Baikal. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2017, vol. 57, No. 3, p. 355–364 (in Russian).
- The Second Roshydromet Assessment Report on climate change and its consequences on the territory of the Russian Federation.** Moscow, Federal Service for Hydrometeorol. and Environmen. Monitoring, 2014, 61 p. (in Russian).
- Gavriliev R.I.** *Teplofizicheskiye svoystva komponentov prirodnoy sredy v kriolitozone [A Guide on Thermophysical Properties of Environmental Components in the Permafrost Zone]*. Novosibirsk, Publ. House SB RAS, 2004, 146 p. (in Russian).
- Garagulya L.S., Ershov E.D.** Influence of vegetation on the temperature regime of rocks. In: *Osnovy geokriologii. Ch. 4. Dinamicheskaya geokriologiya [Fundamentals of Geocryology]* / E.D. Ershov (Ed.). Moscow, Moscow University Press, 2001, p. 64–75 (in Russian).
- Geocryology of the USSR. Western Siberia / E.D. Ershov (Ed.).** Moscow, Nedra, 1989, 454 p. (in Russian).
- Gilichinskii D.A.** *Sezonnaya kriolitizona Zapadnoy Sibiri [Seasonal Cryolithozone of Western Siberia]*. Moscow, Nauka, 1986, 143 p. (in Russian).
- Golovatskaya E.A., Dyukarev E.A.** The influence of environmental factors on the CO₂ emission from the surface of oligotrophic peat soils in West Siberia. *Eurasian Soil Science J.*, 2012, No. 6, p. 658–667.
- Golovatskaya E.A., Dyukarev E.A., Ippolitov I.I., Kabanov M.V.** The impact of landscape and hydrometeorological conditions on CO₂ emission from peat bog ecosystems. *Doklady Earth Sci.*, 2008, No. 4, p. 1–4.
- Desyatkin R.V., Desyatkin A.R.** Temperature regime of solonchic meadow-chernozemic permafrost-affected soil in a long-term cycle. *Eurasian Soil Sci. J.*, 2017, vol. 50, No. 11, p. 1301–1310.
- Dokturovskii V.S.** *Torfyanye bolota. Kurs lektsiy po bolotovedeniyu [Peat mires. Course of lectures on wetland sciences]*. Leningrad, Gos. Nauchno-Tekhnicheskoe Gornoe Izd-vo, 1932, 192 p. (in Russian).
- Dyukarev E.A.** Influence of air temperature and snow cover on the seasonally frozen soil layer characteristics. *Earth's Cryosphere*, 2015, vol. XIX, No. 3, p. 39–45.
- Dyukarev E.A., Golovatskaya E.A.** Specific features of the temperature regime of peat deposit of oligotrophic mire of southern taiga of Western Siberia. *Geografiya i Prirodnye Resursy [Geography and Natural Resources]*, 2013, No. 1, p. 65–71 (in Russian).
- Dyukarev E.A., Golovatskaya E.A., Duchkov A.D., Kazantsev S.A.** Temperature monitoring in Bakchar bog (West Siberia). *Russian Geology and Geophysics*, 2009, vol. 50, No. 6, p. 745–754.

References

- Anisimov O.A., Borsch S.V., Georgievskii V.U. et al.** *Metody otsenki posledstviy izmeneniya klimata dlya fizicheskikh i biologicheskikh sistem [Methods for assessing the effects of climate change on physical and biological systems]*. Moscow, Planeta, 2012, 512 p. (in Russian).
- Anisimov O.A., Kokorev V.A.** Russian permafrost in the 21st century: model-based projections and analysis of uncertainties. *Earth's Cryosphere*, 2017, vol. XXI, No. 2, p. 3–9.
- Arkhangelskaia T.A.** *Temperaturnyi rezhim kompleksnogo pochvennogo pokrova [Temperature regime of a complex soil cover]*. Moscow, GEOS, 2012, 281 p. (in Russian).
- Boch M.S., Mazing V.V.** *Ekosistemy bolot SSSR [Mires ecosystems of the USSR]*. Moscow, Nauka, 1979, 188 p. (in Russian).
- Bukvareva E.N.** *Rol' nazemnykh ekosistem v regulatsii klimata i mesto Rossii v postkiotskom protsesse [The role of terrestrial ecosystems in climate regulation and Russia's place in the post-Kyoto process]*. Moscow, KMK Publ. House, 2010, 97 p. (in Russian).
- Buldovich S.N.** Heat transfer and temperature formation of rocks. In: *Osnovy geokriologii. Ch. 4. Dinamicheskaya geokriologiya [Fundamentals of geocryology. Part 4. Dynamic Geocryology]* / E.D. Ershov (Ed.). Moscow, Moscow University Press, 2001, p. 93–107 (in Russian).
- Buldovich S.N., Ershov E.D.** The influence of snow cover on the formation of temperature regime of rocks. *Ibid.* p. 50–64 (in Russian).

- Dyukarev A.G., Pologova N.N. Modern cryomorphoses in landscapes of the southern taiga of Western Siberia. *Geografiya i Prirodnye Resursy* [Geography and Natural Resources], 2007, No. 1, p. 96–100 (in Russian).
- Evseeva N.C., Petrov A.I., Kuzhevskaya I.V., Kharanzhevskaya Yu.A. Characteristics of the snow cover of the Tomsk region. *Geografiya i Prirodopol'zovaniye Sibiri* [Geography and Environmental Management of Siberia], 2016, No. 21, p. 56–70 (in Russian).
- Efremov S.P., Efremova T.T., Melent'eva N.V. Carbon reserves in bog ecosystems. In: *Zapasy ugleroda v ekosistemakh bolot Rossii* [Carbon in the Ecosystems of Russian Forests and Bogs]. Krasnoyarsk, Computing Center SB RAS, 1994, p. 128–139 (in Russian).
- Ivanov K.E., Novikov S.M. Bolota Zapadnoy Sibiri, ikh stroeyeniye i gidrologicheskiy rezhim [Peatlands of Western Siberia, their structure and hydrological regime]. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1976, 447 p. (in Russian).
- Kabanov M.V. Regional climate regulation factors in Western Siberia. *Geografiya i Prirodnye Resursy* [Geography and Natural Resources], 2015, No. 3, p. 107–113 (in Russian).
- Kalyuzny I.L., Batuev V.I. Formation of temperature regime of peat deposit under changing climatic characteristics in the northern and northwestern zone of oligotrophic bogs in the European part of Russia. In: *Trudy Glavnoy geofizicheskoy observatorii im. A.I. Voyeykova* [Proceedings of the Main Geophysical Observatory named after A.I. Voeikov], 2015, No. 577, p. 156–168 (in Russian).
- Karelin D.V., Zamolodchikov D.G. Uglernodnyy obmen v kriogennykh ekosistemakh [Carbon Exchange in Cryogenic Ecosystems]. Moscow, Nauka, 2008, 344 p. (in Russian).
- Kiselev M.V., Voropay N.N., Dyukarev E.A. Temperature of soil in the sedge-sphagnum mire of the raised bog in the southern taiga of Western Siberia. *Geografiya i Prirodnye Resursy* [Geography and Natural Resources], 2017, No. 3, p. 110–117 (in Russian).
- Kitaev L.M., Kislov A.V. Regional differences of snow accumulation – contemporary and future changes (on the example of Northern Europe and northern part of West Siberia). *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 2008, vol. XII, No. 2, p. 98–104 (in Russian).
- Kydeyarov V.N., Zavarzin G.A., Blagodatskii S.A. et al. Puly i potoki ugleroda v nazemnykh ekosistemakh Rossii [Carbon pools and fluxes in terrestrial ecosystems of Russia]. Moscow, Nauka, 2007, 315 p. (in Russian).
- Kudryavtsev V.A. Temperatura verkhnikh gorizontov vechno-merzloy toleshchi v predelakh SSSR [Temperature of the upper horizons of permafrost within the USSR]. Leningrad, Izd-vo AN SSSR, 1953, 182 p. (in Russian).
- Kurakov S.A. Environmental condition autonomous monitoring system. *Datchiki i Sistemy* [Sensors and Systems], 2012, No. 4, p. 29–32 (in Russian).
- Liss O.L., Abramova L.I., Avetov N.A. et al. Bolotnyye sistemy Zapadnoy Sibiri i ikh prirodookhrannoye znachenie [Mire Systems of Western Siberia and their Conservation Value]. Tula, Grif and K°, 2001, 584 p. (in Russian).
- Merzlotovedeniye [Permafrost Studies (short course)] / V.A. Kudryavtsev (Ed.). Moscow, Moscow University Press, 1981, 240 p. (in Russian).
- Metody Geokriologicheskikh Issledovaniy [Methods of geocryological studies] / E.D. Ershov (Ed.). Moscow, Moscow University Press, 2004, 512 p. (in Russian).
- Metody klimatologicheskoy obrabotki meteorologicheskikh nablyudeniy [Methods of climatological processing of meteorological observations] / O.A. Drozdov (Ed.). Leningrad, Gidrometeoizdat, 1957, 492 p. (in Russian).
- Bulygina O.N., Veselov V.M., Razuvaev V.N., Aleksandrova T.M. Description of an array of current data on key meteorological parameters at stations in Russia. Certificate of state registration of database No. 2014620549, <http://meteo.ru/data/163-basic-parameters> (submittal date: 12.12.2017).
- Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Spatial and temporal variability of the thickness and density of snow cover in Russia. *Led i Sneg* [Ice and Snow], 2014, vol. 128, No. 4, p. 72–80 (in Russian).
- Osokin N.I., Sosnovskiy A.V. Effect of air temperature and snow depth dynamics on frost depth. *Earth's Cryosphere*, 2015, vol. XIX, No. 1, p. 88–93.
- Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Nakalov P.R., Nenashev S.V. Thermal resistance of snow cover and its effect on soil freezing. *Led i Sneg* [Ice and Snow], 2013, vol. 121, No. 1, p. 93–103 (in Russian).
- Ospennikov E.N. Effect of marsh-ridden areas on the temperature regime of underlying rocks. In: *Osnovy geokriologii. Ch. 4. Dinamicheskaya geokriologiya* [Fundamentals of Geocryology. Part 4. Dynamic Geocryology] / E.D. Ershov (Ed.). Moscow, Moscow University Press, 2001, p. 85–93 (in Russian).
- Pavlov A.V. Monitoring kriolitozony [Monitoring of the Cryolithozone]. Novosibirsk, Academic Publishing House "Geo", 2008, 230 p. (in Russian).
- Romanov V.V. *Gidrofizika bolot* [Wetlands Hydrophysics]. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1961, 359 p. (in Russian).
- Semenov S.M. *Parnikovyye gazy i sovremennyy klimat Zemli* [Greenhouse Gases and Present Climate of the Earth]. Moscow, Meteorology and Hydrology, 2004, 175 p. (in Russian).
- Serebryanskaya G.A. Freezing and thawing of soil in the central part of Baraba. *Pochvovedeniye* [Soil Science], 1946, No. 9, p. 555–564 (in Russian).
- Tishkov A.A., Osokin N.I., Sosnovsky A.V. The effect of moss sinusia on the arctic active layer. *Izv. RAN. Ser. geogr.* [Proceedings of the Russian Academy of Sciences. Geographical series], 2013, No. 3, p. 39–46 (in Russian).
- Trofimova I.E., Balybina A.S. Regionalization of the West Siberian Plain from the thermal regime of soils. *Geography and Natural Resources*, 2015, No. 3, p. 234–244.
- Chechkin S.A. *Vodno-teplovoy rezhim neosushennykh bolot i yego raschet* [Water-thermal regime of undrained marshes and its calculation]. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1970, 205 p. (in Russian).
- Chigir V.G. *Teplovaya melioratsiya dlitel'no-sezonnomerzlykh pochv* [Thermal Melioration of Long-lasting Seasonally Frozen Soils]. Moscow, Nauka, 1978, 147 p. (in Russian).
- Chudnovsky A.F. *Teplofizika pochv* [The Heat Physics of Soil]. Moscow, Nauka, 1976, 353 p. (in Russian).
- Sherstyukov A.B. Correlation of soil temperature with air temperature and snow cover depth in Russia. *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 2008, vol. XII, No. 1, p. 79–87 (in Russian).
- Sherstyukov A.B., Sherstyukov B.G. Spatial features and new trends in thermal conditions of soil and depth of its seasonal thawing in the permafrost zone. *Russian Meteorology and Hydrology*, 2015, vol. 40, No. 2, p. 73–78.
- Baird A., Belyea L., Comas X. et al. Carbon Cycling in Northern Peatlands. *Geophys. Monograph Ser., AGU*, 2013, vol. 184, 297 p.
- D'Angelo B., Gogo S., Laggoun-Défarge F. et al. Soil temperature synchronization improves representation of diel variability of ecosystem respiration in Sphagnum peatlands. *Agricultural and Forest Meteorol.*, 2016, vol. 223, p. 95–102.

- Desyatkin R., Desyatkin A., Fedorov A., Konstantinov P. Air temperature changes and their impact on permafrost ecosystems in Eastern Siberia. *Thermal Science*, 2015, vol. 19, p. S351–S360.
- Dyukarev E.A., Pologova N.N., Dyukarev A.G., Golovatskaya E.A. Forest cover disturbances in the south taiga of Western Siberia. *Environ. Res. Lett.*, 2011, vol. 6, No. 3, 035203 (9 p).
- 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*. T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner et al. (Ed.). Cambridge, New York, Cambridge University Press, 1535 p.
- Peng X., Zhang T., Frauenfeld O.W. et al. Response of seasonal soil freeze depth to climate change across China. *The Cryosphere*, 2017, No. 11, p. 1059–1073.
- Porada P., Ekici A., Beer C. Effects of bryophyte and lichen cover on permafrost soil temperature at large scale. *The Cryosphere*, 2016, No. 10, p. 2291–2315.
- Rydin H., Jeglum J. *The Biology of Peatlands*. Oxford, Oxford University Press, 2015, 400 p.
- Sheng Y., Smith L.C., MacDonald G.M. et al. A high-resolution GIS-based inventory of the west Siberian peat carbon pool. *Global Biogeochem. Cycles*, 2004, vol. 18, p. GB3004.
- Stolbovoi V., McCallum I. CD-ROM Land Resources of Russia. Laxenburg, Austria, Interna. Inst. for Applied Systems Analysis and the Russian Academy of Science. CD-ROM 2002. – URL: http://www.iiasa.ac.at/Research/FOR/russia_cd/guide.htm (submittal date: 12.02.2019).
- Wang K., Zhang T., Zhong X. Changes in the timing and duration of the near-surface soil freeze/thaw status from 1956 to 2006 across China. *The Cryosphere*, 2015, No. 9, p. 1321–1331.
- Wegmann M., Orsolini Y., Dutra E. et al. Eurasian snow depth in long-term climate reanalyses. *The Cryosphere*, 2017, No. 11, p. 923–935.
- Zhong X., Zhang T., Kang S. et al. Spatiotemporal variability of snow depth across the Eurasian continent from 1966 to 2012. *The Cryosphere*, 2018, No. 12, p. 227–245.

*Поступила в редакцию 11 марта 2018 г.,
после доработки – 11 марта 2019 г.,
принята к публикации 15 апреля 2019 г.*