

УДК 634.4

## ДИНАМИКА ТЕМПЕРАТУРЫ МЕРЗЛОТНЫХ ПОЧВ В ВЕГЕТАЦИОННЫЙ ПЕРИОД НА ФОНЕ ПОВЫШЕНИЯ СРЕДНЕГОДОВОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

© 2020 г. О. И. Худяков<sup>а</sup>, \*, О. В. Решоткин<sup>а</sup><sup>а</sup>Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,  
ул. Институтская, 2, Пушкино, Московской обл., 142290 Россия

\*e-mail: oix@rambler.ru

Поступила в редакцию 11.09.2018 г.

После доработки 22.10.2019 г.

Принята к публикации 27.12.2019 г.

Проанализированы данные по температуре воздуха и почв, формирующихся в пределах Восточно-Сибирской мерзлотно-таежной области: подбуря мерзлотного оподзоленного песчаного (Spodic Turbic Cryosol) и мерзлотной дерновой суглинистой почвы (Turbic Cryosol). Показано, что последние десятилетия характеризуются устойчивой тенденцией к потеплению; среднегодовая температура воздуха в 2001–2010 гг. превысила климатическую норму на 1.4–1.5°C. Повышение температуры воздуха наблюдалось в холодный и теплый периоды года. Температурный отклик песчаной и суглинистой почв на это потепление оказался разным. В холодный период года в почвах отмечается повышение температуры. В теплый период для песчаной почвы характерно повышение температуры и увеличение глубины сезонного протаивания, а для суглинистой – понижение температуры и уменьшение глубины сезонного протаивания. Показано важное значение снежного покрова, как фактора, замедляющего осеннее промерзание и весеннее протаивание, а также уменьшающего или увеличивающего влажность и степени льдистости почвы. Установлено, что промерзание и нахождение песчаных и суглинистых почв в мерзлом состоянии происходит при температуре, установившейся на контакте снег–почва, которая в самый холодный месяц года (январь) выше температуры воздуха по данным метеостанций Верхоянск и Оймякон на 12.6 и 14.3°C и выше температуры на поверхности снега на 14.9 и 16.0°C. Понижение летних температур в мерзлотной суглинистой почве объясняется повышением затрат тепла на фазовые переходы лед–вода при протаивании.

*Ключевые слова:* потепление, криолитозона, многолетняя мерзлота, утепляющее свойство снега, сезонное промерзание–протаивание, глубина сезонного протаивания

DOI: 10.31857/S0032180X2005007X

### ВВЕДЕНИЕ

Современное потепление отмечается на глобальном, континентальном и региональном уровнях [5, 26]. На фоне других факторов потепление связывают с резонансным эффектом антропогенного загрязнения окружающей среды продуктами хозяйственной деятельности, формирующими парниковый эффект [16], и природным ростом энергетических параметров современного климата [23].

В условиях современного потепления отклик температурного параметра в почвах сезонного промерзания (почвы холодной фации) и в почвах, формирующихся в зоне распространения многолетней мерзлоты (почвы мерзлотной фации), носит разнонаправленный характер. Показано, что современное потепление в почвах холодной фации сопровождается уменьшением глубины сезонного промерзания, увеличением глубины

проникновения положительных температур в песчаную и суглинистую почвы лесотундры, увеличением суммы положительных температур в почвах в вегетационный сезон, уменьшением длительности пребывания почвы в мерзлом состоянии. Увеличение термообеспеченности песчаных и суглинистых почв сезонного промерзания при потеплении создает благоприятные условия для продвижения лесных сообществ к северу [26].

В мерзлотных почвах особую проблему представляют изменения температурного режима, определяющие глубину протаивания–промерзания многолетней мерзлоты криолитозоны и обводненность протаившего слоя многолетней мерзлоты [9–11, 17, 19, 30]. В зоне распространения многолетней мерзлоты показана существенная пространственная неоднородность изменения температуры почвогрунтов при потеплении [7, 11, 27, 28]. За период 1963–2011 гг. глубина се-

зонного протаивания увеличивалась в пределах 1 см/год на большинстве станций Восточной Сибири и Дальнего Востока, но на отдельных станциях на западе Якутии глубина протаивания уменьшалась на 3–4 см/год [11, 27, 28].

Увеличение глубины протаивания активного слоя с включением органического вещества в оттаившей вечной мерзлоте в биогеохимический цикл, может привести к росту эмиссии парниковых газов в атмосферу [1, 2], значительно усилить парниковый эффект так же, как при формировании температурного максимума в голоцене [15]. Однако существует и другая точка зрения, в основе которой лежит представление о современном замедлении потепления [7, 28].

Ранее по модельным построениям сделан прогноз, что с учетом скорости повышения температуры многолетнемерзлых грунтов до  $0.05^{\circ}\text{C}/\text{год}$  в XXI в. следует ожидать увеличения глубины сезонного протаивания [1, 13, 31–33]. При наименее агрессивном антропогенном сценарии к концу XXI в. слой сезонного протаивания многолетней мерзлоты увеличится в среднем на 0.4–0.5 м в Западной и Восточной Сибири и на 2–2.5 м и более – в Байкальском регионе. При наиболее агрессивном сценарии глубина сезонного протаивания многолетней мерзлоты увеличится на 0.7–1.2 м в высоких широтах Евразии и Северной Америки и на 3–6 м на южной границе криолитозоны [2].

Риск катастрофических последствий для почв и почвенного покрова, промышленных объектов и социальной инфраструктуры, связанных с деградацией многолетней мерзлоты резко возрастает с увеличением глубины сезонного протаивания–промерзания. Увеличение глубины сезонного протаивания почв связывают с повышением температуры воздуха [3, 8, 13, 15, 18], увеличением мощности снежного покрова, как теплоизолирующего природного фактора [17], растительным покровом [14] и антропогенной деятельностью [6, 12].

Существующие модельные и прогнозны построения основаны на учете прямого влияния современного и прогнозного потепления на глубину протаивания мерзлотных почв. В основу таких моделей заложен принцип, что чем выше температура воздуха, тем больше глубина сезонного протаивания почвы. Однако в центральных районах Якутии за период 1965–1999 гг., несмотря на повышение среднегодовой температуры воздуха на  $2\text{--}2.5^{\circ}\text{C}$ , среднегодовая температура грунтов на участке луга понизилась на  $0.2\text{--}0.5^{\circ}\text{C}$ , а в сосновом лесу – на  $0.1\text{--}0.2^{\circ}\text{C}$  [17]. На Чукотке при общем потеплении в период 1963–2011 гг. в последнем десятилетии отмечаются отрицательные тренды, при которых температура почвогрунтов понизилась на  $-0.2\text{--}-0.6^{\circ}\text{C}/10$  лет [29].

В таких случаях, как правило, понижение температуры почвогрунтов зоны распространения многолетней мерзлоты при потеплении авторы [17, 29] связывают с уменьшением отепляющего влияния снежного покрова, уменьшением высоты снежного покрова, но не указывают на сколько уменьшилась его среднегодовая высота, относительно климатической нормы (КН), чтобы проявился эффект уменьшения отепляющего влияния.

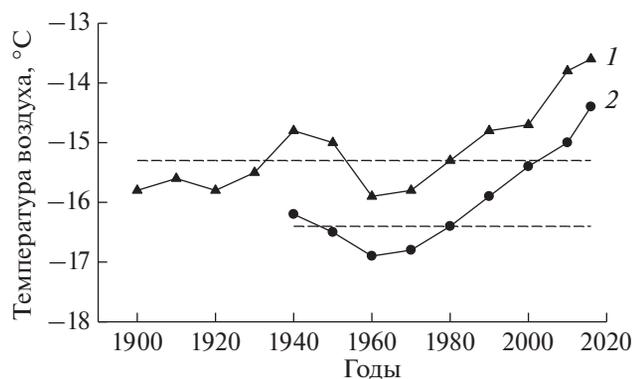
Площадь распространения почв, формирующихся в условиях многолетней мерзлоты (криолитозоны), в России достигает 63%. Около 37% занимают почвы, формирующиеся в условиях сезонного промерзания–протаивания. В этой связи динамика глубины сезонного протаивания–промерзания почв в условиях современного потепления приобретает особую важность для народного хозяйства России.

Настоящая работа посвящена изучению влияния снежного покрова и фазовых переходов лед–вода на динамику температуры мерзлотных почв различного гранулометрического состава при современном потеплении.

## ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Динамику температуры снежного покрова, почв и глубины протаивания (за каждый месяц и по сезонам года) при современной тенденции потепления рассматривали на примере подбуря мерзлотного оподзоленного песчаного (Spodic Turbic Cryosol), характеризуемого данными метеостанции Верхоянск (координаты  $67.55^{\circ}\text{N}$  и  $133.38^{\circ}\text{E}$ ), мерзлотной дерновой суглинистой почвы, подстилаемой галечниковыми отложениями (Turbic Cryosol), характеризуемой данными метеостанции Оймякон (координаты  $63.25^{\circ}\text{N}$  и  $143.15^{\circ}\text{E}$ ), и стационарных исследований, проведенных на мерзлотно-таежных суглинистых почвах (Turby-Cambic Cryosols) в Тунгиро-Олекминском районе Забайкальского края [24]. Все пункты исследований лежат в пределах Восточно-Сибирской мерзлотно-таежной области [20] с холодным резко континентальным климатом и сплошным развитием многолетнемерзлых пород. Анализировали теплозащитное свойство снега при промерзании, нахождение в мерзлом состоянии и при протаивании мерзлотной почвы. Для этого в стационарных исследованиях одновременно с измерением температуры воздуха и почвы, измеряли температуру снега на поверхности, на разных глубинах и на контакте снег–почва [21, 24].

Исходную информацию об осадках, температуре воздуха, почвы и высоты снежного покрова по метеостанциям Верхоянск и Оймякон брали из книги [24], справочника по климату [22] и WEB-сайта ВНИИГМИ-МЦД [34].



**Рис. 1.** Динамика среднегодовой температуры воздуха (сплошная линия) относительно климатической нормы (пунктирная линия) на метеостанциях Верхоянск (1) и Оймякон (2).

По метеостанциям Верхоянск и Оймякон средние десятилетние температурные характеристики воздуха и почв на стандартных глубинах: 20, 40, 80, 160 и 320 см за весь период наблюдений получали расчетным методом на основе данных метеостанций. На участках Тунгиро-Олекминского стационара, за время его работы (1977–1981 гг.), в период промерзания, нахождения почвы в мерзлом состоянии и протаивания каждый понедельник меняли ленты самописцев, измеряли высоту снега и температуру: воздуха, поверхности снега, снега на различных глубинах, на контакте снег–почва, почвы на стандартных глубинах, включая глубины 1, 5, 10, 15 и 20 см. По результатам измерений строили термограммы распределения температур в системе воздух–снег–почва. Термограмма каждого месяца холодного периода года включала динамику температуру воздуха на высоте 2 м (высота установки метеобудки, в которой смонтированы недельные самописцы (термограф и гигрограф), максимальный, срочный и минимальный спиртовые термометры), распределение температур в снежном покрове от поверхности снега до контакта снег–почва и распределение температур в почве от контакта снег–почва по означенным глубинам.

На термограммах термоизоплеты проводили с шагом 2, 3 и 5°C. Полученные термограммы за холодный период на стационарных участках с учетом температуры воздуха, высоты снежного покрова, характера распределения температур в снежном покрове, на контакте снег–почва и температуры почвы на глубинах 1, 5, 10, 15 и 20 см и на стандартных глубинах явились базовой основой для определения температуры на поверхности снега и на контакте снег–почва на метеостанциях Верхоянск и Оймякон.

По динамике среднедесятилетних значений каждого месяца холодного периода года за 2001–

2010 гг. температуры воздуха, высоты снежного покрова и температуры на глубине 20 см песчаной и суглинистой почв метеостанций Верхоянск и Оймякон с использованием полученной термограммы на Тунгиро-Олекминском стационаре определяли динамику температуры на поверхности снега и на контакте снег–почва.

Динамику температуры на контакте снег–почва анализировали относительно динамики температуры на поверхности снега, температуры воздуха 2001–2010 гг. и климатической нормы температуры воздуха.

Всемирной метеорологической организацией в качестве КН предложена средняя величина параметров климата за период 1961–1990 гг. В данной работе КН параметров рассматривается как зональный климатический стандарт или базовая характеристика зональных климатических условий почвообразования, относительно которых характеризуется динамика температуры воздуха, снежного покрова и почвы. Данный подход рассматривался в работе [26].

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

За период инструментальных наблюдений динамика температуры воздуха в Оймяконе и Верхоянске носит синхронный колебательный характер. Отмечаются два периода похолодания, когда среднедесятилетняя температура воздуха была ниже КН, и два периода потепления, когда среднедесятилетняя температура воздуха была выше КН (рис. 1). Наибольшее повышение средней годовой температуры воздуха относительно КН (на 0.17 и 0.20°C соответственно) отмечается за 2011–2016 гг.

В Верхоянске тренд повышения температуры воздуха совпадает с увеличением высоты снежного покрова, максимальная средняя из наибольших декадных высот снега за 1930–2017 гг. увеличилась на 2.4 см. В Оймяконе повышение температуры воздуха происходило на фоне средней величины высоты снежного покрова, средняя из наибольших декадных высот снега за 1943–2017 гг. уменьшилась на 0.7 см (рис. 2).

Среднегодовая температура воздуха складывается из температур холодного и теплого периодов года. В холодный период года (октябрь–апрель) за 2001–2010 гг. в Верхоянске и Оймяконе средняя температура воздуха превышала КН на 1.2 и 1.4°C соответственно (табл. 1). Сумма отрицательных температур воздуха за этот период была меньше КН (–6886°C) в Верхоянске на 300°C, а в Оймяконе меньше КН (–7123°C) на 291°C.

В теплый период года (май–сентябрь) средняя температура воздуха 2001–2010 гг. в Верхоянске и Оймяконе превышала КН на 1.4 и 0.9°C соответственно (табл. 2). За данный период сумма темпе-

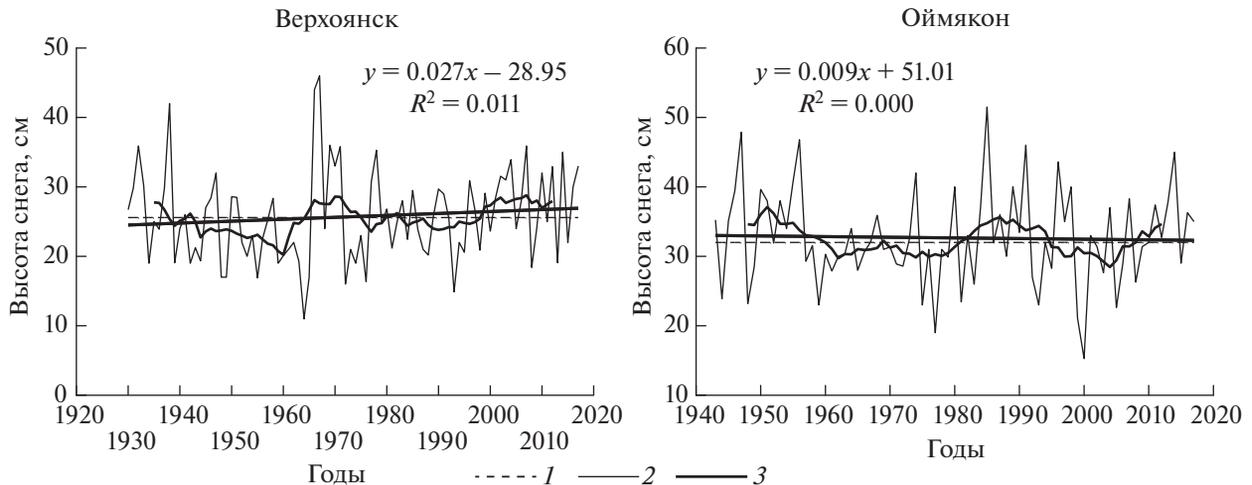


Рис. 2. Высота снежного покрова по метеостанциям: 1 – климатическая норма, 2 – 11-летнее скользящее среднее, 3 – линейная регрессия.

ратур воздуха выше  $10^{\circ}\text{C}$  превысила КН в Верхоянске ( $1196^{\circ}\text{C}$ ) на  $145^{\circ}\text{C}$ , а в Оймяконе ( $1083^{\circ}\text{C}$ ) на  $106^{\circ}\text{C}$ . Таким образом, в холодный и теплый периоды года в районе исследования отмечалось потепление климата относительно КН.

**Теплозащитное свойство снежного покрова при промерзании и мерзлом состоянии почвы.** Промерзание исследуемых почв начинается при полном отсутствии снежного покрова. В холодный период 2001–2010 гг. средняя высота снежного покрова в Верхоянске превышала КН на 2.5 см, а в Оймяконе она была меньше КН на 0.5 см. Среднедесятилетняя температура поверхности снега холодного периода 2001–2010 гг. на метеостанциях была ниже температуры воздуха за этот период на  $3.1$  и  $3.4^{\circ}\text{C}$  соответственно. В свою очередь, среднедесятилетняя температура на контакте снег–почва холодного периода 2001–2010 гг. была выше температуры поверхности снега за этот период на  $12.5$  и  $13.1^{\circ}\text{C}$  соответственно.

При промерзании, нахождении почвы в мерзлом состоянии и при протаивании почвы среднедесятилетняя температура на поверхности снега каждого месяца за 2001–2010 гг. была ниже температуры воздуха за этот период и изменялась в диапазоне от  $-15.7$  до  $-47.5^{\circ}\text{C}$  в Верхоянске и от  $-17.4$  до  $-49.8^{\circ}\text{C}$  в Оймяконе, достигнув своего минимума в январе. Среднедесятилетняя температура каждого месяца на контакте снег–почва холодного периода 2001–2010 гг. в Верхоянске изменялась в диапазоне от  $-9.1$  до  $-33.4^{\circ}\text{C}$ , а в Оймяконе от  $-7.3$  до  $-33.8^{\circ}\text{C}$ , достигнув самых низких значений в феврале и в январе. Из этого следует, что теплозащитные свойства снежного покрова в холодный период года сдерживают интенсивность проникновения нулевых и отрицательных температур, формируя на контакте снег–

почва температурные условия промерзания почвы, которые в осенние месяцы (октябрь, ноябрь) выше температуры поверхности снежного покрова в 1.6 и 1.9 раза, а в зимние месяцы (декабрь, январь и февраль) в 1.6, 1.4 и 1.5 раза.

Несколько иная закономерность распределения температур складывается в системе воздух–поверхность снега на контакте снег–почва в период весеннего протаивания. Так, на 13 ч 26 марта на Тунгиро-Олекминском стационарном участке температура воздуха составила  $4^{\circ}\text{C}$ , температура на поверхности снега составила  $-1.5^{\circ}\text{C}$ , при высоте снежного покрова 15 см температура на контакте снег–почва равнялась  $-10.4^{\circ}\text{C}$  [24]. Из этого следует, что температура на контакте снег–почва на  $8.9^{\circ}\text{C}$  ниже температуры поверхности снега. По метеостанциям Верхоянск и Оймякон в начале весеннего периода протаивания (апрель) температура на контакте снег–почва была соответственно на  $1.5$  и  $3.5^{\circ}\text{C}$  ниже температуры воздуха. При промерзании почвы температура воздуха в октябре и ноябре в 2001–2010 гг. была выше КН, что относит эти два месяца к периоду потепления. В осенний сезон 2001–2010 гг. в Верхоянске и Оймяконе среднедесятилетняя температура ноября достигла  $-32.2$  и  $-33.1^{\circ}\text{C}$  соответственно, что выше КН на  $4.5$  и  $4.1^{\circ}\text{C}$ . Высота снежного покрова в обоих пунктах составила 13.7 см, температура на контакте снег–почва:  $-19.1$  и  $-21.2^{\circ}\text{C}$ , а температура почвы на глубине 20 см:  $-13.3$  и  $-13.1^{\circ}\text{C}$  соответственно.

В зимний сезон 2001–2010 гг. в Верхоянске и Оймяконе среднемесячная температура на поверхности снега в декабре, январе и феврале была ниже температуры воздуха на  $3.8$ ,  $2.3$ ,  $1.9$  и на  $2.9$ ,  $1.7$ ,  $2.0^{\circ}\text{C}$  соответственно. Температура на контакте снег–почва в декабре, январе и феврале в

**Таблица 1.** Изменение температуры воздуха, снега, песчаной и суглинистой почв в холодный период года

Показатель	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель	Среднее
<b>Песчаная почва</b>								
<i>t</i> воздуха (КН), °С	−14.9	−36.7	−43.6	−47.0	−42.7	−30.0	−12.9	−32.5
<i>t</i> воздуха (2001–2010 гг.), °С	−14.5	−32.2	−43.0	−45.2	−43.2	−28.7	−12.2	−31.3
Изменение	+0.4	+4.5	+0.6	+1.8	−0.5	+1.3	+0.7	+1.2
Высота снега (КН), см	5.3	11.7	16.4	19.5	22.1	22.9	17.6	16.5
Высота снега (2001–2010 гг.), см	5.0	13.7	19.1	22.8	25.5	26.6	20.2	19.0
Изменение	−0.3	+2.0	+2.7	+3.3	+3.4	+3.7	+2.6	+2.5
<i>t</i> поверхности снега (2001–2010 гг.), °С	−15.7	−36.9	−46.8	−47.5	−45.1	−32.4	−16.7	−34.4
<i>t</i> на контакте снег–почва (2001–2010 гг.), °С	−9.1	−19.1	−27.7	−32.6	−33.4	−29.4	−13.7	−23.6
Отепляющий эффект снега, °С	+6.6	+17.8	+19.1	+14.9	+11.7	+3.0	+3.0	+10.8
<i>t</i> почвы на глубине 20 см (КН), °С	−5.0	−16.9	−23.4	−26.4	−26.5	−23.0	−13.3	−20.3
<i>t</i> почвы на глубине 20 см (2001–2010 гг.)	−3.9	−13.3	−20.2	−25.3	−26.3	−22.5	−11.9	−17.6
Изменение	+1.1	+3.4	+3.2	+1.1	+0.2	+0.5	+1.4	+2.7
<i>t</i> почвы на глубине 320 см (КН), °С	−3.2	−3.8	−6.3	−9.0	−10.9	−12.3	−12.7	−8.3
<i>t</i> почвы на глубине 320 см (2001–2010 гг.)	−2.4	−2.3	−3.2	−6.6	−9.4	−11.8	−12.3	−6.9
Изменение	+0.8	+1.5	+3.1	+2.4	+1.5	+0.5	+0.4	+1.4
<b>Суглинистая почва</b>								
<i>t</i> воздуха (КН), °С	−16.2	−37.2	−45.6	−47.0	−42.9	−32.3	−14.4	−33.7
<i>t</i> воздуха (2001–2010 гг.), °С	−14.3	−33.1	−44.8	−48.1	−43.3	−29.3	−13.2	−32.3
Изменение	+1.9	+4.1	+0.8	−1.1	−0.4	+3.0	+1.2	+1.4
Высота снега (КН), см	6.5	14.8	20.5	24.2	28.2	29.7	23.1	21.0
Высота снега (2001–2010 гг.), см	4.4	13.7	20.6	23.8	26.8	29.1	24.8	20.5
Изменение	−2.1	−1.1	+0.1	−0.4	−1.4	−0.6	+1.7	−0.5
<i>t</i> поверхности снега (2001–2010 гг.), °С	−17.4	−38.3	−47.7	−49.8	−45.3	−33.7	−17.5	−35.7
<i>t</i> на контакте снег–почва (2001–2010 гг.), °С	−7.3	−21.2	−26.5	−33.8	−27.7	−24.9	−16.7	−22.6
Отепляющий эффект снега, °С	+10.1	+17.1	+21.2	+16.0	+17.6	+8.8	+0.8	+13.1
<i>t</i> почвы на глубине 20 см (КН), °С	−4.0	−13.1	−19.3	−23.4	−23.6	−21.6	−13.5	−16.9
<i>t</i> почвы на глубине 20 см (2001–2010 гг.)	−3.4	−11.6	−17.2	−20.9	−21.4	−19.6	−12.9	−15.3
Изменение	+0.6	+1.5	+2.1	+2.5	+2.2	+2.0	+0.6	+1.6
<i>t</i> почвы на глубине 160 см (КН), °С	−0.1	−2.0	−9.8	−14.4	−16.7	−17.2	−15.0	−10.7
<i>t</i> почвы на глубине 160 см (2001–2010 гг.)	−0.8	−2.9	−7.6	−11.5	−13.9	−14.7	−13.4	−9.3
Изменение	−0.7	−0.9	+2.2	+2.9	+2.8	+2.5	+1.6	+1.4

Верхоянске и Оймяконе была выше температуры на поверхности снега на 19.1, 14.9, 11.7°С и на 21.2, 16.0, 17.6°С соответственно. Температура почвы на глубине 20 см изменялась в Верхоянске в диапазоне от −20.2 в декабре до −26.3 в феврале, а в Оймяконе от −17.2 в декабре до −21.4°С в феврале.

Таким образом, в осенний и зимний сезоны, в период промерзания и нахождения песчаной и суглинистой почв в мерзлом состоянии снежный покров имеет теплозащитное свойство, сдерживая интенсивность выхолаживания снега и интенсивность промерзания почвы.

**Теплозащитное свойство снежного покрова при протаивании почвы в весенний сезон.** По данным метеостанций Верхоянск и Оймякон в марте и апреле температура воздуха и почвы отрицательная. Температура воздуха в марте и апреле в 2001–2010 гг. в Верхоянске превышала КН на 1.3 и 0.7, а в Оймяконе на 3.0 и 1.2°С, что характеризует этот период как время весеннего потепления. Высота снежного покрова в Верхоянске в марте была ниже КН на 3.7 см, а в апреле на 2.6 см. Температура поверхности снега в марте (−32.4) и апреле (−16.7) была ниже температуры воздуха

**Таблица 2.** Изменение среднемесячной температуры песчаной и суглинистой почв за 2001–2010 гг. в теплый период года относительно климатической нормы, °С

Глубина, см	Параметр	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Среднее
Песчаная почва							
Воздух	КН	2.8	13.0	15.2	10.8	2.4	8.8
	2001–2010 гг.	4.5	13.8	17.5	12.4	2.8	10.2
	Повышение	1.7	0.8	2.3	1.6	0.4	1.4
20	КН	1.5	9.8	13.0	10.1	3.2	7.5
	2001–2010 гг.	2.5	11.1	15.2	12.5	4.5	9.2
	Повышение	1.0	1.3	2.2	2.4	1.3	1.6
40	КН	–2.2	5.4	8.8	7.3	2.5	4.4
	2001–2010 гг.	–1.3	6.0	10.6	9.3	3.5	5.6
	Повышение	0.9	0.6	1.8	2.0	1.0	1.2
80	КН	–7.3	–2.2	1.1	1.9	0.8	–1.1
	2001–2010 гг.	–5.3	–0.4	3.9	5.0	2.3	1.1
	Повышение	2.0	1.8	2.8	3.1	1.5	2.2
160	КН	–9.7	–5.6	–2.6	–1.2	–0.9	–4.0
	2001–2010 гг.	–9.3	–5.1	–2.3	–0.8	–0.4	–3.6
	Повышение	0.4	0.5	0.3	0.4	0.5	0.4
320	КН	–11.2	–8.5	–6.1	–4.4	–3.5	–6.7
	2001–2010 гг.	–10.2	–7.4	–5.3	–3.7	–2.8	–5.9
	Повышение	1.0	1.1	0.8	0.7	0.7	0.9
Суглинистая почва							
Воздух	КН	2.0	11.5	13.8	10.0	1.7	7.8
	2001–2010 гг.	2.5	13.3	15.3	10.2	2.1	8.7
	Повышение	0.5	1.8	1.7	0.2	0.4	0.9
20	КН	0.2	7.6	11.5	9.6	3.2	6.6
	2001–2010 гг.	–1.2	6.0	9.0	7.7	2.9	4.9
	Понижение	1.4	1.6	2.5	1.9	0.3	1.7
40	КН	–1.5	4.6	8.9	7.8	3.0	4.6
	2001–2010 гг.	–4.7	0.0	3.0	3.7	1.7	0.7
	Понижение	3.2	4.6	5.9	4.1	1.3	3.9
80	КН	–4.5	–0.1	3.9	4.5	2.0	1.2
	2001–2010 гг.	–6.7	–2.6	–0.5	0.5	0.5	–1.8
	Понижение	2.2	2.5	4.4	4.0	1.5	2.9
160	КН	–7.7	–3.4	–1.0	0.0	0.2	–2.4
	2001–2010 гг.	–8.5	–4.7	–2.4	–1.2	–0.7	–3.1
	Понижение	0.8	1.3	1.4	1.2	0.9	0.7

2001–2010 гг. на 3.7 и 4.5°С соответственно. Температура на контакте снег–почв в марте и апреле составила –29.4 и –13.7°С, что выше температуры поверхности снега на 3.0 и 3.0°С и ниже температуры воздуха 2001–2010 гг. на 0.7 и 1.5°С соответственно.

Это означает, что в весенний сезон в период протаивания теплозащитное свойство снежного покрова сохраняется, только сдерживает интен-

сивность проникновения нулевых и положительных температур в почву, замедляя протаивание почвы.

**Среднегодовая температура песчаных и суглинистых почв.** В мерзлотной песчаной почве (Верхоянск) среднегодовая температура на стандартных глубинах 20, 40, 80, 160 и 320 см за период 2001–2010 гг. составила –6.5, –7.2, –6.8, –6.7 и –6.5°С соответственно, что выше КН на 1.7, 0.4, 0.8, 0.7 и

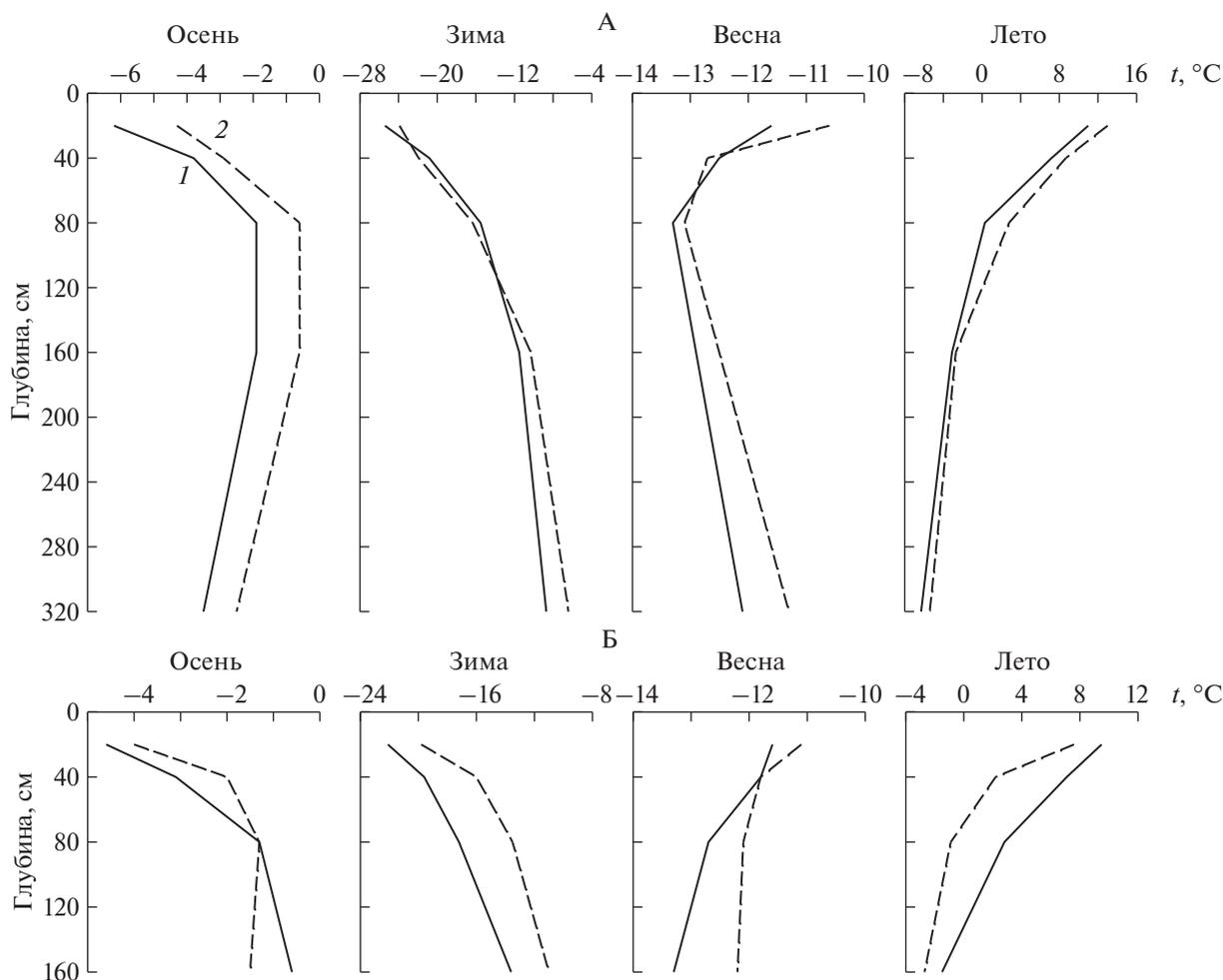


Рис. 3. Распределение температур по профилю песчаных (Верхоянск, А) и суглинистых (Оймякон, Б) почв в сезонных климатических стадиях: 1 – климатическая норма температуры (1961–1990 гг.), 2 – средняя температура за 2001–2010 гг.

на  $1.1^{\circ}\text{C}$  соответственно. В мерзлотной суглинистой почве (Оймякон) на исследуемых глубинах 20, 40, 80 и 160 см за аналогичный период среднегодовая температура составила  $-6.8$ ,  $-6.9$ ,  $-6.9$  и  $-6.8^{\circ}\text{C}$ , что выше КН на 0.3, 0.1, 0.2 и  $0.3^{\circ}\text{C}$ . Изменение среднегодовой температуры на означенных глубинах за период 2001–2010 гг. относительно КН свидетельствует о повышении температур в отрицательном диапазоне в песчаных и суглинистых почвах в среднегодовом цикле. Среднегодовая температура почвы включает в себя температуру холодного и теплого периодов.

**Температура песчаных и суглинистых почв в холодный период года.** В районе исследования холодный период года включает осенний, зимний и весенний сезоны, когда температура воздуха отрицательная. В холодный период года промерзание почвы начинается при полном отсутствии снега. В осенний, бесснежный, период температура воздуха при промерзании почвы может достигать в ночные часы  $-25^{\circ}\text{C}$  и ниже. С установлением устойчивого

снежного покрова, с учетом теплозащитного свойства снежного покрова, промерзание и нахождение почвы в мерзлом состоянии происходит при температуре, которая устанавливается на поверхности снега и на контакте снег–почва. В период промерзания и нахождения почв в мерзлом состоянии средняя температура холодного периода на контакте снег–почва песчаных почв превышает температуру на поверхности снега на  $10.8^{\circ}\text{C}$ , а в суглинистых почвах на  $13.1^{\circ}\text{C}$ . Средняя температура почвы осеннего, зимнего и весеннего сезонов за период потепления 2001–2010 гг. превышает КН температуры песчаных и суглинистых почв (рис. 3).

Средняя температура песчаной почвы за холодный период 2001–2010 гг. превышала КН на глубине 20 см на  $2.7^{\circ}\text{C}$ , а на глубине 320 см на  $1.4^{\circ}\text{C}$ . Повышение температуры песчаной почвы относительно КН наблюдается в каждом месяце холодного периода года.

Сумма среднесуточных отрицательных температур за холодный период 2001–2010 гг. в песчаной почве на глубине 20 см была меньше КН ( $-4059^{\circ}\text{C}$ ) на  $338^{\circ}\text{C}$  и в суглинистой почве меньше КН ( $-3376^{\circ}\text{C}$ ) на  $348^{\circ}\text{C}$ .

Средняя температура суглинистой почвы за холодный период 2001–2010 гг. в Оймяконе на глубинах 20, 40, 80 и 160 см составляла  $-15.3$ ,  $-12.3$ ,  $-10.7$  и  $-9.3^{\circ}\text{C}$  соответственно, что выше КН на 1.7, 2.6, 2.3 и  $1.4^{\circ}\text{C}$  на каждой глубине соответственно (рис. 3Б). Повышение температуры суглинистой почвы, относительно КН, отмечается с октября по апрель холодного периода. Например, в феврале, в самый холодный месяц года, при температуре воздуха  $-43.3^{\circ}\text{C}$ , температуре поверхности снега  $-45.3^{\circ}\text{C}$ , температуре на контакте снег–почва  $-29.4^{\circ}\text{C}$  температура суглинистой почвы на глубине 20 см составила  $-21.4^{\circ}\text{C}$ , что выше КН на  $2.2^{\circ}\text{C}$ . На глубине 160 см за период 2001–2010 гг. средняя температура почвы холодного периода года составила  $-9.3^{\circ}\text{C}$ , что выше КН на  $1.4^{\circ}\text{C}$ . Сумма среднесуточных отрицательных температур за холодный период 2001–2010 гг. в суглинистой почве на глубине 20 см составила  $-3228^{\circ}\text{C}$ , что меньше КН на  $348^{\circ}\text{C}$ .

Превышение средней десятилетней температуры песчаной и суглинистой почвы на стандартных глубинах за период 2001–2010 гг., относительно КН, в холодный период года свидетельствует о том, что современное потепление 2001–2010 гг. характеризуется повышением температуры почв в отрицательном диапазоне температур.

**Температура песчаной почвы в теплый период 2001–2010 гг.** В районе исследования теплый период года длится с мая по сентябрь. Средняя температура теплого периода 2001–2010 гг. в Верхоянске ( $10.2^{\circ}\text{C}$ ) превышала КН на  $1.4^{\circ}\text{C}$ . Максимальная среднемесячная температура теплого периода 2001–2010 гг. в Верхоянске отмечается в июле ( $17.5^{\circ}\text{C}$ ) и превышает КН температуры воздуха на  $2.3^{\circ}\text{C}$ . За летний сезон потепления 2001–2010 гг. средняя температура песчаной почвы на стандартных глубинах превышала КН температуры по всему профилю почвы (рис. 3А). Причем температура почвы за этот период до глубины 113–115 см повышалась в положительном диапазоне. На глубинах 160 и 320 см среднемесячная температура почвы за этот же период была отрицательной и составляла  $-3.6$  и  $-5.9^{\circ}\text{C}$ , что выше КН на 0.5 и  $0.9^{\circ}\text{C}$ . Это означает, что в теплый период года среднемесячная температура песчаной почвы за период 2001–2010 гг. превышала КН температуры на всех стандартных глубинах. Сумма температур выше  $0^{\circ}\text{C}$  за этот период на глубине 20 см составила  $1395^{\circ}\text{C}$ , что выше КН на  $310^{\circ}\text{C}$ . Сумма температур выше  $10^{\circ}\text{C}$  за этот же период составила  $1191^{\circ}\text{C}$ , что выше КН на  $475^{\circ}\text{C}$ .

Таким образом, для песчаных почв современное потепление климата в десятилетнем цикле в теплый период 2001–2010 гг. характеризуется повышением, относительно КН, температуры воздуха, температуры почвы на всех стандартных глубинах и суммы температур выше  $0^{\circ}\text{C}$  на глубине 20 см, что в конечном итоге предопределяет увеличение глубины проникновения и длительности пребывания в песчаной почве термоизоплет 10, 5 и  $0^{\circ}\text{C}$  (рис. 4А).

**Температура суглинистой почвы в теплый период 2001–2010 гг.** Несколько иная закономерность влияния современного потепления климата на температурный режим отмечается в мерзлотных суглинистых почвах в теплый период года.

За летний сезон температура воздуха 2001–2010 гг. ( $12.9^{\circ}\text{C}$ ) превышала КН на  $1.1^{\circ}\text{C}$ . Максимальная среднемесячная температура воздуха летнего сезона 2001–2010 гг. отмечается в июле ( $15.3^{\circ}\text{C}$ ) и превышает КН на  $1.7^{\circ}\text{C}$ .

Средняя температура воздуха теплого периода 2001–2010 гг. в Оймяконе ( $8.7^{\circ}\text{C}$ ) превышала КН на  $0.9^{\circ}\text{C}$ . В теплый период 2001–2010 гг. средняя температура суглинистой почвы (рис. 3Б) на стандартных глубинах была ниже КН температуры по всему профилю почвы. Сумма температур в 2001–2010 гг. выше  $0^{\circ}\text{C}$  ( $785^{\circ}\text{C}$ ) была меньше КН на  $200^{\circ}\text{C}$ . Биологически активных температур (выше  $10^{\circ}\text{C}$ ) в почве на глубине 20 см за теплый период 2001–2010 гг. не отмечается (рис. 4Б).

Понижение среднемесячных температур мерзлотных суглинистых почв в теплый период года, в условиях современного потепления, связывается с повышенным расходом теплового потока при протаивании на фазовые переходы лед–вода льдистых суглинистых почв. В процессе промерзания суглинистой почвы увеличилась льдонасыщенность промерзаемой части почвы. Поэтому в период весеннего протаивания относительно климатической нормы увеличился расход тепла на протаивание почвы в весеннее время, что повлекло снижение температуры профиля почв в теплый период года.

**Фазовые переходы лед–вода при нулевых температурах как фактор поглощения тепла при протаивании мерзлой почвы.** В песчаной почве, почве с высокой пористостью аэрации и низкой вододерживающей способностью, в условиях сформировавшегося градиента температур при промерзании в системе воздух–мерзлая часть почвы преобладает процесс сублимационного иссушения промерзшей части почвы, формируя аридные условия в почвах с резким дефицитом легко доступной для растений влагой. Процесс сублимационного иссушения и формирование криоаридных условий в холодный период года был взят за основу выделения мерзлотных криоаридных почв [4].

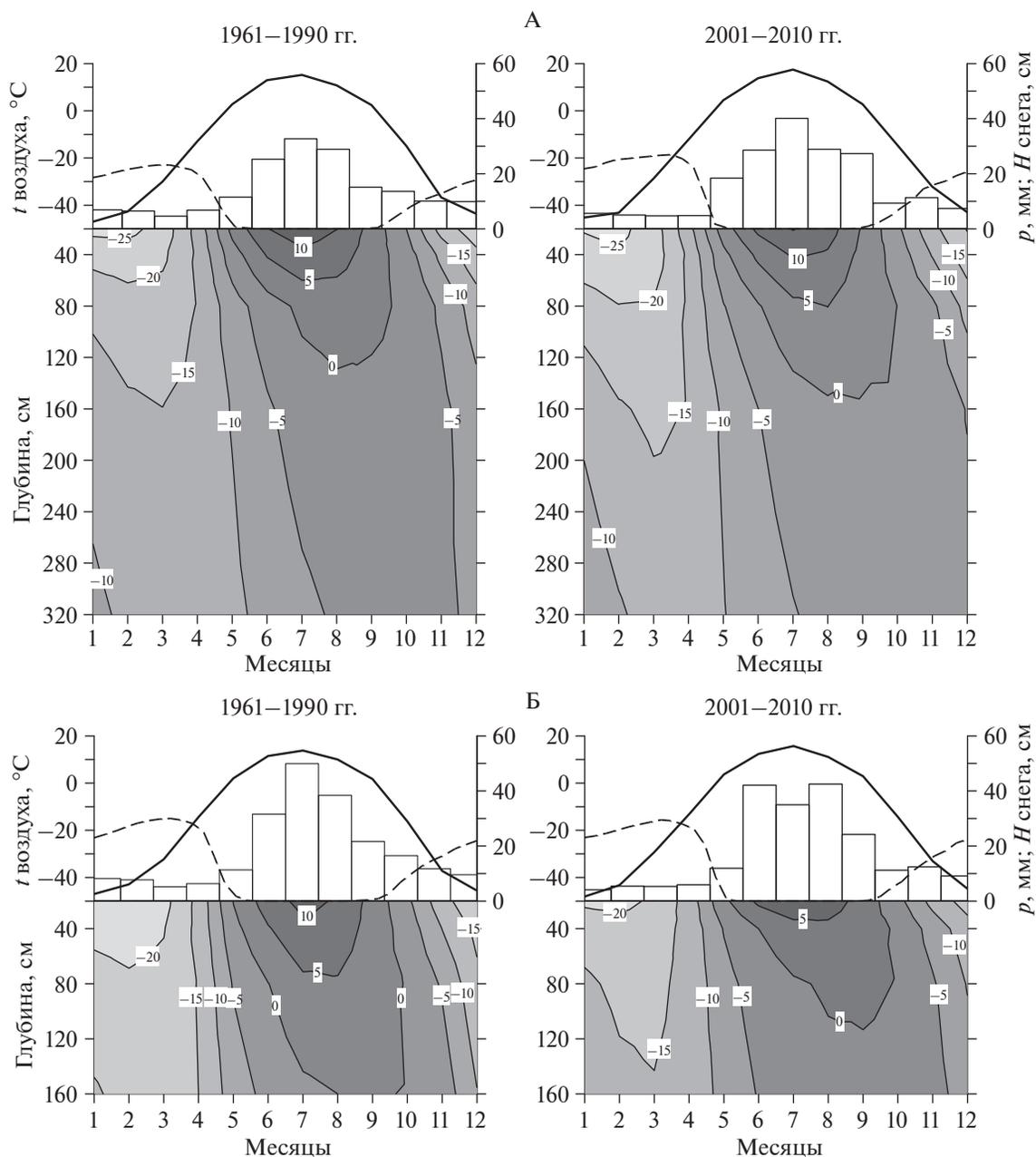


Рис. 4. Среднемесячная динамика температуры песчаной (Верхоянск, А) и суглинистой (Оймякон, Б) почв. Пунктирной линией показана высота снежного покрова.

В суглинистой, как более влагоемкой почве, в условиях сформировавшегося градиента температур развивается процесс перераспределения влаги к фронту промерзания, и, как следствие этого процесса развивается процесс сегрегационного накопления влаги в форме льда. К наиболее льдонасыщенным почвам относятся мерзлотные среднесуглинистые лугово-болотные и торфянисто-глеевые почвы. Интенсивность льдонасыщения мерзлотных суглинистых почв определяется льдистостью, сформированной при внутрипочвенном подтоке влаги к фронту промерзания. Источни-

ком влаги в почве являются августовские осадки, увлажнившие талую часть почвы до наименьшей влагоемкости (НВ) и выше и надмерзлотные воды протаявшей мерзлоты. Кроме того, в условиях бугристо-западного микрорельефа, источником влаги является вода внутрипочвенного подтока к фронту промерзания из еще непромерзших до дна западин. В количественном отношении льдистость верхних горизонтов мерзлотно-таежной почвы достигает в слое на глубине 5–10 см 80%. С глубиной льдистость снижается, но остается высокой, превышая пористость почвы

(38%) на глубине 80–100 см на 20% [24]. Как показали стационарные исследования, проведенные на мерзлотных суглинистых почвах, в период промерзания и нахождения почвы в мерзлом состоянии в суглинистом профиле отмечается высокая льдонасыщенность. Интенсивность льдонасыщения мерзлотных суглинистых почв определяется льдистостью, сформированной при промерзании надмерзлотной верховодки, образованной при протаивании мерзлотных суглинистых почв и процессами сегрегационного накопления льда, сформированного при внутрпочвенном подтоке к фронту промерзания. В конечном итоге льдонасыщенность почвы надмерзлотных горизонтов может достигать 85% от объема почвы. В количественном отношении льдонасыщенность может превышать водовместимость в 1.4–1.7 раза, при этом объемная масса скелета почвы уменьшилась в 1.26–1.70 раза [24].

Осенне-зимнее сегрегационное накопление льда в верхнем промерзающем горизонте суглинистой почвы предопределяет дополнительный расход тепловой энергии при весенне-летнем его протаивании.

В годичном цикле процесс протаивания–промерзания почв носит циклический характер, включающий неэффективные и эффективные расходы тепла. Неэффективные расходы тепла — это количество тепла, которое расходуется в годичном цикле при протаивании на:

- повышение температуры снега от минимальных его зимних отрицательных значений до 0°C;
- на фазовые переходы снег–вода, происходящие при нулевой температуре снега;
- на повышение температуры почвы от ее минимальных зимних отрицательных значений до 0°C;
- на фазовые переходы лед–вода в почве, происходящие при нулевой температуре почвы.

Для примера приведем статьи расхода тепловой энергии на протаивание мерзлотно-таежной торфянисто-глеевой почвы, определенные по данным стационарных исследований, проведенных на Тунгиро-Олекминском стационаре [24]. С энергетических позиций неэффективные расходы тепла при протаивании снега и почвы, выраженные в калориях, это количественная оценка холода, накопленного в холодный период года.

Для мерзлотно-таежных торфянисто-глеевых почв затраты тепловой энергии при протаивании в колонке поперечного сечения 1 см<sup>2</sup> и высотой 100 см, в которой льдистость изменяется от 70% в слое 5–10 см до 65% в слое 80–100 см неэффективные затраты энергии при протаивании составляют 6010.5 кал, при этом на фазовые переходы лед–вода тратится поглощенной энергии 4248.9 кал. Затраты энергии на повышение температуры почвы от отрицательных зимних значе-

ний до 0°C составляют 1482.6 кал, и только оставшаяся часть энергии (279 кал) тратится на нагревание почвы в положительном спектре температур. Для криогидроморфных почв, из-за высокой льдистости и сильного выхолаживания в зимний период, основной расход поглощенной термоэнергии (70%) тратится на фазовые переходы лед–вода, затем идут затраты энергии (25%) на повышение температуры почвы от отрицательных значений до 0°C, и только 5% поглощенной тепловой энергии расходуется на нагревание почвы от 0°C до максимальных ее летних значений.

С другой стороны, если бы исследуемая почва формировалась в условиях свободного дренажа, то ее льдистость в декабре соответствовала бы пористости, равной наименьшей влагоемкости (НВ), влажности осеннего насыщения почвы. В таком случае затраты энергии на фазовые переходы колонки мерзлой почвы сечением 1 см<sup>2</sup> и высотой 1 м составили 2036 кал. Из этого следует, что неэффективные затраты энергии на фазовые переходы лед–вода при протаивании увеличиваются в мерзлотных почвах затрудненного дренажа (4248.9 кал) относительно неэффективных затрат аналогичного объема в почве со свободным дренажем (2036 кал) на 2212.9 кал, что резко снижает эффективные расходы теплового потока на нагревание почвы в вегетационный период [24]. Таким образом, температурные условия в почвах в вегетационный период формирует третья фаза — это остаток потока тепла от расхода на протаивание снега, на повышение температуры почвы от минимальных ее зимних значений до 0°C и на фазовые переходы лед–вода, происходящих при нулевой температуре протаивающей сезонной мерзлоты (рис. 4).

Стационарные исследования, проведенные в зоне распространения многолетней мерзлоты показали, что в мерзлотных суглинистых почвах с мерзлотой сливающегося типа в условиях затрудненного дренажа в горизонте А при протаивании неэффективные затраты энергии достигают 80.8 кал/см<sup>3</sup>, и основная часть из них приходится на фазовые переходы лед–вода — 59.8 кал/см<sup>3</sup>, а 21 кал/см<sup>3</sup> затрачивается на повышение температуры от отрицательных ее зимних значений до 0°C. Затраты энергии на фазовые переходы определяются льдистостью почвы. Чем больше льдистость почвы, тем выше неэффективные затраты энергии на ее протаивание [21, 24]. Неэффективные затраты энергии в криоморфных почвах — почвах затрудненного дренажа с мерзлотой сливающегося типа — отмечаются в слое сезонного протаивания, ниже которого термоэнергия расходуется на повышение температуры мерзлого грунта в области отрицательных значений. Расчеты показали, что для протаивания подстилающей породы с температурой –3°C до глубины 10 м в 1 см<sup>3</sup> породы нужно затратить 40.1 кал/см<sup>3</sup>. Из них на фа-

зовые переходы лед–вода затратить  $37.2 \text{ кал/см}^3$ , а на повышение температуры мерзлого грунта до  $0^\circ\text{C}$  всего  $2.9 \text{ кал/см}^3$  [21].

Эффективные расходы тепла — это количество тепла, которое расходуется в годичном цикле на нагревание почвы от  $0^\circ\text{C}$  до максимальных ее летних значений, составляющих термоэнергетический потенциал мерзлотной почвы. Эффективные расходы тепла — это оставшаяся часть от общего теплопотока в почву, расходуемого на нагревание почвы от зимних отрицательных температур до  $0^\circ\text{C}$  и на фазовые переходы лед–вода протаявшего объема почвы. Из этого следует, что чем больше сегрегационного накопления льда в почве при промерзании, тем больше расходуется термоэнергии теплового потока на фазовые переходы лед–вода, происходящие при нулевой температуре почвы, и тем меньше термоэнергии теплопотока остается на нагревание почвы от  $0^\circ\text{C}$  до максимальны летних положительных температур.

**Динамика глубины сезонного протаивания мерзлотных песчаных и суглинистых почв.** В песчаной почве, как менее льдистой с минимальными расходами теплового потока на фазовые переходы, современное потепление сопровождается увеличением глубины протаивания многолетней мерзлоты по отношению к КН. За 30-летний период потепления глубина протаивания почвы составила 149 см, что больше КН (129 см) на 20 см. Это означает, что повышение среднемесячной температуры воздуха на  $0.67\text{--}1.38^\circ\text{C}$ , относительно КН, в теплый период года каждого десятилетия 1980–2010 гг. приводит к увеличению глубины ежегодного протаивания песчаных почв на  $0.67 \text{ см}$ , к увеличению глубины проникновения в почву температур  $0, 5, \text{ и } 10^\circ\text{C}$ . В суглинистых почвах в весенне-летний период отмечается уменьшение глубины сезонного протаивания по отношению к КН. За 2001–2010 гг. глубина протаивания составила 113 см, что меньше КН (174 см) на 61 см.

Аналогичная закономерность в уменьшении глубины протаивания и снижения термообеспеченности отмечается в мерзлотно-таежных торфянисто-глеевых почвах на Тунгиро-Олекминском стационаре за период 1976–1981 гг. Этот период стационарных исследований совпал с периодом потепления, когда среднедесятилетняя температура воздуха повысилась от минимальных значений ( $-16.9^\circ\text{C}$ ) за 1961–1970 гг. на  $0.1$  и на  $0.4^\circ\text{C}$  за 1971–1980 гг., достигнув КН. В каждом из весенне-летних сезонов протаивания за период 1976–1980 гг. глубина сезонного протаивания в мерзлотно-таежных торфянисто-глеевых почвах составила 120, 100, 85, 105 и 100 см соответственно. Средняя глубина протаивания за этот период составила 102 см. Уменьшение глубин сезонного протаивания в весенне-летний период связывается с расходом теплового потока в почве на фазо-

вые переходы сегрегационного льда, накопившегося в осенне-зимний период при промерзании и нахождении почвы в мерзлом состоянии. В водном балансе почв холодного периода появляется приходная статья влаги в форме сегрегационного льда, которая с 1978 по 1981 гг. составила 73, 58, 79 и 19 мм [25]. Отсюда следует, что чем больше накапливается в почве сегрегационного льда при промерзании и нахождении почвы в мерзлом состоянии, тем больше тратится тепла при ее протавивании, следовательно, меньше глубина сезонного протаивания.

Из этого следует, что на фоне общего потепления в холодный период года резкое похолодание климата в январе–феврале и понижение температуры на контакте снег–почва приводит к накоплению холода в суглинистых почвах и как следствие к уменьшению ежегодной глубины сезонного протаивания на  $6.1 \text{ см/год}$ .

**Температурные условия протаявшего слоя многолетней мерзлоты.** С экологических позиций в годовом цикле температурные условия в почвах в вегетационный период формирует третья фаза — это остаток потока тепла от расхода на протаивание снега, на повышение температуры почвы от минимальных ее зимних значений до  $0^\circ\text{C}$  и на фазовые переходы лед–вода, происходящих при нулевой температуре протаивающей мерзлоты. Расход тепла на нагревание почвы от нулевых до максимальных ее летних значений формирует температурный профиль почвы в летний период (рис. 4). В теплый период года в песчаных, как менее льдистых, почвах современное потепление климата сопровождается увеличением глубины протаивания и проникновения в почву температур  $0, 5, \text{ и } 10^\circ\text{C}$ .

В суглинистых почвах, на фоне общего потепления климата в период 2001–2010 гг., уменьшается глубина сезонного протаивания, глубина проникновения и сумма температур выше  $0$  и  $5^\circ\text{C}$ . В профиле мерзлотных суглинистых почв в вегетационный сезон отсутствуют биологически активные температуры  $10^\circ\text{C}$  и выше, так как основная часть теплового потока в почву при протавивании тратится на фазовые переходы лед–вода.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показали, что в теплый период года в песчаной почве отмечается повышение температуры и увеличение глубины сезонного протаивания, что согласуется с тенденциями глобального изменения климата, а в суглинистой почве, наоборот, происходит понижение температуры и уменьшение глубины сезонного протаивания. Понижение среднемесячных температур мерзлотных суглинистых почв в теплый период года, в условиях современного потепления, по нашему мнению, связано с повышенным

расходом теплового потока при протаивании на фазовые переходы лед–вода льдистых суглинистых почв. В процессе промерзания суглинистой почвы увеличилась льдонасыщенность промерзаемой части почвы. Поэтому в период весеннего протаивания относительно климатической нормы увеличился расход тепла на протаивание почвы в весеннее время, что повлекло снижение температуры профиля почв в теплый период года.

Рассмотренный механизм промерзания почвы под действием температур, которые устанавливаются на контакте снег–почва, является новым подходом, на основе которого при построении моделей промерзания–протаивания при потеплении, в частности учете температуры на контакте снег–почва, следует ожидать увеличения точности прогноза, чем при традиционных модельных построениях с использованием температуры воздуха.

Показано, что в изменении климатических показателей при потеплении определяющую роль играет температура воздуха, температура на поверхности снега и температура на контакте снег–почва, мерзлота и ее льдистость, гранулометрический состав, водные свойства почвы и условия дренажа, расход энергии на фазовые переходы лед–вода при протаивании, происходящих при нулевых температурах.

Исследуемые почвы формируются в условиях распространения многолетней мерзлоты. Они различаются по гранулометрическому составу, но их объединяет однотипность климатических условий формирования. Согласно классификации, данные почвы относятся к мерзлотной формации, в которых сезонная мерзлота при промерзании почв сливается с многолетней [24]. По климатическим параметрам эти почвы характеризуются однотипной закономерностью климатической нормы температурных параметров в многолетнем и сезонном циклах, суммой положительных и отрицательных температур воздуха теплого и холодного периодов года, в сходной динамике высоты снежного покрова, однотипной многолетней динамике температуры воздуха, в среднегодовой температуре, положительных и отрицательных температур теплого и холодного периодов года, в сходной динамике температуры поверхности снега в период промерзания и нахождения почвы в мерзлом состоянии в холодный период года, однотипной динамикой температуры в зимний сезон на контакте снег–почва. В условиях современного потепления климата динамика температуры каждой почвы в многолетнем и сезонном циклах имеет сходные закономерности в период промерзания и нахождения в мерзлом состоянии, но резко различается при их протаивании и нахождении почв в талом состоянии.

В температурном режиме мерзлотных песчаных и суглинистых почв отепляющее влияние снега играет двоякую роль. В период промерзания и нахождения почв в мерзлом состоянии снежный покров сдерживает выхолаживание и накопление холода в почве. При протаивании теплоизолирующее свойство снежного покрова сохраняется, только снег уже сдерживает проникновение тепла в почву.

Промерзание и нахождение почв в мерзлом состоянии происходит при температуре, установившейся на контакте снег–почва, которая в 1.5–2 раза и более выше температуры воздуха и поверхности снега. В суглинистых почвах, более влагоемких и более льдистых, в условиях повышенного расхода тепла на фазовые переходы лед–вода уменьшается глубина сезонного протаивания, уменьшается глубина проникновения и сумма температур выше 0 и 5°C. Биологически активные температуры 10°C и выше в профиле суглинистых почв не отмечаются.

В песчаных почвах, менее влагоемких и менее льдистых, при меньших расходах, относительно суглинистых почв, тепла на фазовые переходы лед–вода при потеплении климата относительно КН увеличивается глубина сезонного протаивания, проникновения в почву и сумма температур, выше 0, 5 и 10°C.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках Госзадания № АААА-А18-118013190175-5 “Развитие почв в условиях меняющегося климата и антропогенных воздействий”.

#### КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аржанов М.М., Мохов И.И.* Температурные тренды в многолетнемерзлых грунтах северного полушария: сравнение модельных расчетов с данными наблюдений // ДАН. 2013. Т. 449. № 1. С. 87–92.
2. *Аржанов М.М., Мохов И.И.* Модельные количества органического углерода, освобождаемого из многолетнемерзлых грунтов при сценариях потепления в XXI веке // ДАН. 2014. Т. 455. № 3. С. 328–331.
3. *Васильев И.С.* Реакция термического режима почвогрунтов Якутии на современные изменения климата // Метеорология и гидрология. 1999. № 2. С. 98–104.
4. *Волковинцев В.И.* Степные криоаридные почвы. Новосибирск: Наука, 1978. 208 с.
5. Всемирная конференция по изменению климата: Тр. комис. М., 2004. 620 с.
6. *Горячкин С.В.* Влияние изменения природной среды и климата на северные регионы // Региональные аспекты развития России в условиях глобаль-

- ных изменений природной среды и климата. М., 2001. С. 125–132.
7. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 2012. 194 с.
  8. Десяткин Р.В., Десяткин А.Р. Термический режим мерзлотной лугово-черноземной солонцеватой почвы в многолетнем цикле // Почвоведение. 2017. № 11. С. 1344–1354.
  9. Десяткин Р.В., Десяткин А.Р. Влияние увеличения глубины деятельного слоя почвы на изменение водного баланса в криолитозоне // Почвоведение. 2019. № 11. С. 1393–1402.
  10. Израэль Ю.А., Павлов А.В., Анохин Ю.А. Анализ современных и ожидаемых в будущем изменений климата и криолитозоны в северных регионах России // Метеорология и гидрология. 1999. № 3. С. 18–27.
  11. Израэль Ю.А., Павлов А.В., Анохин Ю.А. Эволюция криолитозоны при современных изменениях глобального климата // Метеорология и гидрология. 2002. № 1. С. 22–34.
  12. Карелин Д.В., Горячкин С.В., Замолотчиков Д.Г., Долгих А.В., Зазовская Э.П., Шишков В.А., Краев Г.Н. Влияние различных видов антропогенного воздействия на эмиссию парниковых газов в мерзлотных экосистемах // ДАН. 2017. Т. 477. № 5. С. 610–612.
  13. Конищев В.Н. Внутриландшафтная реакция мерзлотных условий на современные изменения климата // Научный альманах. 2003. № 1. С. 129–144.
  14. Конищев В.Н. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5, география. 2009. № 4. С. 10–20.
  15. Краев Г.Н., Шульце Э.Д., Ривкина Е.М. Криогенез как фактор распределения метана в горизонтах мерзлотных пород // ДАН. 2013. Т. 451. № 6. С. 684–687.
  16. Кудеяров В.Н., Демкин В.А., Гиличинский Д.А., Горячкин С.В., Рожков В.А. Глобальное изменение климата и почвенный покров // Почвоведение. 2009. № 9. 1027–1042.
  17. Павлов А.В. Тренды современных изменений температуры почвы на севере России // Криосфера Земли. 2008. Т. XII. № 3. С. 22–27.
  18. Павлов А.В., Ананьева Г.В., Дроздов Д.С., Москаленко Н.Г., Дубровин В.А., Какунов Н.Б., Минайлов Г.П., Скачков Ю.П., Скрябин Ю.П. Мониторинг сезонного слоя и температуры мерзлого грунта на Севере России // Криосфера Земли. 2002. Т. VI. № 4. С. 30–39.
  19. Павлов А.В., Скачков Ю.Б., Какунов Н.Б. Взаимосвязь между многолетними изменениями глубины сезонного протаивания грунтов и метеорологическими факторами // Криосфера Земли. 2004. Т. VIII. № 4. С. 3–11.
  20. Почвенно-экологическая карта районирования Российской Федерации. Масштаб 1 : 2500000 / Под ред. Добровольского Г.В., Урусеvской И.С. М.: Талка+, 2013.
  21. Савич В.И., Худяков О.И., Черников В.А., Гукалов В.В., Скрябина Д.С. Свойства, процессы, режимы мерзлотно-таежных почв. М.: Изд-во ВНИИА, 2016. 312 с.
  22. Справочник по климату Российской Федерации. Вып. 24. Республика Саха (Якутия). Метеорологические данные за отдельные годы. Ч. VIII. Температура почвы. Якутск, 1992.
  23. Федотов В.И. Предисловие // Региональные эффекты глобальных изменений климата: причины, последствия, прогнозы. Мат-лы конф. 26–27 июня 2012 г. Воронеж: Научная книга, 2012. 576 с.
  24. Худяков О.И. Криогенез и почвообразование. Пушкино, 1984. 196 с.
  25. Худяков О.И. Водный режим мерзлотных почв. Сб. научных тр. Пушкино, 1990. С. 210–221.
  26. Худяков О.И., Решоткин О.В. Динамика температуры песчаных и суглинистых почв лесотундры Полярного Урала в связи с изменением климата // Почвоведение. 2014. № 12. С. 1467–1482.
  27. 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.
  28. Шерстюков Б.Г., Салугашвили Р.С. Новые тенденции в изменении климата Северного полушария Земли в последнее десятилетие // Тр. ВНИИГМИ-МЦД. 2010. Вып. 175. С. 43–51.
  29. Шерстюков А.Б., Шерстюков Б.Г. Пространственные особенности и новые тенденции в изменениях термического состояния почвогрунтов и глубины их сезонного промерзания в зоне многолетней мерзлоты // Метеорология и гидрология. 2015. № 2. С. 5–12.
  30. Romanovsky V.E., Osterkamp T.E. Permafrost: Changes and impacts // Permafrost Response on Economic Development, Environmental Security and Natural Resources / Eds.: Paepe R., Melnikov V. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 2001. P. 297–315.
  31. Schuur E.A.G., McGuire A.D., Schädel C. et al. Climate change and the permafrost carbon feedback // Nature. 2015. V. 520. P. 171–179. <https://doi.org/10.1038/nature14338>
  32. Shakhova N., Semiletov I., Salyuk A., Yusupov V., Kostach D., Gustafsson Ö. Extensive methane venting to the atmosphere from sediments of the East Siberian Arctic Shelf // Science. 2010. V. 327. № 5970. P. 1246–1250.
  33. Walter K.M., Edwards M.E., Grosse G., Zimov S.A., Chapin III F.S. Thermokarst lakes as a source of atmospheric CH<sub>4</sub> during the last deglaciation // Science. 2007. V. 318. № 5850. P. 633–636. <https://doi.org/10.1126/science.1142924>
  34. <http://www.meteo.ru> (дата обращения 30.03.2018).

## Multidirectional Changes in Temperature of Permafrost-Affected Soils during the Growing Season against the Background Increase in the Mean Annual Air Temperature

O. I. Khudyakov<sup>1,\*</sup> and O. V. Reshotkin<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Physicochemical and Biological Problems of Soil Science, Russian Academy of Sciences, Pushchino, Moscow oblast, 142290 Russia*

*\*e-mail: oix@rambler.ru*

Data on air and soil temperatures at the Verkhoyansk and Oimyakon weather stations in the East Siberian permafrost-taiga region are analyzed. The soils are represented by permafrost-affected sandy podzolized podbur (Verkhoyansk) and loamy soddy soil (Oimyakon). Recent decades have been the period of steady warming; average annual air temperature in 2001–2010 exceeded the climatic norm (1961–1990) by 1.4–1.5°C. An increase in air temperature is observed both in the cold and warm seasons. The temperature response of sandy and loamy soils to this warming is different. In the cold season, both soils are characterized by some rise in temperatures. In the warm season, the sandy soil demonstrates an increase in temperature and in the seasonal thawing depth, whereas the loamy soil is characterized by some a decrease in temperature and in the thawing depth. The importance of the snow cover as a factor slowing down soil freezing in the fall and soil thawing in the spring is demonstrated. The soil water and ice contents are also important factors affecting soil temperatures. It is shown that the freezing of both soils and their preservation in the frozen state take place at temperatures established at the snow/soil contact. In the coldest month (January), these temperatures in Verkhoyansk and Oimyakon are 12.6 and 14.3°C higher than air temperatures and 14.9 and 16.0°C higher than temperatures at the surface of the snow cover, respectively. The decrease in summer temperatures of the permafrost-affected loamy soil is explained by a higher heat consumption for the ice–water phase transition during the soil thawing.

*Keywords:* warming, cryolithozone, permafrost, insulation capacity of snow, seasonal freezing–thawing, depth of seasonal thawing