

ПАЛЕОКРИОГЕНЕЗ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ

УДК 631.43

DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2018-4(15-24)

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ПОЧВ СЕВЕРНОЙ ЯКУТИИ

Д.Г. Федоров-Давыдов¹, С.П. Давыдов², А.И. Давыдова², В.Е. Остроумов¹,
А.Л. Холодов¹, В.А. Сороковиков¹, Д.Г. Шмелев¹

¹ Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,

142290, Московская обл., Пушкино, ул. Институтская, 2, Россия; muss-96@yandex.ru

² Северо-Восточная научная станция Тихоокеанского института географии ДВО РАН,
678830, Нижнеколымский р-н, пос. Черский, а/я 18, Республика Саха (Якутия), Россия; davydoffs@mail.ru

Почвы Северной Якутии различаются между собой по средней продолжительности господства положительных температур на глубине 20 см в 2.3 раза, а суглинистые почвы зонального ряда – в 1.8 раза. Переувлажнение, заболачивание и увеличение мощности органогенного горизонта приводят к сокращению периода положительных температур и температур выше 5 °С в почвах. Длительность осеннего промерзания и существования в профиле околонулевых температур изменяется от 1–2 месяцев для тундровых криоземов и глеезема до 2.5–3.5 месяцев для таежных криометаморфических почв, торфяно-криозема и тундровых подбуров. Деятельный слой промерзает в основном сверху, его частичное промерзание снизу фиксируется преимущественно в тундровой зоне в годы с холодными летними сезонами. В динамике годовых сумм отрицательных температур почв тундры и тайги с конца 1990-х гг. прослеживается тенденция к потеплению почвенного климата. По количеству тепловой энергии, расходуемой на нагревание сезонноталого слоя в области положительных значений (теплообеспеченности), почвы Северной Якутии различаются между собой примерно в 10 раз.

Северная Якутия, температурный режим почв, изменение почвенного климата, сезонноталый слой, промерзание сезонноталого слоя сверху и снизу, околонулевые температуры, “нулевая завеса”

THE TEMPERATURE REGIME OF SOILS IN NORTHERN YAKUTIA

D.G. Fedoryov-Davydov¹, S.P. Davydov², A.I. Davydova², V.E. Ostroymov¹,
A.L. Kholodov¹, V.A. Sorokovikov¹, D.G. Shmelev¹

¹ Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science, RAS,

2, Institutskaya str., Pushchino, Moscow region, 142290, Russia; muss-96@yandex.ru

² North-Eastern Science Station, Pacific Geographical Institute, FEB RAS,

P/O box 18, Cherskiy, Nizhnekolymskiy Region, Yakutia, 678830, Russia; davydoffs@mail.ru

Soils in Northern Yakutia differ in average duration of the season of positive temperatures, the difference being 2.3 times between soil types and 1.8 between zonal loam soils, at a depth of 20 cm. The seasons of >0 °C and >5 °C soil temperatures may be shorter in wetter boggy areas with thicker organic horizons. The durations of fall freezing and persistent near-zero temperatures vary from 1–2 months for tundra cryozems and gleyzem (Turbic Glacic Cryosols) to 2.5–3.5 months for taiga cryometamorphic soils (Cambic Turbic Cryosols), peat-cryozem (Folic Cryosol), and tundra podburs (Spodic Turbic Cryosols). The active layer freezes mostly from above (top to base), except some years of cool summers mainly in the tundra zone when it freezes partly from below. The tundra and taiga soils show a warming trend of the soil climate since the late 1990s according to dynamics of annual freezing degree-day sums. The soils of Northern Yakutia vary in total heat spent on the active layer warming $Q_{t>0}$, the difference reaching 10 times.

Northern Yakutia, soil temperature regime, soil climate change, active layer, freezing of active layer from above and from below, near-zero temperatures, zero curtain

ВВЕДЕНИЕ

В предыдущей статье [Федоров-Давыдов и др., 2018] мы охарактеризовали почвы Северной Якутии по среднегодовым и среднелетним значениям температуры, а также по средним температурам в самом теплом и самом холодном месяцах года. Были выявлены различия термического состояния

изученных почв, обусловленные географическими, топографическими, литологическими, фитоценоотическими и почвенными причинами. В настоящей статье мы остановимся на сезонной и многолетней динамике термических показателей, т. е. собственно на температурном режиме этих почв.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Регион исследования, изучаемые почвы и методика термометрических наблюдений были охарактеризованы ранее [Федоров-Давыдов и др., 2018]. Периоды результативного мониторинга приведены в табл. 2 указанной статьи.

Картина динамики протаивания и промерзания получена на основе профильной термометрии.

При расчете продолжительности периодов с положительными и отрицательными температурами почв принципиально важно отдельно учитывать временные отрезки с околонулевыми значениями (от -0.5 до 0.5 °C) в весенне-летний и осенне-зимний периоды, часто составляющие до нескольких месяцев. Как известно, существование околонулевых температур в профиле обусловлено фазовыми переходами почвенного раствора, препятствующими теплообмену – “нулевыми завесами”. Следовательно, необходимо учитывать периоды существования “нулевых завес”, различные на разных диапазонах глубин почвенного профиля.

Для оценки энергетического состояния почв использовался показатель теплообеспеченности [Макеев, Остроумов, 1986]. Под теплообеспеченностью почвы понимается количество тепла, расходуемое на ее нагревание от нулевой температу-

ры до максимальных значений. Эта величина рассчитывается как часть годового теплооборота:

$$Q_{t>0} = C \sum_{i_0}^{i_n} t_{\max} (h_{i+1} - h_i),$$

где $Q_{t>0}$ – теплообеспеченность, ккал/(м²·год); C – теплоемкость, ккал/(м³·°C); t_{\max} – максимальная за год среднесуточная температура почвы в слое i , °C; h – глубина, м; индекс i соответствует номеру слоя почвы; i_0 обозначает приповерхностный слой; i_n – слой почвы с нулевой максимальной температурой (подошва слоя сезонного протаивания).

В качестве исходных данных использовались максимальные среднесуточные температуры. В связи с потерей части результатов температурных замеров, которая неизбежна при автоматическом мониторинге, в ходе вычисления теплообеспеченности мы использовали точки, расположенные на огибающих хода температуры в годовом цикле теплообмена. Для построения огибающих значения t_{\max} , полученные при мониторинге, аппроксимировались с помощью степенной функции второго порядка (рис. 1). Площадь между линией нулевой температуры и огибающей кривой максимальных температур пропорциональна теплообеспеченности почвы ($Q_{t>0}$).

На рис. 1 видно, что отклонения измеренных значений от вычисленных не превышают среднеквадратичных отклонений, характеризующих результаты измерений на наблюдательных площадках. Массив значений t_{\max} , найденных по огибающим, в отличие от ряда данных мониторинга, не содержит пропусков. Поэтому данные, полученные по аппроксимирующим кривым, пригодны для количественной оценки распределения температуры так же, как и результаты прямых измерений.

Оценки теплообеспеченности почв, сделанные на основе огибающих, позволяют получать результаты, пригодные как для анализа временных рядов, так и для сопоставления различных почвенных профилей. В расчетах теплообеспеченности суглинистых и песчаных почв использовали разные значения теплоемкости. Для суглинистого состава теплоемкость принимали равной 900 ккал/(м³·°C), для песчаного (R16, R21) – 700 ккал/(м³·°C). Принятые значения соответствуют распространенным оценкам теплоемкости грунтов в талом состоянии [Ершов и др., 1984; Теплофизические расчеты..., 1989].

СЕЗОННАЯ И МНОГОЛЕТНЯЯ ДИНАМИКА ТЕМПЕРАТУРНЫХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ

Сезонная динамика температур ряда изучаемых почв приводится на термоизоплетах, построенных по средним данным за период мониторинга (рис. 2).

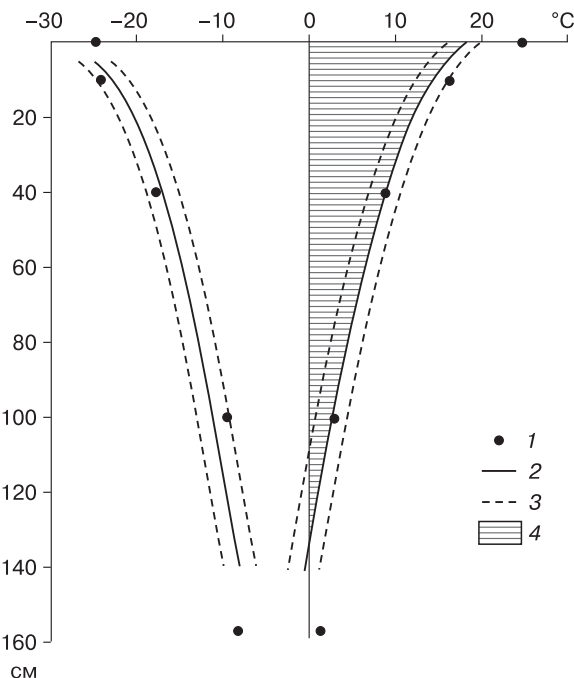


Рис. 1. Огибающие распределения температуры почвы в годовом цикле теплообмена.

1 – максимальные и минимальные среднесуточные значения температуры почвы; 2 – огибающие кривые; 3 – границы области, в которой доверительная вероятность ≥95 %; 4 – область, соответствующая теплообеспеченности почвы.

В наиболее северных и западных точках наблюдения (R29A, R31) сезонное протаивание почв начиналось в конце мая–середине июня, а в пределах Колымской низменности – почти одновременно во второй-третьей декаде мая и лишь изредка в начале июня (см. рис. 2). Исключениями были таежная точка R36 в районе пос. Андрюшкино, где проникновение положительных температур в почвенный профиль происходило на 1–2 недели позже остальных точек, и остепненные участки таежной зоны, где в силу южной экспозиции оно наблюдалось уже в конце апреля–начале мая (см. рис. 2, з). Запаздывание начала протаивания почв западных точек (R29A, R31) по сравнению с восточными хорошо согласуется с более поздним переходом температуры воздуха от отрицательных значений к положительным по данным метеостан-

ций Тикси и Чокурдах, чем на станции Черский [Федоров-Давыдов и др., 1918, рис. 1]. Промежуточные сроки перехода температуры воздуха через 0 °С отмечаются для метеостанции Андрюшкино.

Почвы Северной Якутии протаивают с разной скоростью. В арктической тундре (R29A) нулевая изотерма достигала глубины 10 см в конце июня–первой половине июля. Суглинистые почвы типичной и южной тундр протаивали до этой отметки в июне, песчаные – в конце мая–начале июня, а большинство таежных почв – во второй-третьей декаде мая.

До глубины 20 см положительные температуры в профиле арктического глеезема распространялись в первой–второй декаде июля (см. рис. 2, а), а наиболее холодным летом 2009 г. даже в начале августа. В почве типичной тундры это на-

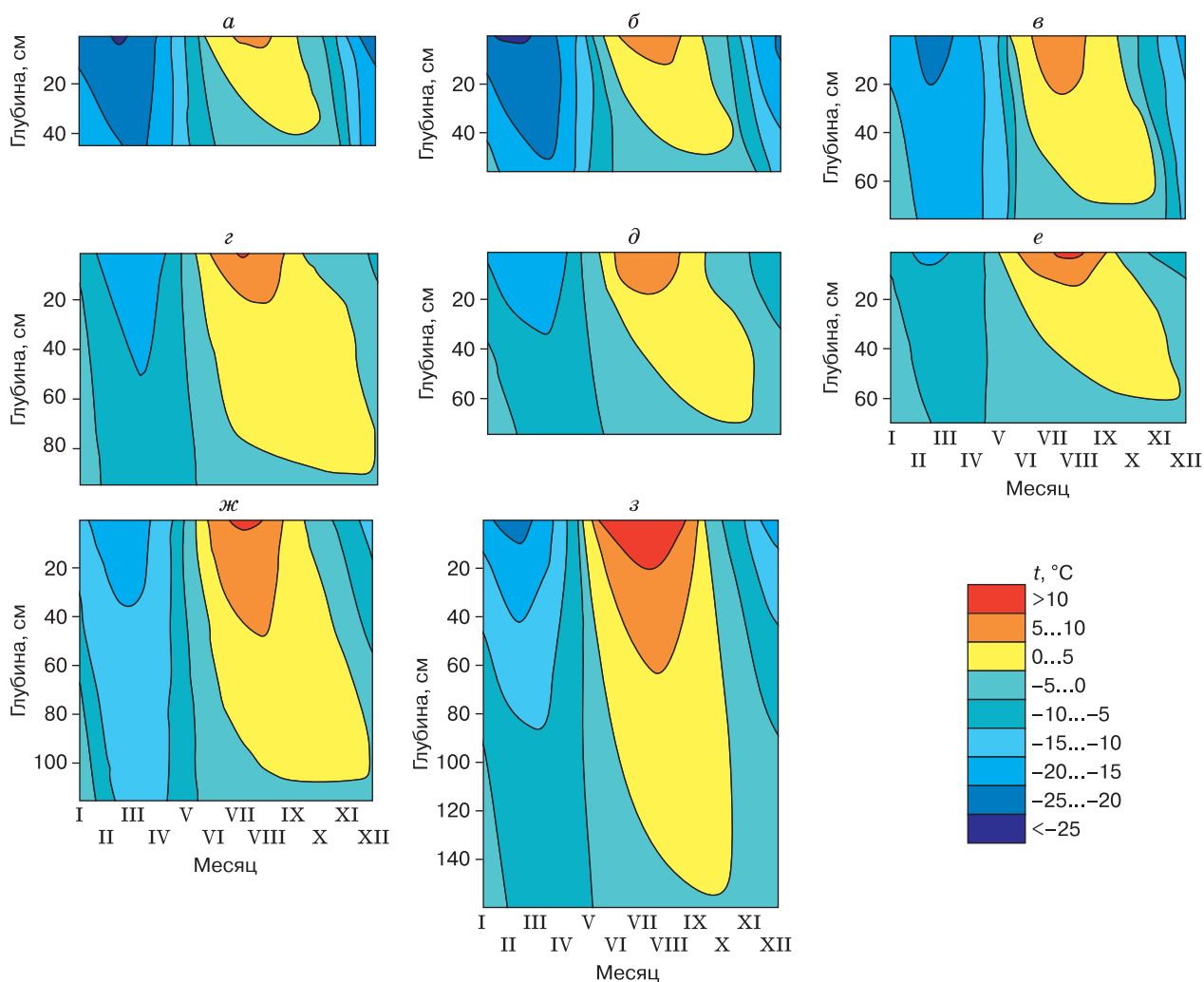


Рис. 2. Хроноизоплеты температуры почв, построенные по средним за период наблюдений данным для точек:

а – “п-ов Быковский (едома)” (R29A); б – “мыс Малый Чукочий (едома)” (R13); в – “р. Алазея” (R22); г – “г. Родинка (водораздел)” (R18); д – “р. Омолон” (R35); е – “г. Родинка (склон-2)” (R18С); ж – “оз. Ахмело” (R21); з – “р. Пантелеиха” (Pan1).

блюдалось в середине–конце июня (см. рис. 2, б), а в 2009 г. – в начале июля. Суглинистые почвы южной тундры протаивали до глубины 20 см в течение июня, причем самая южная из них (R22, см. рис. 2, в) – в начале месяца. В пределах тундрового наноконтекста этот процесс запаздывал примерно на месяц в торфяно-глееземах западинок, где средняя температура июня всегда была отрицательной.

Песчаные подбурсы протаивали до глубины 20 см несколько раньше суглинистых почв тундровой зоны: “теплый” подбур (R21, см. рис. 2, ж) – в конце мая–начале июня, а “холодный” (R16) – в первой половине июня. В большинстве таежных почв установление положительных температур на этой глубине наблюдалось в разные сроки июня, на склонах южной экспозиции – в конце мая–начале июня, а в торфяно-криоземе – в конце июня–начале июля (см. рис. 2, е). Ксероморфные таежно-степные почвы протаивали до 20 см раньше всего – в первой-второй декаде мая (см. рис. 2, з), поэтому только у них средняя температура мая на этой глубине положительная.

Таблица 1. Продолжительность (сутки) периода существования разных температур на глубинах 20, 40 и 50 см в почвах Северной Якутии

Номер точки	Интервал температур, °С				
	>0	>5	>10	-0	<0
<i>На глубине 20 см</i>					
R29A	42–79	0	0	27–50	254–283
R13	71–105	0–36	0	20–40	230–270
R31	74–91	1–29	0	22–45	246–252
R14	82–106	0–35	0	19–41	238–264
R22	106–115	20–66	0	29–34	221–225
R16	101–104	30–69	0–18	8–27	234–253
R21	107–124	45–87	0–21	13–45	211–242
R18	99–117	19–31	0	48–73	176–207
R18B	109–123	43–59	0	83	159–173
R18C	83–88	0	0	50–111	171–227
R35	94–108	0–44	0	30–53	212–231
R36	86–93	0–27	0	43–49	220–230
CH-2	145–153	109–130	72–98	4–14	199–216
<i>На глубине 40 см</i>					
R18B	82–93	0	0	76–101	182–196
R18C	64–67	0	0	72–107	194–226
Pan1	130–139	70–90	0–2	7–41	194–219
<i>На глубине 50 см</i>					
R13	0–55	0	0	0–70	260–365
R14	43–59	0	0	31–54	253–291
R22	72–100	0	0	37–51	221–256
R22A	60	0	0	44	261
R16	76–102	0–12	0	41–49	222–240
R21	90–108	0–56	0	42–70	201–217
R18	80–96	0	0	53–90	180–226

В профиль почвы арктической тундры положительные температуры на глубину 50 см не проникали (см. рис. 2, а). В типичной тундре мыса Малого Чукочьего протаивание криозема до этой глубины происходило в июле, но не каждый год. Для южной тундры оно наблюдалось в первой-второй декаде июля, а в холодном 2009 году – в начале августа. В течение июля до глубины 50 см протаивала и криометаморфическая таежная почва (R18, см. рис. 2, з). Из всех зональных вариантов выделялся “теплый” подбур (R21), в профиле которого нулевая изотерма достигала 50 см уже во второй-третьей декаде июня (см. рис. 2, ж). В подбуре средняя температура июня на этой глубине могла быть как отрицательной, так и положительной.

Период существования околонулевых температур в процессе протаивания в тундровых почвах (гл. 20 и 50 см) продолжался от 0 до 10–12 сут. В лесных профилях его продолжительность могла доходить до 22 и даже 35 сут в случае торфяно-криозема (R18C), а в криометаморфической почве южного склона (R18B) она не превышала 5 сут. В начале или середине июня некоторые почвы (R13, R14, R35 и R18C) на глубинах 10–20 см могли испытывать возвращение отрицательных температур на короткий срок (около суток).

Среднесуточные температуры выше 5 °С в глееземе арктической тундры распространялись до глубины 10 см, в криоземах типичной и южной тундр – до 30–35 см, а в почвах северной тайги – до 30–40 см. На глубине 10 см в почве п-ова Быковского (R29A) они появлялись в июле, а в более южных вариантах обычно уже в июне. Продолжительность периода существования температур >5 °С на этой глубине в суглинистых почвах арктической тундры составляла 0–22 сут, типичной и южной тундр – 6–69 сут, а северной тайги – 50–77 сут.

В профиль глеезема арктической тундры изотерма 5 °С на глубину 20 см не проникала. В криоземах типичной и южной тундр она достигала этой глубины для большинства лет: обычно в июле, реже в августе. У границы с северной тайгой (R22) и в северной тайге (R18, R18B) температуры выше 5 °С присутствовали на 20 см ежегодно в июле и августе, а в таежной криометаморфической почве южного склона еще и в сентябре. В аномально теплом 2007 году они появлялись на этой глубине уже во второй-третьей декаде июня. В криоземе и глееземе заболоченных лесов (R35, R36) эти температуры на глубине 20 см наблюдались не каждый год, а в торфяно-криоземе (R18C) отсутствовали вообще. Продолжительность периода существования температур >5 °С в большинстве суглинистых тундровых почв (R13, R14, R31) составляла 0–36 сут, в самой южной из них (R22) – 20–66 сут, в зональных почвах северной тайги (R18, R18B) – 19–59 сут, а в почвах заболоченной тайги (R35, R36) – 0–44 сут (табл. 1).

В профиль песчаных подбуров Халлерчинской тундры изотерма 5°C в зависимости от года проникала до глубин 45–60 см. На 20 см температуры выше 5°C почти каждый год встречались уже в июне. Они неизменно присутствовали на этой отметке в июле и августе, а часто обнаруживались и в первой декаде сентября. В “теплом” варианте подбура (R21) на глубине 50 см температуры $>5^{\circ}\text{C}$ не встречались только в 2013 г., а в “холодном” (R16) были отмечены один раз за три года – в жарком 2007 году. Продолжительность периода господства этих температур в песчаных почвах составляла 53–93 сут на глубине 10 см; 30–87 сут на 20 см; 0–56 сут на 50 см (см. табл. 1).

В таежно-степных почвах температуры выше 5°C с мая по сентябрь постоянно наблюдались на глубинах 10, 20 и 40 см (см. рис. 2, з) и с июня по сентябрь – на 70 см (Pan1).

Активные среднесуточные температуры ($>10^{\circ}\text{C}$) в отдельные годы проникали в профиль некоторых суглинистых почв тундры (R13, R31) и тайги (R35) на глубину 10 см, это наблюдалось в июле или августе. В таежной почве они встречались чаще и существовали дольше. Изотерма 10°C в теплые годы почти вплотную подходила к отметке 20 см, но не пересекала ее. На это указывают максимальные среднесуточные значения температуры на данной глубине: $9.1\text{--}10.0^{\circ}\text{C}$ для южной тундры и $9.4\text{--}9.6^{\circ}\text{C}$ для северной тайги.

В песчаных подбурх среднесуточные температуры выше 10°C , по-видимому, распространяются до глубин 25–30 см. На 10 см они появляются уже в июне, на 20 см – в июле или августе. В “теплом” варианте подбура (R21) присутствие активных температур на 20 см имело место в 7 из 9 лет наблюдения, а в “холодном” (R16) – в 1 из 3 лет. На 10 см они держались до двух месяцев, на 20 см – не более трех недель (18–21 день) в году (см. табл. 1).

В таежно-степных почвах среднесуточные температуры выше 10°C на глубинах 10 и 20 см с июня по август фиксировались ежегодно, а в мае и сентябре – в 2 из 3 лет наблюдений. На глубинах 40 и 70 см они встречались (июль–август) лишь в одном году. Продолжительность господства температур $>10^{\circ}\text{C}$ на 20 см в точке СН-2 составляла 72–98 сут (см. табл. 1), выше 15°C – 27–36 сут, выше 20°C – 0–5 сут. На глубине 70 см период существования активных температур в этом профиле мог доходить до 16 сут, а температуры $>15^{\circ}\text{C}$ не встречались.

Наиболее высокие температуры в почвах Северной Якутии на глубине 20 см могут фиксироваться как в июле, так и в августе. Например, в водораздельном профиле северной тайги (R18) максимальные значения имели место в августе, а на южном склоне уже в июле. На 50 см термический максимум всегда приходится на август.

Спад почвенных температур в большинстве случаев наблюдается в конце августа. В сентябре протаивание профилей достигает максимальных значений. По мощности сезонного слоя (СТС) под положительными элементами нанорельефа изучаемые биогеоценозы различались между собой более чем в 3 раза. Средние величины сезонного протаивания составляли: 40–69 см для тундровых глееземов и криоземов, 75–107 см для тундровых подбуров, 90–100 см для таежных криометаморфических почв, 60–70 см для таежных глееземов, криоземов и торфяно-криоземов, 45–54 см для болотных разностей, 65 см для аллювиальной почвы и 154 см для таежно-степной почвы [Федоров-Давыдов и др., 2018, табл. 2]. Детальные сведения о закономерностях и глубинах протаивания почв содержатся в работах [Федоров-Давыдов и др., 2004; Fedorov-Davydov et al., 2008].

Промерзание почв на островах происходило с первой декады сентября [Доронина, 1963; Григорьев, 1966]. В материковой тундре этот процесс обычно начинался во второй-третьей декаде сентября, а в подзоне северной тайги – в начале октября. Различия в сроках начала промерзания исследуемых почв не превышали трех недель. Близкие даты перехода к отрицательным значениям на всей изучаемой территории наблюдаются и для температуры воздуха [Федоров-Давыдов и др., 2018, рис. 1].

Продолжительность господства положительных температур в большей степени определяется сроками начала протаивания профиля и скоростью этого процесса. На глубине 20 см данный период мог насчитывать от 42–79 сут в глееземе арктической тундры до 145–153 сут в таежно-степной почве (см. табл. 1). По средней длительности существования температур $>0^{\circ}\text{C}$ изученные нами почвы различались между собой в 2.3 раза, а в пределах зонального ряда – в 1.8 раза. На глубине 50 см продолжительность периода положительных температур в зональных почвах различалась еще сильнее – в 3.6 раза (см. табл. 1).

По среднему количеству дней с температурой $>0^{\circ}\text{C}$ на глубине 20 см почвы Северной Якутии могут быть разделены на четыре группы: 1) глеезем арктической тундры – 64 дня; 2) большинство тундровых криоземов (R13, R14, R31), глеезем заболоченной тайги (R36) и торфяно-криозем (R18C) – 84–92 дня; 3) тундровый криозем вблизи от границы с тайгой (R22), песчаные тундровые подбуры (R16, R21), почвы заболоченной или слабозаболоченной тайги (R18, R18B, R35) – 102–116 дней; 4) таежно-степная почва (СН-2) – 150 дней (см. табл. 1). На глубине 50 см средняя продолжительность теплого периода для второй группы почв составляла 27–51 сут, а для третьей – 82–97 сут (см. табл. 1). В подбурх период господства положительных температур на 20 см мог до-

ходить до четырех месяцев. Заметим, что Д.Д. Саввинов [1976], изучавший более северный вариант аналогичных песчаных почв и при более низких температурах воздуха, ограничивал его тремя месяцами.

После начала осеннего промерзания во всем профиле устанавливались околонулевые температуры. В большинстве суглинистых тундровых почв это происходило через 1–2 дня после появления отрицательных значений на поверхности. В более теплых вариантах понижение температуры профиля до нулевых отметок запаздывало на 3–4 дня в лесных зональных почвах, на 4–5 дней в подбурях, на 4–8 дней в тундровом криоземе вблизи от границы с тайгой и на 3–10 дней в таежно-степных почвах. Максимальные сроки задержки установления околонулевых температур по всему профилю обычно приходились на наиболее теплые годы, когда почвы за лето накапливали большее количество энергии.

Деятельный слой промерзает преимущественно сверху. Частичное промерзание снизу фиксируется не во всех точках наблюдения и далеко не каждый год. В целом это явление более характерно для тундровых почв, как зональных, так и интразональных (алас-лагуна (R29D), заболоченная балка (R22A)) экосистем. Степень его проявления возрастает с юга на север, что согласуется с концепцией М.И. Сумгина [Сумгин и др., 1940] и коррелирует со среднегодовой температурой почвы [Павлов, 1965, 1975]. Более полное промерзание снизу реализуется в морском климате [Павлов, 1979; Романовский, 1993]. В почве арктической тундры о. Фаддеевского таким образом промерзала почти половина профиля [Доронина, 1963]. В материковой Якутии это явление наблюдалось в тундровой зоне у пос. Казачьего [Григорьев, 1966].

В исследуемых нами суглинистых почвах тундры промерзание снизу в среднем имело место более чем в половине лет наблюдения после холодных летних сезонов (1998, 1999, 2009, 2012, 2013 гг.). Такая закономерность была отмечена и ранее [Давыдов, Буценко, 1992]. Песчаные тундровые почвы промерзали только сверху. В отдельные годы промерзание снизу наблюдалось и в зональной почве северной тайги. На склоне южной экспозиции (R18B) оно было установлено по температурным данным осенью 2005 г., а с помощью мерзлотометров Данилина – в 1989 г. Длительность периода промерзания снизу в зональных тундровых почвах составляла от 3–8 до 22–34 сут, максимальной (67 сут) она была в болотном торфяно-глееземе (R29D) и в криометаморфической таежной почве южного склона (R18B). Большинство профилей начинало промерзать сверху, а не снизу. Исключением явился торфяно-глеезем п-ова Быковского (R29D), где в 2009 г. промерзание снизу было зафиксировано на три недели раньше.

Продолжительность существования осенней “нулевой завесы” изменялась в широких пределах в зависимости от погодных условий и предзимней влажности почвы. Она закономерно увеличивалась сверху вниз по профилю. В тундровой зоне средняя продолжительность этого периода на глубине 20 см насчитывала 22–30 сут в суглинистых криоземах и глееземе и 17–24 сут в песчаных подбурях, на глубине 50 см – 38–60 сут в суглинистых почвах и 46–50 сут в подбурях (см. табл. 1). В торфяно-глееземе западинки (R22) господство околонулевых температур продолжалось на две недели дольше, чем в криоземе бугорка. В почвах таежной зоны изотермический период на глубине 20 см длился несколько дольше: от 43–78 сут в окрестностях пос. Черского (R18, R18B, R18C) до 30–41 сут в точках R35 и R36. Разница, по-видимому, связана с уменьшением количества зимних осадков и усилением суровости зимы на территории Колымской низменности с востока на запад [Федоров-Давыдов и др., 2018, табл. 1]. В ксероморфных таежно-степных почвах на 20 см этот период длился в среднем всего 6 дней.

В нижней части профиля период существования околонулевых температур в суглинистых тундровых почвах насчитывал 37–57 сут, в песчаных тундровых подбурях – 59–97 сут, а в таежных вариантах – 49–94 сут. Промерзание лесных почв окрестностей пос. Черского в отдельные годы продолжалось до 105–107 дней (3.5 месяца). В профилях таежно-степных почв смыкание двух фронтов мерзлоты происходило через 37–63 сут после установления околонулевых температур на поверхности.

Окончание промерзания тундровых криоземов и глеезема наблюдалось с середины октября по первую декаду ноября, а на границе с таежной зоной (R22) – во второй-третьей декаде ноября. Близкие сроки для тундровых почв Якутии ранее отмечали и другие исследователи [Толстов, 1965; Григорьев, 1966]. Смыкание фронтов сезонной и многолетней мерзлоты в профиле “холодного” подбуря происходило со второй декады ноября по середину декабря, а “теплого” – с середины декабря по первую декаду января. Водораздельная криометаморфическая почва (R18) и торфяно-криозем (R18C) окрестностей пос. Черского промерзали примерно в те же сроки, что и “теплый” подбур. Более низкие температурные градиенты в тайге компенсировались меньшей мощностью СТС. Однако на склоне южной экспозиции (R18B) окончание промерзания происходило в январе или даже в первой декаде февраля. Таежно-степные почвы в разные годы промерзали по-разному, завершение процесса наблюдалось в период с третьей декады октября по начало декабря.

Для сравнения следует указать, что на европейском Северо-Востоке промерзание мерзлот-

ных почв может продолжаться до весны [Мажитова, 2008].

На глубине 20 см наиболее низкие температуры почв отмечались в феврале или марте, на 50 см – всегда в марте.

Зимой в большинстве тундровых почв Северной Якутии наблюдались среднесуточные температуры ниже -25°C . В почвах арктической и типичной тундр на глубинах до 10–15 см они встречались ежегодно, на глубинах до 30–50 см периодически. В криоземах южной тундры температуры ниже -25°C фиксировались не каждой зимой и распространялись до 20–50 см. Среднесуточные температуры ниже -20°C в суглинистых почвах арктической и типичной тундр встречались по всему профилю ежегодно, а южной тундры – не каждый год. В песчаных подбурях значения ниже -25°C были обнаружены в отдельные годы на глубине 10–20 см. Температуры ниже -20°C в “холодном” варианте подбура встречались ежегодно до 60 см и периодически – до 80 см; в “теплом” варианте они обнаруживались не каждый год и проникали в профиль до 50 см.

Различались по зимним показателям и почвы таежной зоны. В лесном криоземе (R35) и глееземе (R36) температуры ниже -15°C присутствовали в верхних горизонтах (до 10–20 см) не каждый год, а ниже -10°C по всему профилю ежегодно. В водораздельной криометаморфической почве окрестностей пос. Черского (R18) температуры ниже -10°C в отдельные годы встречались по всему

профилю, а на склоне южной экспозиции (R18B, R18C) отсутствовали. В сухих таежно-степных почвах изотерма -20°C проникала глубже 20 см, изотерма -15°C – до 40–70 см.

Весенняя инверсия температурного поля имела место обычно во второй-третьей декаде апреля или в начале мая.

Господство отрицательных температур (мерзлотный период) в почвах тундры почти всегда продолжалось дольше, чем в почвах тайги. По средним данным температуры $<0^{\circ}\text{C}$ на глубине 20 см присутствуют 265 дней в глееземе арктической тундры (R29A), 247–250 дней в большинстве тундровых криоземов, 223 дня в криоземе на границе с тайгой (R22), 222–230 дней в песчаных подбурях, 221–224 дня в почвах заболоченной тайги (R35, R36), 167–199 дней в таежных вариантах окрестностей пос. Черского (см. табл. 1). Принято считать, что в мерзлотных почвах продолжительность периода существования отрицательных температур увеличивается сверху вниз по профилю [Макеев и др., 1974]. В нашем случае такая закономерность выявлялась не всегда. Так, из-за быстрого промерзания верхних горизонтов сухих подбуров и таежно-степных почв мерзлотный период на глубине 20 см обычно продолжался дольше, чем на 40–50 см, где фазовые переходы происходили медленнее (см. табл. 1). Другим примером являются таежные почвы южного склона (R18B, R18C), для которых из-за позднего смыкания фронтов сезонной и многолетней мерзлоты макси-

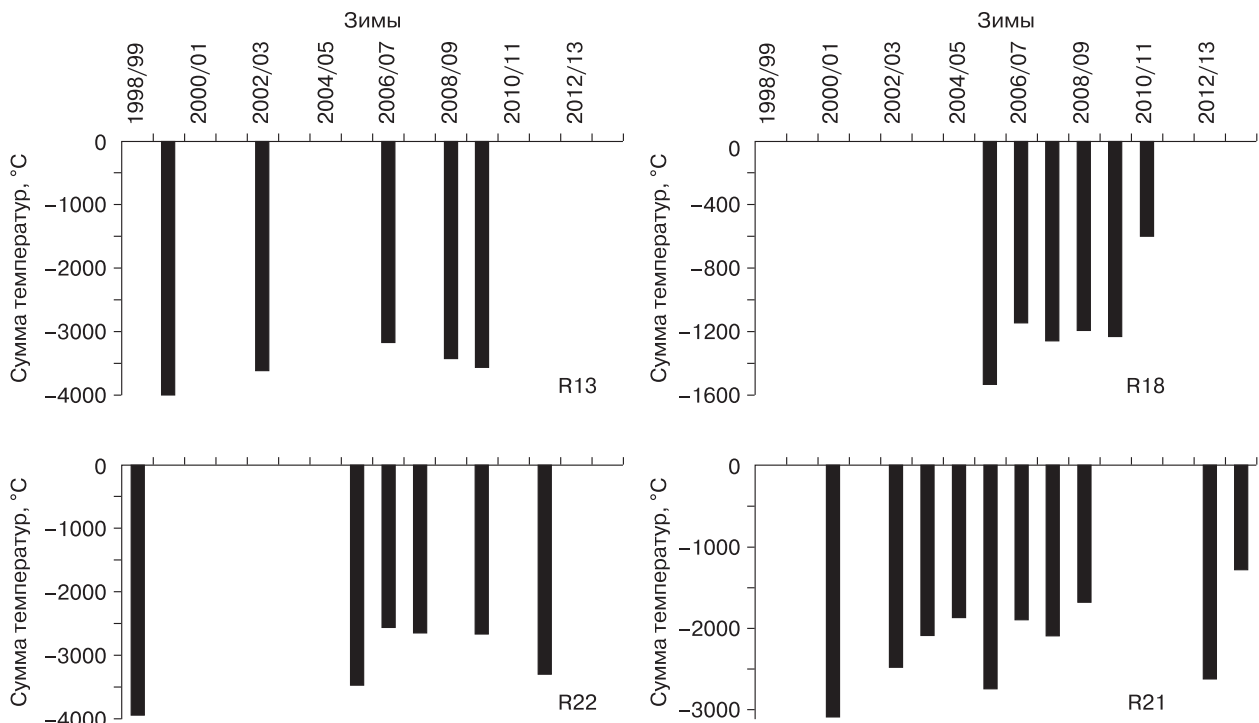


Рис. 3. Годовая динамика суммы отрицательных среднесуточных температур различных почв на глубине 20 см.

мальная продолжительность отрицательных температур наблюдалась не в нижней, а в средней части профиля.

Остановимся также на многолетней динамике термических показателей. По годовым суммам положительных температур трудно проследить какое-либо направленное изменение. Эти величины целиком определяются особенностями того или иного года. На период наших наблюдений приходились годы как с аномально теплым (2007 г.), так и с аномально холодным (2009 г.) летом. Гораздо более определенно выглядит динамика годовых сумм отрицательных температур (рис. 3). В этой динамике с конца 1990-х гг. отчетливо прослеживается тенденция к потеплению почв в зимнее время, происходящему вслед за повышением температур воздуха, что согласуется с общим изменением климата Северной Евразии в последние десятилетия. Здесь, как всегда, встает вопрос о “глобальности” подобного потепления: какому циклу колебания климата с каким периодом оно соответствует. К сожалению, полученные нами данные страдают и неполнотой, и недостаточным объемом – малой продолжительностью наблюдений. Поэтому для выявления картины изменения термического состояния почв более надежным показателем по-прежнему остается мощность сезонного слоя.

ТЕПЛОБЕСПЕЧЕННОСТЬ ПОЧВ

Данные температурного мониторинга позволили рассмотреть вопрос о затратах тепла на прогревание почв и проследить изменения теплообеспеченности в их эколого-генетических рядах. В каждом из профилей значения этого показателя год от года изменяются в широких пределах (табл. 2). Наиболее низкие значения в большинстве случаев были зафиксированы в холодное лето 2009 г., наиболее высокие – в теплые 2007 и 2010 гг. По средним величинам теплообеспечен-

ности почвы Северной Якутии различаются более чем в 10 раз: минимальные значения характерны для глеезема арктической тундры (R29A), а максимальные – для щебнистой таежно-степной почвы, подстилаемой скальной породой (СН-2).

Распределение величины теплообеспеченности среди тундровых вариантов подчиняется зональности, точнее, подзональности: от арктической тундры к границе с северной тайгой она изменяется с 1360 до 3540 ккал/(м²·год). В этот диапазон значений попадают также годовые энергетические затраты на прогревание таежного криозема (R35), торфяно-криозема (R18С) и аллювиальной иловато-перегнойно-глеевой почвы (Amb). “Холодный” вариант песчаного подбуря по средней теплообеспеченности практически не отличается от южного варианта суглинистого криозема. Следующую ступень образуют криометаморфические почвы тайги (3930–4630 ккал/(м²·год)). Несколько выше значения этого показателя у “теплого” варианта подбуря. И наконец, наивысшая теплообеспеченность (9250–13440 ккал/(м²·год)) характерна для ксероморфных таежно-степных почв. При всей условности приведенных оценок полученный ряд значений наглядно демонстрирует, насколько сильно формирование генетически различных почв зависит от количества поступающей в них тепловой энергии.

ВЫВОДЫ

1. По средней продолжительности господства положительных температур на глубине 20 см все изученные почвы Северной Якутии различаются между собой в 2.3 раза, а суглинистые почвы зонального ряда – в 1.8 раза. Разница в длительности теплого периода на глубине 50 см еще более существенна.

2. Переувлажнение, заболачивание и увеличение мощности органогенного горизонта приводят к сокращению периода положительных темпера-

Таблица 2. Теплообеспеченность почв Северной Якутии (ккал/(м²·год))

Год	R29A	R13	R31	R22	R18	R18B	R35	R18C	Amb	R16	R21	Pan1	СН-2
1999	–	–	–	2395	–	–	–	–	–	–	–	–	–
2000	–	1993	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
2004	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	5404	–	–
2005	–	–	–	–	–	4813	–	–	–	–	6039	–	–
2006	–	–	–	3363	3592	4439	–	1553	–	2765	4531	8123	–
2007	–	3159	–	4418	4714	–	–	2420	–	–	7030	11001	–
2008	–	3374	–	4390	–	–	–	–	–	–	5514	8617	12940
2009	863	2040	2600	3312	–	–	1945	1552	2115	3321	3584	–	–
2010	1642	3669	3659	4455	3482	–	2259	–	3194	4520	–	–	14560
2011	1565	–	3409	3247	–	–	2767	–	–	–	–	–	12823
2012	–	–	–	2762	–	–	3267	–	–	–	–	–	–
2013	–	–	2359	–	–	–	3852	–	–	–	4187	–	–
2014	–	–	2885	–	–	–	–	–	–	–	5044	–	–
Среднее	1357	2847	2981	3543	3929	4626	2818	1842	2654	3535	5167	9247	13441

тур и температур выше 5 °С в почвенном профиле, что проявляется как на уровне тундрового наноконтекста, так и на уровне мезоструктуры почвенного покрова.

3. В осеннее время деятельный слой промерзает преимущественно сверху. Частичное промерзание почвы снизу фиксируется главным образом в тундровой зоне в годы с холодными летними сезонами; начинается оно, как правило, позднее установления отрицательных температур на дневной поверхности. Частота встречаемости этого явления возрастает с юга на север. В песчаных почвах промерзание снизу не наблюдается.

4. Длительность осеннего промерзания профиля изменяется от 1–2 месяцев в случае тундровых криоземов и глеезема до 2,5–3,5 месяцев в случае таежных криометаморфических почв, торфяно-криозема и “теплого” варианта подбюра. Период действия “нулевой завесы” на одних и тех же глубинах в таежных почвах продолжается дольше, чем в тундровых, а в суглинистых дольше, чем в песчаных.

5. На основании динамики годовых сумм отрицательных температур почв тундры и тайги с конца 1990-х гг. прослеживается тенденция к потеплению почвенного климата, согласующаяся с повышением температуры воздуха.

6. По теплообеспеченности почвы Северной Якутии различаются между собой примерно в 10 раз, образуя следующий ряд: тундровые суглинистые почвы, таежные глееземы, криоземы и торфяно-криоземы, аллювиальные почвы < тундровые подбюры и таежные криометаморфические почвы < таежно-степные почвы.

Работа выполнена в рамках международных научных программ “Циркумполярный мониторинг деятельного слоя” (CALM) и “Температурное состояние многолетней мерзлоты” (TSP), а также при финансовой поддержке РФФИ (проект № 07-05-00313).

Литература

Григорьев Н.Ф. Многолетнемерзлые породы приморской зоны Якутии. М., Наука, 1966, 180 с.
 Grigoriev, N.F., 1966. Permafrost in the Primorsky Zone of Yakutia. Nauka, Moscow, 180 pp. (in Russian)

Давыдов С.П., Буценко А.Н. Динамика теплового переноса в криогенных почвах Северо-Востока Якутии // Материалы I Междунар. конф. “Криопедология (криогенные почвы: влияние криогенеза на процессы и особенности почвообразования)” (Пушино, 10–14 нояб., 1992 г.) и Рос.-амер. семинара “Криопедология и глобальные изменения” (Пушино, 15–16 нояб., 1992 г.). Пушино, 1992, с. 145–150.
 Davydov, S.P., Butsenko, A.N., 1992. The dynamics of heat-mass transfer in cryogenic soils of North-East Yakutia, in: Cryopedology (Cryosols: The effect of cryogenesis on the processes and peculiarities of soil formation). Proc. I Intern. Conf. (Pushchino, 10–14 November, 1992); Cryopedology and Global Change. Proc. Joint Russian-American Seminar (Pushchino, 15–16 November, 1992), Pushchino, pp. 180–184.

Доронина Н.А. Некоторые метеорологические характеристики северо-восточной части острова Фаддеевского // Тр. Арктического и Антарктического НИИ ГУСМП. Т. 224. Новосибирские острова. Л., Гидрометеиздат, 1963, с. 133–142.

Doronina, N.A., 1963. Some meteorological parameters of north-eastern Faddeyevsky Island, in: New Siberian Islands, Transactions of Arctic and Antarctic NII GUSMP, Gidrometeoizdat, Leningrad, pp. 133–142. (in Russian)

Ершов Э.Д. Теплофизические свойства горных пород / Э.Д. Ершов, И.А. Комаров, В.Г. Чевеверев и др. М., Изд-во Моск. ун-та, 1984, 203 с.

Yershov, E.D., Komarov, I.A., Cheverev, V.G., Kronik, Ya.A., Gavriliev, R.I., Motenko, R.G., 1984. Thermal Properties of Rocks. Moscow University Press, Moscow, 203 pp. (in Russian)

Мажитова Г.Г. Температурные режимы почв в зоне несплошной многолетней мерзлоты европейского Северо-Востока России // Почвоведение, 2008, № 1, с. 54–67.

Mazhitova, G.G., 2008. Soil thermal regime in areas of discontinuous permafrost in northeastern European Russia. Pochvovedenie, No. 1, 54–67.

Макеев О.В., Дугаров В.И., Цыбжитов Ц.Х. Особенности температурного режима почв на многолетнемерзлых и сезоннопромерзающих материнских породах (на примере Забайкалья) // Почвенный криогенез. К X Междунар. конгрессу почвоведов / Под ред. О.В. Макеева. М., Наука, 1974, с. 152–161.

Makeev, O.V., Dugarov, V.I., Tsybzhitov, Ts.Kh., 1974. Features of temperature patterns in soils upon perennially and seasonally frozen rocks (case study of Transbaikalia), in: Makeev, O.V. (Ed.), Soil Cryogenesis, Proc. X Intern. Conf. on Soil Science, Nauka, Moscow, pp. 152–161. (in Russian)

Макеев О.В., Остроумов В.Е. Температурное поле и годовые теплообороты в почвах // Успехи почвоведения: Советские почвоведы к XIII Междунар. конгрессу почвоведов, Гамбург / Под ред. В.А. Ковды, М.А. Глазвской. М., Наука, 1986, с. 27–32.

Makeev, O.V., Ostroumov, V.E., 1986. The temperature field and its seasonal variations in soils, in: Kovda, V.A., Glazovskaya, M.A. (Eds.), Progress in Soil Science: Soviet Soil Scientists to the XIII Intern. Conf., Gamburg, Nauka, Moscow, pp. 27–32. (in Russian)

Павлов А.В. Теплообмен промерзающих и протаивающих грунтов с атмосферой. М., Наука, 1965, 254 с.

Pavlov, A.V., 1965. Heat Exchange of Freezing and Thawing Soils with the Atmosphere. Nauka, Moscow, 254 pp. (in Russian)

Павлов А.В. Теплооборот почвы с атмосферой в северных и умеренных широтах территории СССР. Якутск, Кн. изд-во, 1975, 302 с.

Pavlov, A.V., 1975. Soil and Atmosphere Heat Exchange in Northern and Middle Latitudes in the USSR Territory. Knizhnoe Izdatelstvo, Yakutsk, 302 pp. (in Russian)

Павлов А.В. Теплофизика ландшафтов. Новосибирск, Наука, 1979, 285 с.

Pavlov, A.V., 1979. Landscape Thermophysics. Nauka, Novosibirsk, 285 pp. (in Russian)

Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. М., Изд-во Моск. ун-та, 1993, 336 с.

Romanovskiy, N.N., 1993. Fundamentals of Cryogenesis in the Lithosphere. Moscow University Press, Moscow, 336 pp. (in Russian)

Саввинов Д.Д. Гидротермический режим почв в зоне многолетней мерзлоты. Новосибирск, Наука, 1976, 254 с.

Savinov, D.D., 1976. Soil Hydrothermal Regime in Permafrost. Nauka, Novosibirsk, 254 pp. (in Russian)

Сумгин М.И. Общее мерзлотоведение / М.И. Сумгин, С.П. Качурин, Н.И. Толстикхин, В.Ф. Тумель. М.; Л., Изд-во АН СССР, 1940, 340 с.

Sumgin, M.I., Kachurin, S.P., Tolstikhin, N.I., Tumel, V.F., 1940. General Geocryology. USSR Academy of Sciences Publishing House, Moscow; Leningrad, 340 pp. (in Russian)

Теплофизические расчеты объектов народного хозяйства, размещаемых в горных выработках / Под ред. М.А. Жариковой. М., Стройиздат, 1989, 80 с.

Zharikova, M.A. (Ed.), 1989. Thermal Calculations for Production Objects in Mines. Stroizdat, Moscow, 80 pp. (in Russian)

Толстов А.Н. Промерзание пород в низовьях Индигирки // Колыма, 1965, № 9, с. 32–33.

Tolstov, A.N., 1965. Freezing of rocks in the Indigirka lower reaches. Kolyma, No. 9, 32–33.

Федоров-Давыдов Д.Г., Давыдов С.П., Давыдова А.И. и др. Пространственно-временные закономерности сезонного протаивания почв на севере Колымской низменности // Криосфера Земли, 2004, т. VIII, № 4, с. 15–26.

Fedoryov-Davydov, D.G., Davydov, S.P., Davydova, A.I., Zimov, S.A., Mergelov, N.S., Ostroumov, V.E., Sorokovikov, V.A., Kholodov, A.L., Mitroshin, I.A., 2004. Spatial and temporal regularities of soil seasonal thawing in the North of the Kolyma lowland. Earth's Cryosphere VIII (4), 15–26.

Федоров-Давыдов Д.Г., Давыдов С.П., Давыдова А.И. и др. Термическое состояние почв Северной Якутии // Криосфера Земли, 2018, т. XXII, № 3, с. 52–66.

Fedoryov-Davydov, D.G., Davydov, S.P., Davydova, A.I., Shmelev, D.G., Ostroumov, V.E., Kholodov, A.L., Sorokovikov, V.A., 2018. The thermal state of soils in Northern Yakutia. Earth's Cryosphere XXII (3), 52–66.

Fyodorov-Davydov, D.G., Kholodov, A.L., Ostroumov, V.E., et al. Seasonal thaw of soils in the North Yakutian ecosystems // Proc. of the Ninth Intern. Conf. on Permafrost (Univ. of Alaska, Fairbanks, USA, June 29–July 3, 2008). Fairbanks, 2008, vol. 1, p. 481–486.

*Поступила в редакцию
10 августа 2016 г.*