

БУМАГА • ОТКРЫТЫЙ ДОСТУП

## Тепловой режим криозолей и подстилающих пород вечная мерзлота Северной Якутии в контексте глобального изменение климата

Ссылаться на эту статью: В.Е. Остроумов аль эт 2021 Конференция IOP. Сер.: Окружающая среда Земли. Научн. 862 012045

Посмотреть [статью онлайн](#) для обновлений и улучшений.

Вам также может понравиться

[Восстановление деградировавших тропических лесов углерод и биоразнообразие](#)

Сугент Будихарта, Эрик Мейярд, Питер Д. Эрскин и др.

[Влияние изменения климата на азотную почву выбросы оксидов и закиси азота от](#)

типичное использование земли в Шотландии С. Мединец, С. Уайт, Н. Коуэн и др.

[Разработка и полевые испытания](#)

Техническое подразделение по внедрению для Лоуленда Автоматический регистратор уровня воды (AWLR) (DTR) для измерения уровня воды в Иригационная зона низменности Джекманит, юг Калимантан

Ромораджаусия, НП Ноергохо, А Дхиакса и др.



**ECS** The Electrochemical Society  
Advancing solid state & electrochemical science & technology

**247th ECS Meeting**  
Montréal, Canada  
May 18-22, 2025  
*Palais des Congrès de Montréal*

**Showcase your science!**

**Abstract submission deadline extended: December 20**

**ECS UNITED**

## Тепловой режим криозолей и подстилающей их вечной мерзлоты на севере Якутия в контексте глобального изменения климата

В.Е. Остроумов<sup>1</sup>, Д.Г. Федоров-Давыдов<sup>1\*</sup>, А.Л. Холодов<sup>1,2</sup>, В.А. Сорокинов<sup>1</sup>, Г.Н. Краев<sup>1,3</sup>, А.В. Лупачев<sup>1</sup>, А.А. Веремеева<sup>1</sup>, С.П. Давыдов<sup>4</sup>, А.И. Давыдова<sup>4</sup>, И.Е. Еремин<sup>5</sup> и Д.Ю. Кропачев<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, 142290, Российская Федерация, Московская область, г. Пущино, ул. Институтская, д. 2

<sup>2</sup> Геофизический институт, Университет Аляски, Фэрбенкс, 2156 Коюкук др., Фэрбенкс, АК 99775, США

<sup>3</sup> Кафедра наук о Земле, Амстердамский свободный университет, 1081 HV Амстердам, Нидерланды

<sup>4</sup> Северо-Восточная научная станция Тихоокеанского института географии ДВО РАН, а/я 678830, Нижнеколымский район, Республика Саха (Якутия), д. Черский, 18, Российская Федерация

<sup>5</sup> Научно-производственное предприятие «ЭТАЛОН», 644009, г. Омск, ул. Лермонтова, 175 Российская Федерация

\*Электронная почта: muss-96@yandex.ru

Аннотация. Потепление и увеличение количества твердых осадков, проявившиеся в Северной Якутии на пороге XXI века, привели к увеличению засоленности почв. температура в зимний сезон и вечной мерзлоты. Тепловые потоки, измеренные в таежной почве на Колымской низменности выявлен дисбаланс годового поступления и потери тепла в криогенной экосистеме, составляющий 26,3–56,1% от поступающей энергии. Рост летних температур воздуха 2000-х годов вызвал повсеместное увеличение глубины сезонного протаивания почв. После снижения высоких летних температур толщина сезонного слоя (СТС) в водораздельных экосистемах Колымской низменности либо продолжала расти, либо стабилизировалась на более высоких значениях, однако в тундре Яно-Индигирской низменности СТС вернулась к исходным значениям. Что касается пойменных ландшафтов, то за 24 года наблюдений СТС увеличилась практически линейно. Заболоченные тундровые и таежные почвы, а также верховые глееземы Быковского полуострова отличались лишь временным увеличением глубины протаивания. Степень трансформации термического режима почв и мерзлоты имеет тенденцию к увеличению с запада на восток, что соответствует неоднородности климатических изменений.

### 1. Введение

Глобальное потепление, начавшееся в криолитозоне Северного полушария во второй половине 1960-х годов, в наибольшей степени охватило Западную Сибирь [1], Центральную Якутию [2], северо-западную часть Северной Америки [3] и ряд других регионов. Значительно более глубокое сезонное протаивание мерзлотных почв в последние десятилетия наблюдается на наблюдательных пунктах Марре-Сале [4], Надым [5] и Воркута [6]. Значительное повышение температуры мерзлоты зафиксировано в Западной



Контент из этой работы может быть использован в соответствии с условиями [лицензии Creative Commons Attribution 3.0](https://creativecommons.org/licenses/by/3.0/). Любое дальнейшее распространение в этой работе необходимо указать автора(ов), название работы, ссылку на журнал и DOI.

Сибири [5, 7], Большеземельской тундре [8] и в Северной Америке [9]. Отмечается частичная деградация вечной мерзлоты [8] или трансформация сливающейся мерзлоты в несливающуюся [7]. Прогнозируется дальнейшее углубление сезонноталого слоя и сокращение площади вечной мерзлоты [10, 11].

Потепление климата проявляется в повышении температуры воздуха, прежде всего, в холодные периоды года [12]. Термический режим северных мерзлотных почв также изменяется в основном за счет зимней составляющей. Динамика положительных температур почв на фоне глобального потепления также может проявляться по-разному, в частности, в ряде регионов наблюдалось понижение летней температуры из-за увеличения количества осадков [13].

Для климата Северной Якутии в начале XXI века было характерно слабое и очень слабое повышение температуры воздуха [7]. Анализ данных немногочисленных метеостанций побережья не показывает существенного повышения температуры почвы в период 1969–1990 гг. [14]. Наши наблюдения в Северной Якутии начались позднее, в середине 1990-х гг. Накопленные за почти четверть века данные требуют анализа и обобщения, в частности, для выяснения реакции мерзлотных почв и вечной мерзлоты на глобальные изменения климата в этом пока еще малоизученном регионе.

## 2. Объекты мониторинга, план и методы исследования

Исследование в основном проводилось в рамках проекта мониторинга циркумполярного активного слоя (CALM; <https://www2.gwu.edu/~calm/>). И Тепловые (ТСП; <https://ira.arcticportal.org/products/gtn-p/tsp>) проекты на Колымской и Яно-Индигирской низменностях (Якутская прибрежная низменность) и полуострове Быковский, разделяющий устье реки Лены.

протока и бухты Тикси (рисунок 1). Исследования охватывали как тундровые ландшафты, так и подзону северной тайги. Типы почв даны в соответствии с общепринятой российской классификацией [15] с указанием названий по классификации WRB в скобках [16].



Рисунок 1. Схема пунктов мониторинга (А) на всей обследованной территории и (Б) в нижнем течении реки Колымы: 1 – пункты измерения АЛТ (CALM) R13 – м. Малый Чукочий (едома и алас), R14 – р. Большая Чукочья, R15 р. Малая Коньковая (едома и алас), R16 – п. Сегодня, R17 – р. Ахмело, R18 – г. Родинка, R19 – оз. Глухое, R20 – протока Мальчиковская, R21 – оз. Ахмело, R22 – р. Алазея, R25 – оз. Якутское, R29 – п-ов Быковский (едома и алас), R31 – р. Аллаиха, R35 – р. Омолон, R36 – с. Андрушкино; 2 – термометрические скважины (ТСС); и (3) метеостанции (показаны последние две цифры номеров скважин TSP).

Согласно протоколу CALM, толщина сезонноталого слоя (СТС) измеряется металлическим стержнем на стандартных (100 × 100 м) площадках с интервалом 10 м. Водоразделы, расположенные на обследованной территории, в большинстве случаев сложены льдистыми иловатыми суглинистыми отложениями верхнеплейстоценовой едомной свиты [17] и называются «едомами». Они чередуются с термокарстовыми понижениями — аласами, образовавшимися в результате потепления голоцена. Зональные почвы водоразделов в пределах тундровой зоны представлены различными подтипами криоземов (Turbic Glacic Cryosols) и глееземов (Reductaquic Turbic Glacic Cryosols). Различные глееземы (Reductaquic Glacic Cryosols), торфяно-глееземы (H

Криосоли) и торфяные почвы (Cryic Histosols) широко распространены в полигональных болотах аласов. Семь участков CALM (R13, R14, R15B, R22, R25, R29A и R31) характеризуют ландшафты водоразделов едом.

Участок R25 расположен на крутом (20–27°) склоне, экспонированном на юго-восток, а остальные участки — на почти горизонтальных поверхностях или пологих склонах. ALT в аласах измерялась в точках R29B, R13A и R15A.

Криометаморфические почвы (Turbic Cryosols) распространены на водоразделах подзоны северной тайги. Характеристика данного ландшафта дана по участку R18. Из болотных лесов (R35 и R36) здесь преобладают глееземы (Reductaquic Turbic Cryosols), торфяно-глееземы (Histic Reductaquic Turbic Cryosols), криоземы (Oxyaquic Turbic Glacis Cryosols) и торфяно-криоземы (Folic Oxyaquic Turbic Glacis Cryosols). Сходство почвообразующих пород упрощает сравнение термического режима почв на всей обследованной территории, за исключением Халлерчинской тундры — сравнительно небольшого участка на северо-востоке Колымской низменности, сложенного мелкими и мельчайшими песками. Для этой территории в целом характерно преобладание полигональных болот. Зональные тундровые сообщества и соответствующие им оподзоленные подбурсы (Spodic Turbic Cryosols) сравнительно обильны в южной, наиболее дренированной части Халлерчинской тундры (R21), а на остальной части этой территории наблюдаются в виде небольших островов среди болот (R16). В юго-восточной части песчаного участка тундровые сообщества сменяются лиственничными редколесьями (R19) с обильными оподзоленными подбурами.

Поймы рек, обследованные в пределах подзоны северной тайги, демонстрируют высокую фациальную неоднородность. На участках R17 и R20 дренированные прирусловые участки с аллювиальными гумусовыми глеевыми почвами (Reductaquic Turbic Glacis Cryosols) чередуются с болотными фациями с аллювиальными торфяными глеевыми почвами (Histic Reductaquic Glacis Cryosols).

Из 18 участков с дополнительными рядами наблюдений 15 участков на Колымской низменности обследованы в 1996–2007 гг. На Яно-Индигоирской низменности наблюдения продолжаются с 2004 г. (P31), на Быковском полуострове (P29) — с 2003 г.

Температура почвы измерялась на положительных элементах нанорельефа на ряде пунктов мониторинга деятельного слоя с помощью регистраторов данных (Thermologgers Onset HOBO и StowAway, США), обеспечивающих точность  $\pm 0,2\text{--}0,4$  °C, обычно записи производились с интервалом 2 ч. Ряды данных по температуре в нашем исследовании короче рядов данных ALT, соответственно, было надежнее использовать ALT в качестве интегральной характеристики термического состояния при изучении динамики летнего термического режима почв.

Непрерывный мониторинг температуры вечной мерзлоты в Северной Якутии был начат в 2006 г., ранее данные были единичными. Скважины были оснащены четырехканальными регистраторами данных HOBO U12 с терморезисторами TMC-HD (точность измерения  $\pm 0,2$  °C; разрешение 0,004 °C). В настоящее время мониторинг ведется в 10 термометрических скважинах глубиной до 25 м. В некоторых случаях скважины непосредственно примыкают к пунктам измерения ALT. В бассейне нижнего течения р. Колымы скважины RU06-0014, RU06-0021, RU06-0024 характеризуют многолетнемерзлые породы поймы протоки Амболиха р. Колымы, RU06-0020, RU06-0022 — едомы, RU06-0023 — аласы (рисунок 16).

Исследования тепловых потоков проводились в профиле северотаежной криометаморфической легкосуглинистой почвы пологого (4–5°) южного склона в районе хребта Черского (R18D, восточнее Колымской низменности) с осени 2014 г. Для наблюдений использовались зонды теплового потока ДТП-0924, оснащенные аналого-цифровыми преобразователями сигнала и регистратором данных ЛДД-1/100 (АО «НПП «ЭТАЛОН», г. Омск, Россия). Датчики устанавливались в почвенный профиль на глубинах 0 (под растительным покровом), 40 и 85 см (подошва сезонноталого слоя).

При обработке данных оценка изменения параметров проводилась по линейным трендам. При этом использовались полиномиальные функции в основном четвертой и пятой степеней, что позволило получить удовлетворительные аппроксимирующие зависимости.

### 3. Климат Северной Якутии

Климат Северной Якутии можно охарактеризовать по данным четырех метеостанций – Черский, Андрюшкино, Чокурдах и Тикси. Среднегодовая температура воздуха за 1980–2019 гг. (для станции Андрюшкино имеются данные только с 1996 г.) на исследуемой территории составила от –12,8 до –10,3.

°C. Средняя температура июля колебалась от 8,2 до 13,0 °C, января — от –34,1 до –30,2 °C.

Зимние сезоны считаются суровыми. Континентальность по Иванову составляет 163 – 200. По количеству осадков климат полусухой с преобладанием летних осадков.

Данные станций Черский, Андрюшкино и Чокурдах демонстрируют рост летних температур в 1990–2000 гг.; значения линейного тренда годовых сумм средних месячных температур воздуха через 0 °C за этот период составили соответственно 1,07, 1,19 и 0,68 °C/год (коэффициенты детерминации  $R^2$  составили 0,32–0,63). Затем последовало некоторое снижение летних температур в 2010-х годах, за которым последовала тенденция нового потепления. Данные метеостанции Тикси демонстрируют плавный рост (0,35 °C/год) сумм среднемесячных положительных температур воздуха со второй половины 1980-х годов до середины 2010-х годов с последующим снижением этого показателя.

Положительные значения тренда суммы среднемесячных температур воздуха ниже 0 °C составили 0,82 и 1,49 °C/год по станциям Черский и Андрюшкино соответственно ( $R^2 = 0,39–0,49$ ); при этом максимальный рост зимних температур зафиксирован с конца 1990-х гг. по вторую половину 2010-х гг. В Чокурдах суммы отрицательных температур увеличились только с конца 1990-х гг. с трендом 1,22 °C/год ( $R^2 = 0,45$ ). Что касается станции Тикси, то потепление зафиксировано еще позже — с первой половины 2000-х гг. по середину 2010-х гг. с трендом 1,99 °C/год ( $R^2 = 0,50$ ).

Так, повышение температуры воздуха на Колымской низменности было несколько более выражено по сравнению с более западными районами, что особенно характерно для летнего сезона. При этом наблюдалась тенденция запаздывания максимума летних температур с востока на запад: потепление на Колымской низменности продолжалось до 2007 г., на Яно-Индиговской низменности — до 2010 г., в районе устья Лены — до 2015 г. Повышение зимних температур в Тикси также началось примерно на 5 лет позже и было более кратковременным по сравнению с Приморской низменностью.

Количество зимних осадков на Приморской низменности Якутии имело тенденцию к увеличению с середины 1980-х годов, значения линейного тренда составили 2,00 и 2,43 мм/год ( $R^2 = 0,26–0,45$ ) по данным станций Черский и Чокурдах соответственно. Период наиболее интенсивного роста Черского (3,59 мм/год) пришелся на начало 2000-х гг. Отметим также, что в Приморской низменности Якутии наблюдались подряд три аномально снежные зимы в 2015–2016, 2016–2017 и 2017–2018 гг.; максимальная высота снежного покрова 72–93, 73–94 и 106–180 см соответственно была зафиксирована на метеостанциях Черский, Андрюшкино и Чокурдах. Напротив, в Тикси в 2010-е гг. количество твердых осадков уменьшилось, тем не менее максимальная высота снежного покрова зимой 2016–2017 гг. была достаточно высокой и достигала 30 см против 6–14 см, характерных для последнего десятилетия.

#### 4. Динамика температуры почвы в зимний период

Повышение зимних температур воздуха и количества твердых осадков оказывает влияние на динамику отрицательных температур почвы в Северной Якутии. Повышение температуры почвы в холодный период года отмечено на всех пунктах многолетнего мониторинга температуры (P13, P14, P18, P18C, P21, P22, R29A и R31). Полиномиальные функции, аппроксимирующие динамику годовых сумм отрицательных Среднесуточные температуры на глубине 20 и 50 см ( $R^2 = 0,61–1,00$ ) обнаруживают волнообразные колебания, наложенные на линейный тренд (рисунок 2). Первый период потепления приходится на повышение зимних температур в 2000-х годах, второй – на середину–конец 2010-х годов и, вероятно, в первую очередь связан с увеличением количества зимних осадков. Годовые суммы отрицательных температур минимальны в абсолютных значениях в Приморской низменности во всех случаях наблюдались в 2015–2018 гг. с их наиболее снежными зимами. На Колымской низменности эта динамика проявилась раньше, аномально высокие зимние осадки последних лет только усилили общую тенденцию (рисунок 2а–г); однако положительный тренд, зафиксированный на Яно-Индиговской низменности (P31) и Быковском полуострове (P29A) за период наблюдений период, возникший благодаря недавним многоснежным зимам (рисунок 2д, е). Наименьшая выраженность зимнего потепления в случае глееземов Быковского полуострова хорошо согласуется с менее выраженным повышением температуры воздуха и уменьшением твердых осадков на этой территории.

Удлинение периода осенней нулевой завесы в деятельном слое во второй половине 2010-х годов наиболее выражено в северной тайге, где условия для снегонакопления лучше. В профиле

криометаморфическая легкосуглинистая почва (Р18Д), характерно промерзание к середине января, слияние зон сезонных промерзаний и вечной мерзлоты в аномально многоснежные зимы в конце февраля – середине марта; таким образом, на промерзание почвенного профиля оставалось не более 2 месяцев.

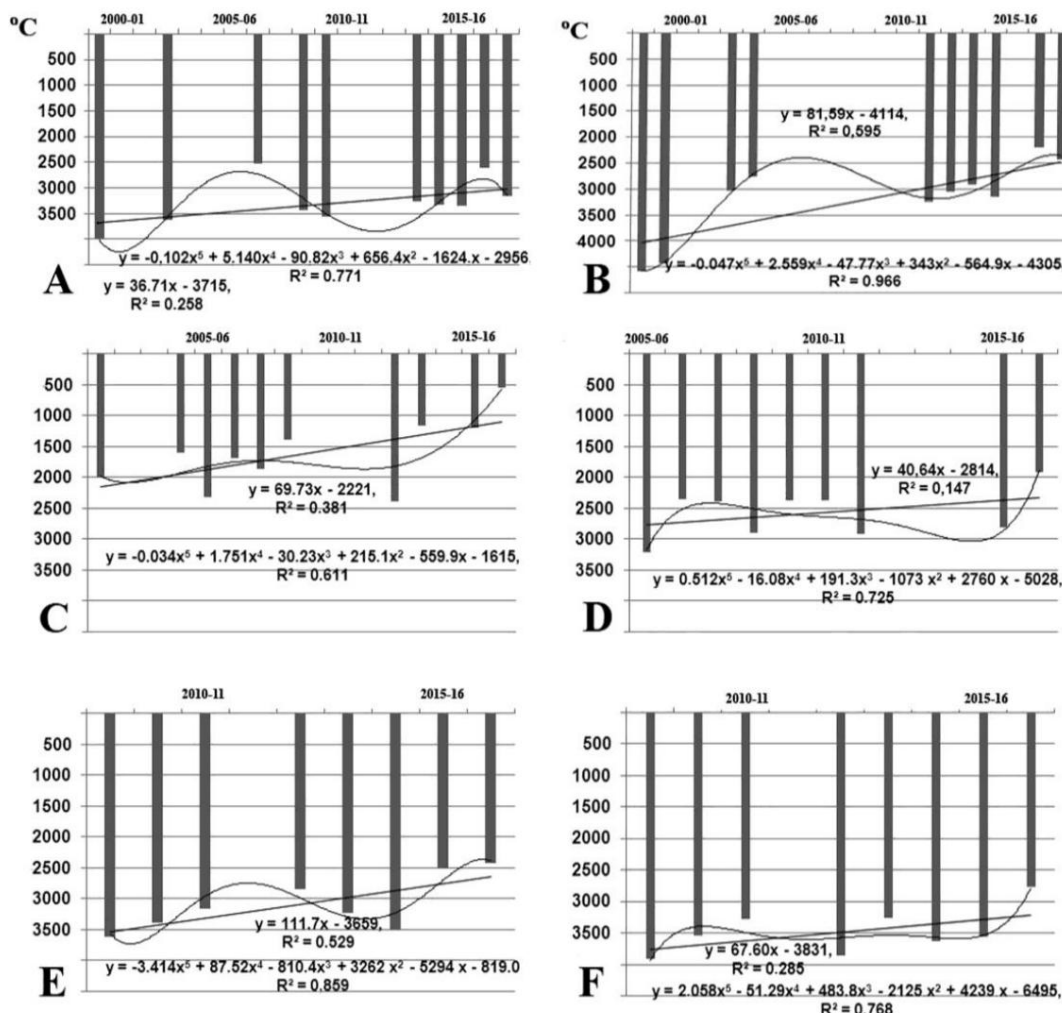


Рисунок 2. Многолетняя динамика годовой суммы среднесуточных отрицательных температур почвы: А – R13 (20 см), В – R14 (20 см), С – R21 (50 см), D – R22 (50 см), E – R31 (20 см), F – R29A (20 см).

##### 5. Тепловые потоки и теплооборот в системе криогенная почва–мёрзлая порода

Изучение тепловых потоков в почвенных профилях позволяет лучше понять механизм роста зимних температур почв в ходе глобального потепления. Годовой приток тепловой энергии в систему мерзлота–мерзлота за 5 лет наблюдений составил 136,29–172,21 МДж/м<sup>2</sup>, с 19.7–

Из этой суммы 28,0% идет на обогрев вечной мерзлоты в теплый период года. Остальные 72,0–

На нагрев деятельного слоя и переход в нем лед–вода было затрачено 80,3% (99,32–121,57 МДж/м<sup>2</sup>).

Годовые потери тепла в зимний период составили 66,50–124,96 МДж/м<sup>2</sup> и были минимальными в самую снежную зиму 2017–2018 гг. и максимальными в зиму 2018–2019 гг., при относительно небольшом количестве снега.

Положительный тепловой баланс в этой системе в разные годы составлял 44,55–87,42 МДж/м<sup>2</sup> (26,3–56,1% от общего энергозатрат), в том числе для деятельного слоя – 24,83–60,31 МДж/м<sup>2</sup> (22,2–52,7%), для вечномёрзлых пород – 13,89–33,28 МДж/м<sup>2</sup> (37,6–88,3%).

Сдвиг энергетического баланса определяется, прежде всего, уменьшением отрицательной (зимней) составляющей годовых теплооборотов. Возникающий дисбаланс приводит к потеплению вечной мерзлоты, которая становится аккумулятором тепловой энергии в криогенной экосистеме.

#### 6. Динамика температуры вечной мерзлоты

К началу мониторинга температура многолетнемерзлых пород на территории Северной Якутии изменялась от  $-11^{\circ}\text{C}$  (Быковский полуостров) до  $-3\ldots-6^{\circ}\text{C}$  (таежные и пойменные ландшафты на востоке Колымской низменности).

Сопоставление данных текущего мониторинга и спорадических измерений 40-летней давности, проведенных на Колымской низменности, позволяет сделать вывод о том, что температура вечной мерзлоты на обследованной территории выросла на  $1,5\text{--}2,0^{\circ}\text{C}$ . При этом существенное потепление здесь началось только в 2000-е гг., когда был зафиксирован максимальный рост зимних температур воздуха. До 2015 г. наблюдался устойчивый рост температуры вечной мерзлоты, скорость которого в зоне тундры варьировалась от  $0,07^{\circ}\text{C}/\text{год}$  на Быковском полуострове до  $0,11^{\circ}\text{C}/\text{год}$  на Колымской низменности и составляла  $0,06\text{--}0,07^{\circ}\text{C}/\text{год}$  в зоне тайги.

Увеличение количества зимних осадков во второй половине 2010-х годов привело к резкому повышению температуры многолетнемерзлых пород на Колымской низменности, которое первоначально проявилось в северной тайге, где значения линейного тренда возросли до  $0,18\text{--}0,40^{\circ}\text{C}/\text{год}$ . Скорость повышения температуры на пойменных участках, где мерзлота отличалась своей термической устойчивостью, в этот период достигала  $0,26\text{--}0,29^{\circ}\text{C}/\text{год}$ . Здесь порода, расположенная ниже слоя годовых колебаний температуры, прогрелась в среднем на  $1^{\circ}\text{C}$  в течение нескольких лет.

#### 7. Динамика толщины активного слоя

При изучении динамики термического состояния почв в теплый период года целесообразно разделить весь ряд данных наблюдений на два периода: период повышения летних температур воздуха (период потепления) и период неустойчивых летних температур (период после потепления).

На первом этапе мониторинга в большинстве обследованных ландшафтов Северной Якутии отмечено увеличение глубины сезонного протаивания (таблица 1), в том числе в экосистемах, в которых не выявлена связь глубины протаивания почв с летними метеорологическими данными (R17, R20, R31). Максимальная скорость роста АЛТ в этот период, составившая  $3,79\text{ см}/\text{год}$  ( $R_2 = 0,77$ ), наблюдалась на крутом склоне тундровой едомы в районе озера Якутское (R25). Высокие скорости увеличения глубины сезонного протаивания, составившие  $2,59\text{--}3,39\text{ см}/\text{год}$  ( $R_2 = 0,47\text{--}0,77$ ), наблюдались также в песчаных почвах Халлерчинской тундры (R16, R21) и прилегающего редколесья (R19), что связано с их хорошими условиями дренирования и высокой теплопроводностью.

В целом для всех пунктов наблюдения за весь период мониторинга (1996–2019 гг.) были характерны следующие характеристики: Положительные значения трендов, за исключением двух аласов, R15A и R29B (таблица 1). Наибольшие скорости увеличения глубины протаивания наблюдаются в песчаных профилях ( $0,93\text{--}1,28\text{ см}/\text{год}$ ;  $R_2 = 0,32\text{--}0,53$ ), далее следуют аллювиальные разности ( $0,67\text{--}0,72\text{ см}/\text{год}$ ;  $R_2 = 0,54\text{--}0,60$ ) и зональная криометаморфическая почва таежной экосистемы ( $0,52\text{ см}/\text{год}$ ;  $R_2 = 0,42$ ). Аппроксимация данных полиномиальными функциями наглядно демонстрирует типы реакции сезонноталого слоя на изменения климата (рисунок 3).

АЛТ в зональных таежных биогеоценозах (P18) колеблется на фоне хорошо выраженного положительного тренда (рисунок 3а). Во второй половине 2010-х годов восходящая ветвь последнего цикла колебаний по своим масштабам уже превысила рекорд 2007 года – года летнего термического максимума.

Резкое увеличение глубины протаивания песчаных почв (R16, R19, R21) в период потепления сменилось ее стабилизацией на новом уровне, превышающем исходный на  $27\text{--}28\text{ см}$ , который сохраняется длительное время (12 лет) после спада высоких летних температур (рисунок 3б).

Многолетняя динамика АЛТ в зональных тундровых экосистемах едом Приморской низменности неоднородна. Закономерности, наблюдаемые на участках R14 и R22, были аналогичны описанной выше динамике для зональной тайги с теми же максимумами и минимумами (рисунок 3в). Что касается участков R13 и R15Б, то после повышения АЛТ в период потепления последовало снижение и через 6–7 лет стабилизация на уровне, превышающем исходный на  $5\text{--}8\text{ см}$  (рисунок 3г). Третий тип наблюдался на участке R31, где период роста АЛТ с 2011 г. сменился периодом снижения, что привело к возвращению АЛТ к исходному значению (рисунок 3д). Предположительно, это связано с менее выраженным потеплением в Яно-Индигирской низменности по сравнению с Колымской низменностью.

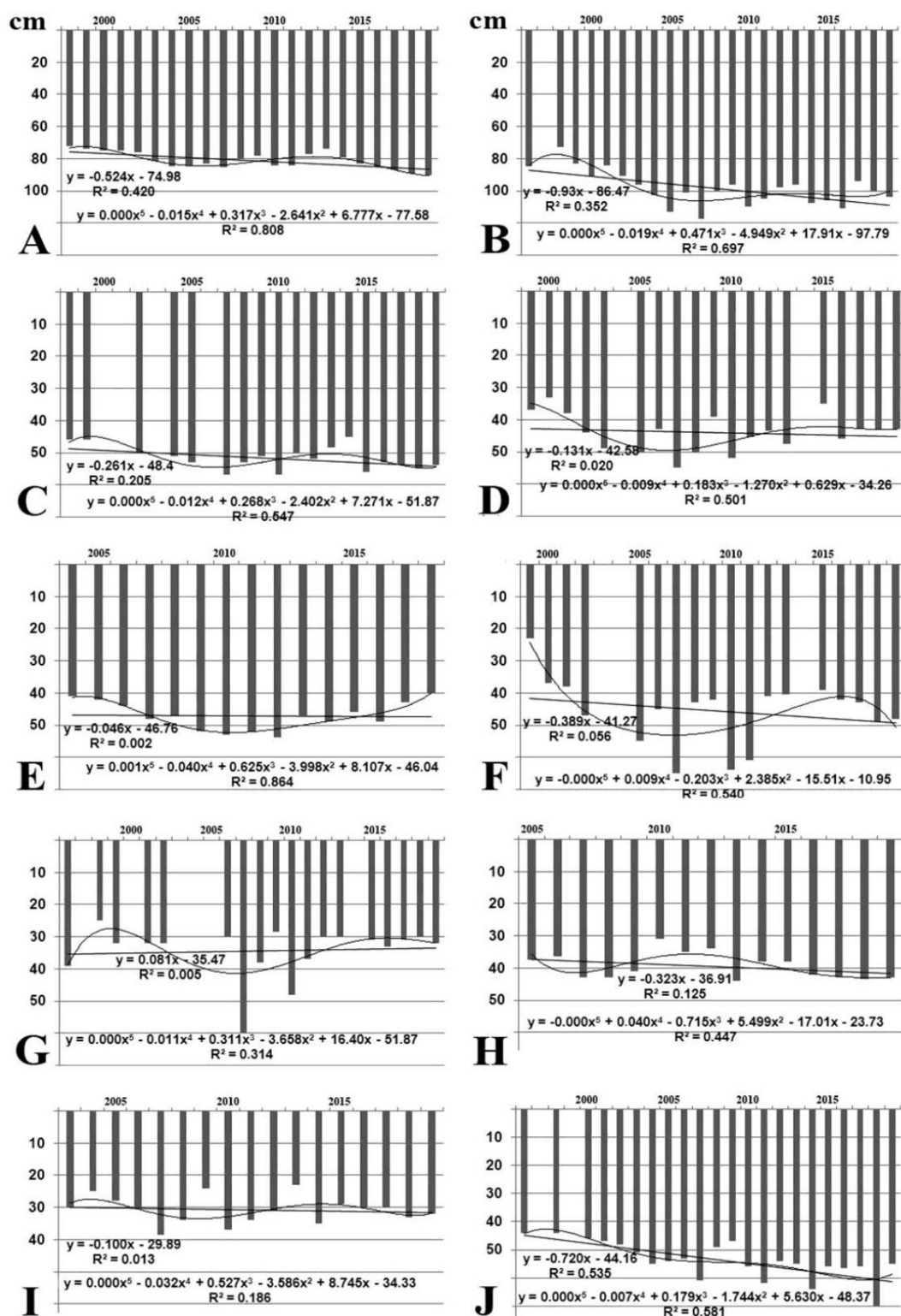


Рисунок 3. Многолетняя динамика среднего уровня АЛТ: А – R18, В – R21, С – R22, D – R13, Е – R31, F – R25, G – R15A, H – R36, I – R29A, J – R17.

Инертность биогеоценозов тундровых водоразделов может быть связана с наличием льдистого самовоспроизводящегося покровного горизонта, перекрывающего профиль едомной свиты и залегающего под деятельным слоем. В связи с буферной ролью этого горизонта закономерности изменения глубины протаивания тундровых криоземов в течение



за весь период наблюдений, как правило, низкие и статистически незначимые (таблица 1). Изменения АЛТ имели максимальную амплитуду на сухом и хорошо прогреваемом склоне (R25), лишенном покровного горизонта (рисунок 3е). Колебания отчетливо повторяли динамику летних температур воздуха без статистически значимого многолетнего тренда.

Таблица 1. Темпы увеличения СЛАП почв (см/год) в многолетней динамике (линейные тренды).

Сайты	В период летнего потепления		За весь период мониторинга (1996–2019)	
	см/год	$r^2$	см/год	$r^2$
P13	2.13	0,69	0,13	0,02
P13A	1.87	0.30	0,09	0,01
P14	0,53	0,39	0,29	0,32
P15A	1.37	0,24	-0,09	0,01
P15B	1.90	0,82	0,05	0.0
P16	2.59	0,47	0,99	0,32
P17	1.44	0,85	0,72	0,54
P18	1.64	0,88	0,52	0,42
P19	3.09	0,77	1.28	0,53
P20	0,28	0,09	0,67	0,60
P21	3.39	0,77	0,93	0,35
P22	1.18	0,95	0,26	0,21
P25	3.79	0,77	0,39	0,06
P35	-	-	0,16	0,02
P36	2.75	0,62	0,26	0,12
P31	2.11	0,95	0,05	0.00
P29A	0,12	0,01	0.10	0,01
P29B	-0,26	0,03	0,03	0.00

Заболоченные территории – аласы (R13A, R15A, R29B; рисунок 3ж) и заболоченные редколесья (R35, R36; рисунок 3з), для которых характерно высокое проективное покрытие мхов и мощные органогенные горизонты в почвенных профилях, также не показали направленных изменений АЛТ за период мониторинга. Динамика здесь аппроксимируется функциями, описывающими колебания вокруг околонулевого или статистически незначимого тренда. Аналогичная динамика была характерна и для зональной экосистемы на Быковском полуострове (R29A; рисунок 3и). Высокая степень гидроморфизма почв и преобладание мхов в растительном покрове сочетаются здесь со слабо выраженным повышением летних температур.

Наконец, прирост АЛТ за период мониторинга в пойменных ландшафтах P17 и P20 в максимальной степени приблизился к линейной форме ( $P = 0,58–0,74$ ; рисунок 3к).

Относительно слабая корреляционная связь ( $r = 0,51–0,78$ ) или отсутствие корреляционной связи между АЛТ и летними температурами воздуха при наличии многолетних положительных трендов этого показателя, последовательное год от года увеличение глубины протаивания почвы в период потепления на фоне близких средних летних температур воздуха, а также продолжающееся увеличение АЛТ или его стабилизация на более высоком уровне по сравнению с исходным значением на отдельных участках после снижения высоких летних температур позволяют предположить, что АЛТ часто определяется не только погодными условиями текущего летнего сезона, но и более общими климатическими закономерностями. При нарушении равновесия в результате многолетнего пот...

Инерционная криогенная система почва–мерзлота не восстанавливает свое исходное состояние автоматически при временном понижении летних температур во многих, прежде всего, генетически автономных биогеоценозах. Процесс увеличения глубины протаивания почв может приобретать собственную инерцию, обусловленную, скорее всего, ростом температуры мерзлоты (накоплением тепла в криогенной экосистеме), а в случае останцов едомы, предположительно, и частичной деградацией буферного покровного горизонта, вызванной изменением климата.

Наиболее сложным для интерпретации является близкий к линейному рост глубины протаивания аллювиальных почв при отсутствии какой-либо корреляции с летними температурами ( $r = 0,11-0,49$ ). Это необъяснимо с точки зрения аккумуляции тепловой энергии мерзлотным компонентом экосистемы, поскольку увеличение глубины протаивания почвогрунтов. В этом случае повышение температуры началось только недавно в результате аномальной снежности зимы, тогда как рост ALT продолжается уже 24 года. Предположительно, этот рост связан с определенными изменениями гидрологического режима этого региона, также вызванными глобальным потеплением.

## 8. Выводы

(1) Глобальное потепление привело к дисбалансу между годовым приростом и потерей тепловой энергии в почвах Северной Якутии, который резко возрастает в годы с аномально многоснежными зимами. Избыточная энергия накапливается, в частности, в вечной мерзлоте, вызывая ее потепление.

(2) Температура вечной мерзлоты начала повышаться на пороге XXI века со средними трендами  $0,07-0,11$  °C/год в зоне тундры и  $0,06-0,07$  °C/год в зоне тайги. С 2016 г. темпы повышения температуры увеличились за счет большого количества твердых осадков, которые в наибольшей степени проявились в ландшафтах подзоны северной тайги ( $0,18-0,40$  °C/год), с ее лучшим снегонакоплением.

(3) Повышение температуры почвы в холодный период года было характерно для всей Северной Якутии; Однако эта тенденция давно проявилась на Колымской низменности по сравнению с обследованными участками Яно-Индигоирской низменности и Быковского полуострова, где положительный тренд годовых сумм среднесуточных отрицательных температур стал заметен лишь в последнее время.

(4) Наблюдавшееся в 2000-е годы повышение летних температур воздуха вызвало повсеместное увеличение мощности СПТ в ландшафтах Приморской низменности Якутии. В период после потепления глубина сезонного протаивания автономных почв Колымской низменности либо стабилизировалась на новом уровне, либо продолжала расти, тогда как глубина протаивания тундровых почв Яно-Индигоирской низменности восстановила исходное значение. В пойменных ландшафтах наблюдался практически линейный рост СПТ за период мониторинга. Для переувлажненных таежных и тундровых почв, а также для верховых глееземов полуострова Быковский характерно временное увеличение глубины протаивания. Вероятнее всего, повышение температуры мерзлоты способствует стабилизации или дальнейшему повышению АЛТ после снижения высоких летних термических характеристик воздуха и изменения гидрологического режима, также связанного с глобальным потеплением, соответственно действовать на поймах рек.

(5) Как изменения климата, так и соответствующая реакция криогенных экосистем более выражены в субарктической части Северной Якутии по сравнению с ее арктической частью (п-ов Быковский). В пределах рассматриваемого региона степень трансформации термического режима почвогрунтов и мерзлоты имеет тенденцию к увеличению с запада на восток.

## Благодарности

Работа выполнена при поддержке государственных заданий (0191-2019-0044 и AAAA-A19-119030790003-

1), международные программы TSP и CALM, а также Российский фонд фундаментальных исследований (проекты №№ 20-05-00559А и 19-05-00071А).

## Ссылки

- [1] Фрей Э.Ф. и Смит Л.К. 2003 Недавнее повышение температуры и количества осадков в Западной Сибири и их связь с Арктическим колебанием. Полярные исследования. 22(2) 287–300
- [2] Георгиади А.Г. и Золотокрылин А.Н. (ред.) 2007 Тепло- и влагооборот в вечной мерзлоте Ландшафты Восточной Сибири и их факторы (Москва-Тверь: Триада) 575 с.

- [3] Serreze MC, Walsh JE, Chapin III FS, Osterkamp T, Dyurgerov M, Romanovsky V, Oechel WC, Morison J, Zhang T и Barry RG 2000 Наблюдательные свидетельства недавних изменений в северной высокоширотной среде Clim. Change 46(1–2) 159–207
- [4] Павлов А.В., Скачков Ю.Б., Какунов Н.Б. 2004 Связь многолетних изменений глубины сезонного протаивания почвогрунтов с метеорологическими факторами // Криосфера Земли. VIII (4) 3–11.
- [5] Павлов А.В. и Москаленко Н.Г. 2001 Термический режим почв севера Западной Сибири Криосфера Земли (2) 11–9 (на русском языке)
- [6] Мажитова Г.Г., Каверин Д.А. 2007 Динамика глубины сезонного протаивания и просадок поверхности грунтов на участке Циркумполярного мониторинга деятельного слоя (CALM) в европейской части России Криосфера Земли XI (4) 20–30.
- [7] Павлов А.В., Малкова Г.В. Современные изменения климата на севере России. Комплект мелкомасштабных карт . Новосибирск: Гео. 2005. 52 с.
- [8] Какунов Н.Б. 2003 Мониторинг температуры почв на Дальнем Европейском Северо-Востоке Труды Междунар. Конф. Криосфера Земли и среда жизнеобеспечения (Пушино) стр. 94–5
- [9] Смит С.Л., Романовский В.Е., Левкович А.Г., Берн К.Р., Аллард М., Клоу Г.Д., Йошикава К. и Труп Дж. 2010 Термическое состояние вечной мерзлоты в Северной Америке: вклад в международный полярный год Permafrost periglacial Proc. 21(2) 117–35
- [10] Анисимов О.А., Жирков А.Ф., Шерстюков А.Б. 2015 Современные изменения криосферы и природной среды Арктической Арктики XXI век. Естественные науки 2 24–47 (на русском языке)
- [11] Oechel WC и Vourlitis GL 1997 Изменение климата в северных широтах: изменения в структуре и функционировании экосистем и влияние на секвестрацию углерода. Глобальные изменения и арктические наземные экосистемы (Нью-Йорк: Springer) 124 стр. 381–401
- [12] Павлов А.В. 2008 Мониторинг криолитозоны . Новосибирск: Гео. 229 с.
- [13] Чжан Т., Барри Р.Г. и Гиличинский Д.А. 2001 Усиленный сигнал климатических изменений в почве температуры в течение последнего столетия в Иркутске, Россия Климатические изменения 49 41–76
- [14] Чудинова С.М., Быховец С.С., Сороковиков В.А., Барри Р., Чжан Т. и Гиличинский Д.А. 2003. Оценка реакции вечномерзлых и сезонномерзлых грунтов России на современное потепление климата Криосфера Земли VII(3) 23–31
15. Полевой определитель почв России 2008 под ред. Н.Б. Хитрова (М.: Почвенный институт им. В.В. Докучаева) стр 182 (на русском языке)
- [16] Всемирная справочная база почвенных ресурсов 2014 2015 Международная система классификации почв для наименования почв и создания легенд для почвенных карт (Рим: ФАО), стр. 192
- [17] Архангелов А.А. 1977 Подземное оледенение севера Колымской низменности в конце Проблемы кайнозоя в криолитологии . М.: Изд-во Моск. ун-та, 6. С. 26–57.