

**Институт биологии Коми научного центра
Уральского отделения Российской академии наук – обособленное подразделение
Федерального государственного бюджетного учреждения науки
Федеральный исследовательский центр
«Коми научный центр Уральского отделения
Российской академии наук»
(ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН)**

На правах рукописи

Каверин Дмитрий Александрович

**ТЕМПЕРАТУРНЫЕ РЕЖИМЫ ПОЧВ СУБАРКТИКИ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРО-
ВОСТОКА В УСЛОВИЯХ СОВРЕМЕННЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ И ЛАНДШАФТНЫХ
ИЗМЕНЕНИЙ**

Специальность:

1.6.12 – Физическая география и биогеография, география почв и геохимия ландшафтов

Диссертация на соискание ученой степени
доктора географических наук

Научный консультант:
доктор географических наук,
Горячкин Сергей Викторович

Сыктывкар – 2022

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ.....	6
Глава 1. История исследований температурных режимов почв и подстилающих пород во взаимосвязи с климатическими и ландшафтными факторами	15
1.1. История исследований температурного режима почв и подстилающих пород	15
1.1.1. Исследования температурных режимов почв естественных геосистем.....	16
1.1.2. Исследования температурных режимов почв антропогенно-нарушенных геосистем ..	27
1.2. История исследований сезонноталого слоя почв.....	34
1.2.1. Исследования глубины сезонного протаивания почв в криолитозоне	34
1.2.2. Исследования глубины сезонного протаивания почв в Субарктике европейского северо-востока России	39
1.3. Развитие методов исследований ландшафтных и климатических факторов, влияющих на температурные режимы почв и подстилающих пород субарктических геосистем.....	43
1.3.1. Методы геоинформационных исследований климатических условий формирования температурного режима почв	43
1.3.2. Методы геоинформационных исследований ландшафтных условий формирования температурного режима почв	44
1.3.3. Методы георадиолокационных исследований почв и подстилающих пород.....	48
1.3.4. Методы статистического анализа температурных режимов почв и подстилающих пород	48
Глава 2. Объекты исследований	50
2.1. Физико-географическая характеристика региона исследований	53
2.1.1. Геологическое строение и почвообразующие породы.....	53
2.1.2. Рельеф	53
2.1.3. Климат.....	54
2.1.4. Климатические изменения	56
2.1.5. Многолетнемерзлые породы.....	60
2.2. Физико-географическая характеристика районов исследований.....	64
2.2.1. Типичная тундра со сплошным распространением ММП (район 1).....	64
2.2.2. Типичная тундра с преимущественно сплошным распространением ММП (район 2).....	67
2.2.3. Южная тундра с преимущественно сплошным распространением ММП (район 3) ..	68
2.2.4. Южная тундра с прерывистым распространением ММП (район 4).....	69
2.2.5. Лесотундра с прерывистым распространением ММП (район 5)	70

2.2.6. Лесотундра с массивно-островным распространением ММП (район 6)	72
2.2.7. Крайнесеверная тайга с редкоостровным распространением ММП (район 7)	73
2.2.8. Северная тайга со сплошным распространением сезоннопромерзающих почв (район 8)	75
2.3. Характеристика объектов исследований	76
2.3.1. Почвы естественных геосистем	77
2.3.2. Почвы антропогенно-нарушенных геосистем	79
2.3.3. Объекты исследований глубины сезонного протаивания почв	90
2.3.4. Объекты исследований климатических и ландшафтных условий формирования температурного режима почв	92
Глава 3. Методологические подходы и методы исследований	95
3.1. Методы полевых и лабораторных исследований	95
3.1.1. Методы исследований климатических характеристик	95
3.1.2. Методы исследований температурного режима почв и подстилающих пород	96
3.1.3. Методы исследований мощности сезонноталого слоя почв и его обуславливающих ландшафтных факторов	98
3.1.4. Методы полевых исследований почв и растительного покрова	101
3.1.5. Методы геофизических исследований почв и подстилающих пород	104
3.1.6. Методы физико-химических исследований почв	105
3.2. Методы геоинформационных исследований	105
3.2.1. Методы геоинформационного анализа климатических условий формирования температурного режима почв	105
3.2.2. Методы геоинформационного анализа ландшафтных условий формирования температурного режима почв	107
3.3. Методы статистических исследований	110
3.3.1. Методы статистической обработки данных	110
3.3.2. Методы статистического анализа климатических условий формирования температурных режимов почв	114
Глава 4. Строение и свойства почв и подстилающих пород	116
4.1. Мерзлотные почвы	116
4.1.1. Почвы бугристых болот	116
4.1.2. Почвы тундровых геосистем	121
4.2. Сезоннопромерзающие почвы	124
4.2.1. Почвы тундровых геосистем	124
4.2.2. Почвы лесных геосистем	125

Глава 5. Температурные режимы почв естественных тундровых и лесных геосистем:

ландшафтные и зональные особенности..... 127

5.1. Температурный режим мерзлотных почв тундровых геосистем 127

5.2 Температурный режим сезоннопромерзающих почв тундровых геосистем 131

5.3. Температурный режим почв многолетнемерзлых бугристых болот 135

5.4. Температурный режим сезоннопромерзающих почв лесных геосистем 140

Глава 6. Анализ влияния ландшафтных изменений на температурные режимы почв 143

6.1. Влияние ландшафтных изменений на температурный режим почв постагрогенных геосистем (южная тундра с прерывистым распространением ММП)..... 143

6.2. Влияние ландшафтных изменений на температурный режим почв при эксплуатации зимней дороги (типичная тундра с преимущественно сплошным распространением ММП)148

6.3. Влияние ландшафтных изменений на температурный режим почв и подстилающих пород при эксплуатации автодороги с цементно-бетонным покрытием (лесотундра с массивно-островным распространением ММП) 155

6.4. Влияние ландшафтных изменений на температурный режим почв и подстилающих пород котловины термокарстового озера после ее искусственного осушения (южная тундра с преимущественно сплошным распространением ММП) 162

6.5. Влияние микроклиматических изменений на ландшафтные компоненты, температуру и глубину сезонного протаивания почв при полевом эксперименте (лесотундра с прерывистым распространением ММП) 169

Глава 7. Анализ климатических и ландшафтных условий формирования температурного

режима почв 178

7.1. Геоинформационный анализ климатических условий формирования температурного режима почв 178

7.2. Геоинформационный анализ ландшафтных условий формирования температурного режима почв 187

7.3. Статистический анализ климатических условий формирования температурных режимов почв 190

7.4. Климатические и ландшафтные факторы глубины сезонного протаивания почв бугристых болот (лесотундра с прерывистым распространением ММП)..... 194

7.5. Климатические и ландшафтные факторы глубины сезонного протаивания глеевых почв (южная тундра с прерывистым распространением ММП)..... 200

7.6. Ландшафтные факторы глубины сезонного протаивания почв типичной тундры со сплошным распространением ММП 213

Глава 8. Температурные режимы почв: классификационный анализ и географические закономерности	219
8.1. Классификационный анализ температурных режимов почв естественных геосистем	219
8.2. Разработка и апробация компоненты классификации температурных режимов почв	222
8.3. Анализ изменений температурных режимов почв антропогенно-нарушенных геосистем в рамках предложенной классификационной компоненты.....	230
8.4. Географические закономерности температурного режима почв	236
Заключение	239
Выводы	240
Список сокращений	242
Список терминов и определений	245
Литература	248
Приложения	290
Приложение 1. Физико-географическая характеристика объектов исследований.....	291
Приложение 2. Характеристика почв исследованной территории.....	298
Почвы типичной тундры со сплошным распространением ММП (район 1).....	298
Почвы типичной тундры с преимущественно сплошным распространением ММП (район 2)	304
Почвы южной тундры с преимущественно сплошным распространением ММП (район 3)	312
Почвы южной тундры с прерывистым распространением ММП (район 4)	317
Почвы лесотундры с прерывистым распространением ММП (район 5).....	321
Почвы лесотундры с массивно-островным распространением ММП (район 6).....	330
Почвы крайнесеверной тайги с редкоостровным распространением ММП (район 7)	332
Почвы северной тайги со сплошным распространением сезоннопромерзающих почв (район 8).....	341
Приложение 3. Температурные показатели почв.....	345
Температурные показатели почв	345
Температурные показатели подстилающих пород	352
Классификация температурных режимов почв.....	354
Приложение 4. Физико-химические свойства почв.....	359
Физико-химические свойства почв	359
Гранулометрический состав почв.....	377

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований. Изменение климата, одна из важнейших международных проблем XXI века [Мохов, 2015], рассматривается как причина возможных угроз безопасности Российской Федерации [Климатическая доктрина, 2009]. В Арктике происходят самые большие изменения климата по сравнению с другими регионами Земли [Мохов и др., 2013]. За последние сто лет темпы потепления в Арктике (+2,4 °C) были существенно выше таковых для Северного полушария (+1,0 °C). Изменение климата в высоких широтах связано преимущественно с эффектом арктического усиления [Алексеев и др., 2015]. При этом меняется вертикальная температурная стратификация атмосферы, приводящая к снижению ее статической устойчивости, усиливается меридиональный теплоперенос и изменяется тепловое излучение поверхности почв [Pithan, Mauritsen, 2014]. В результате потепление в большей степени проявляется у поверхности и в тропосфере до 8-16 км [Алексеев, 2014]. В три последних десятилетия в Арктике наблюдались максимальные значения приземной температуры воздуха для всего периода метеорологических наблюдений [Мохов, 2015].

Северные регионы Земли играют значительную роль в процессах, воздействующих на окружающую среду в глобальном масштабе, и служат индикаторами глобальных природных изменений, в особенности климатических [Шерстюков, 2008]. Европейский северо-восток России является субарктическим регионом, где с 1970-х гг. выросла среднегодовая температура воздуха при многолетнем тренде +0,06 °C/год [Доклад, 2021]. В регионе прогнозируется максимальное для европейского субконтинента проявление арктического усиления с повышением среднегодовой температуры воздуха в XXI веке до 2 и более °C [IPCC, 2021].

Потепление, происходящее на фоне изменения атмосферной циркуляции в регионе, обуславливает постепенное изменение географических условий, оказывая непосредственное влияние на разные компоненты геосистем [IPCC, 2021]. Увеличение температуры приземного слоя воздуха в регионе способствовало повышению температуры почв и почвообразующих пород (до 0,04 °C/год), что, в свою очередь, привело к протаиванию многолетнемерзлых пород [Малкова, 2010; Biskaborn et al., 2019; Vasiliev et al., 2020]. Если климатические факторы¹ определяют основные региональные тренды изменения температуры почв и почвообразующих пород, то многообразие ландшафтных компонентов в геосистемах в значительной мере влияет на выраженность и направление этих трендов [Streletskiy et al 2014].

Европейский северо-восток России – уникальный регион с обширным тундрово-таежным экотонном, охватывающим несплошную высокотемпературную криолитозону, характеризующийся значительным разнообразием ландшафтов на фоне постепенного нарастания суровости климата к северу. В данных условиях многие компоненты геосистем

¹ Определение климатических и ландшафтных факторов см. в Главе 3.

региона становятся особенно чувствительными к изменению климата и антропогенным воздействиям [Осадчая, Тумель, 2012]. Одним из наиболее чувствительных ландшафтных компонентов являются почвы, где основным индикатором становится их режимная компонента, и в особенности температурный режим почв [Streletskiy et al., 2017]. Ландшафтное разнообразие региональных субарктических геосистем обуславливает значительную пространственную дифференциацию температурных режимов почв [Мажитова, 2008].

Понимание разнообразия температурных режимов почв, функционирующих в различных ландшафтных и климатических условиях, предполагает их типизацию с применением существующих классификационных систем. В современной классификации почв России [2004] профильный компонент является основным, в связи с чем актуальным становится развитие режимной составляющей классификации [Герасимова и др., 2020]. Наиболее подробная и широко используемая российскими почвоведомы классификация температурных режимов почв рассмотрена в работе В.Н. Димо [1972]. Данная система охватывает широкий спектр температурных режимов почв различных природных зон нашей страны. Данная классификация использует температурные показатели на глубине 20 см, оценивая преимущественно влияние климатических условий на температуру почв.

За рубежом для классификации температурных режимов почв широко применяется американская Таксономия почв [Keys to Soil Taxonomy, 2014], которая на высоком уровне учитывает температурные характеристики почв на глубине 50 см. Данные с этой глубины использовались и для характеристики латерального распределения температуры в комплексном почвенном покрове [Архангельская, 2012]. Анализ температурных характеристик средней части профиля (50 см) позволяет оценить влияние на них как поверхностных, так и внутрипочвенных условий. При распространении в геосистемах многолетнемерзлых пород температурные данные с глубины 50 см более эффективно отражают влияние ландшафтных условий [Мажитова, 2008].

Температурный режим является важнейшей характеристикой почв, определяющей интенсивность происходящих в них физико-химических и биологических процессов [Дьяконов, 1988; Беручашвили, 1990], что существенным образом влияет на циклы углерода [IPCC, 2021]. Современные вызовы в физической географии, включая географию почв, обусловлены необходимостью развития исследований в области функционирования компонентов геосистем, в том числе почв, подразумевающую изучение их режимной компоненты. В последние десятилетия исследования функциональных свойств почв способствует ускоренное развитие программной, приборной и методической базы [Красильников, Таргульян, 2019]. Внедрение логгерных технологий кардинально расширило возможности изучения почвенных режимов в сравнении со стационарными измерениями. Широкое применение цифровых логгеров внесло революционный вклад в исследования температурных режимов почв, позволив существенно

расширить набор задач, решаемых в географии почв. Развитие приборно-методической базы в смежных областях физической географии, в свою очередь, позволило эффективнее анализировать влияние факторов окружающей среды, обуславливающих разнообразие температурных режимов почв [Быховец и др., 2007].

Предмет исследований: Температурные режимы почв субарктических геосистем, функционирующих в условиях современных климатических и ландшафтных изменений.

Цель исследований:

Установить закономерности пространственно-временной дифференциации температурных режимов почв, функционирующих в условиях современных климатических изменений и антропогенных воздействий в субарктических геосистемах европейского северо-востока России.

Для достижения цели поставлены следующие **задачи**:

1. Выявить закономерности пространственной дифференциации температурных режимов и геокриологических условий функционирования почв субарктических геосистем региона во взаимосвязи с климатическими и ландшафтными факторами;
2. Оценить и сопоставить влияние климатических изменений и антропогенных воздействий на температурные режимы и геокриологические условия функционирования почв;
3. Систематизировать полученные массивы данных с определением количественных критериев, эффективно дифференцирующих температурные режимы и мерзлотные характеристики почв, функционирующих в различных ландшафтных и климатических условиях регионального тундрово-таежного экотона.
4. Адаптировать и усовершенствовать комплекс современных методов исследований, позволяющих анализировать влияние климатических и ландшафтных факторов на температурные режимы и геокриологические условия функционирования почв.

Положения, выносимые на защиту.

1. Значительная заболоченность тундрово-таежного экотона европейского северо-востока России обуславливает широкое распространение экосистемно-защищенных (с мощным торфяным горизонтом) мерзлотных почв, относительно устойчивых к повышению температуры и протаиванию в условиях современного изменения климата.
2. Антропогенные воздействия на субарктические геосистемы приводят к трансформации экосистемной защиты почв, вызывая различные по выраженности и направленности изменения температурных режимов почв, приводящим как к протаиванию, так и формированию многолетнемерзлых горизонтов в почвах и почвообразующих породах.
3. Предложенная температурно-мерзлотная классификационная компонента позволяет эффективно дифференцировать температурные режимы и геокриологические

условия функционирования почв при современных климатических и ландшафтных изменениях в субарктическом регионе, охватывающем тундрово-таежный экотон с высокотемпературной криолитозоной. Выявленное многообразие температурных режимов почв выходит за рамки традиционных классификаций, лишь частично отражающих дифференциацию температурных режимов почв региона.

4. Комплексное применение статистических и геоинформационных моделей позволяет прогнозировать временную и пространственную дифференциацию температуры и глубины сезонного протаивания почв субарктических геосистем при наличии доступных количественных показателей климатических и ландшафтных характеристик.

Научная новизна. Впервые в субарктических ландшафтах северо-востока европейской России проведено комплексное изучение температурных режимов и сопряженных геокриологических условий функционирования почв. Проанализированы годовые циклы температурных режимов почв и подстилающих пород во взаимосвязи с климатическими и ландшафтными характеристиками. Показан количественный вклад климатических (среднегодовые температуры воздуха, суммы положительных и отрицательных температур воздуха, индекс морозности воздуха) и ландшафтных факторов (мощность поверхностного органогенного горизонта и влажность почв, высота растительного и снежного покрова, рельеф) в пространственно-временную дифференциацию глубины сезонного протаивания почв. Впервые для региона на основе геоинформационного анализа климатических характеристик (среднегодовые температуры воздуха, суммы положительных и отрицательных температур воздуха, годовое количество осадков) и индексов (морозности воздуха, сухости, сухости холодного периода, относительной континентальности климата) определены климатические маркеры географической дифференциации почвенно-геокриологических границ и температурных режимов почв. Методом множественного регрессионного анализа рассчитаны региональные пространственные модели, позволяющие прогнозировать температурные режимы почв на основе данных количественных климатических показателей. Выявлена региональная специфика влияния антропогенных изменений ландшафтных компонентов на температурное состояние почв субарктических геосистем при строительстве и эксплуатации сезонных и постоянных дорог, сельскохозяйственном использовании и последующих постагрогенных изменениях. Впервые для европейского Севера России в условиях полевых экспериментов оценено взаимосвязанное влияние климатических и ландшафтных изменений на температурные режимы почв тундровых геосистем криолитозоны. Адаптирован и усовершенствован комплекс методов исследований, позволяющих рассмотреть влияние климатических и ландшафтных факторов, обуславливающих разнообразие температурных режимов и геокриологических условий функционирования почв. Предложены количественные критерии типизации

температурных режимов, учитывающие как среднегодовую температуру почв, так и глубину сезонного промерзания и протаивания.

Практическая ценность. Практическое значение результатов работы актуально в рамках реализации задач физической географии: обеспечение научных основ для географического прогноза состояния окружающей среды и оптимизации использования природных ресурсов. Полученные научные результаты позволяют оценивать и прогнозировать температурные режимы и геокриологические условия функционирования почв субарктических геосистем в условиях современных и прогнозных климатических и ландшафтных изменений. Усовершенствованный комплекс методов исследований (полевых, математических, геоинформационных, геофизических) расширяет возможности анализа взаимосвязей между различными компонентами геосистем. Результаты исследований использованы для валидации динамической модели, адаптированной для анализа температурных режимов почвогрунтов (Гидрологический Институт, г. С-Петербург), и глобальной климатической модели HIRHAM (Геофизический Институт Университета Аляски, г. Фэрбэнкс, США). Научные результаты использовались в преподавании учебных дисциплин «География почв с основами почвоведения» (Коми Государственный Педагогический Институт) и «Геохимия окружающей среды» (Сыктывкарский Государственный Университет). Результаты исследований могут быть использованы при создании моделей циклов углерода, а также предприятиями топливно-энергетического, жилищно-коммунального и строительного комплексов, дорожного хозяйства в Республике Коми и Ненецком автономном округе при оценке состояния компонентов окружающей среды на территории различных объектов производственной и социально-бытовой инфраструктуры.

Адаптированы и усовершенствованы методы исследований для анализа влияния климатических и ландшафтных условий на формирование температурных режимов почв. Усовершенствована методика геоинформационного анализа почвенно-растительного покрова субарктических геосистем для определения пространственной дифференциации глубины сезонного протаивания во взаимосвязи с ландшафтными компонентами. Адаптирована методика геоинформационного анализа климатических условий, обуславливающих географическую зональность мерзлотных почв. Для исследований пространственной дифференциации глубин залегания сезонно- и многолетнемерзлых горизонтов обоснованы преимущества комбинирования высоких частот (300 и 900 МГц) при георадиолокационном зондировании почв и подстилающих пород, предложен экономичный метод ручного бурения мерзлых горизонтов (патент на изобретение № 2673571). При систематизации температурных режимов апробированы количественные критерии, эффективно дифференцирующие температурные режимы и геокриологические условия функционирования почв в регионе.

Объекты и районы исследований. Объектами исследований являются зональные и азональные почвы типичной и южной тундры, лесотундры, крайнесеверной и северной тайги европейского северо-востока России (Север Республики Коми и Ненецкий автономный округ). Объекты исследований расположены в подзонах сплошного, прерывистого, массивно-островного и редкоостровного распространения многолетнемерзлых пород, а также на территории сплошного распространения сезоннопромерзающих почв. В геоморфологическом плане исследованиями охвачены ледниковые, водно-ледниковые и озерно-болотные равнины. Исследования проведены и в антропогенно-нарушенных геосистемах, охватывающих участки с постагрогенными ландшафтами, сезонными (зимними) и постоянными дорогами. Исследования проведены в восьми районах, включающих 46 участков и две мониторинговые площадки. Морфологическое описание и физико-химические анализы приведены для 45 почвенных разрезов. Цифровые крупномасштабные почвенные карты охватывают три района исследований и центральную часть регионального тундрово-таежного экотона. В работе проведен анализ данных температурных режимов почв и подстилающих пород, полученных в период с 1982 до 2018 гг.

Методология и методы исследования. Для выполнения поставленных задач использован комплекс современных инструментальных и программных методов получения и обработки данных. В рамках сравнительно-географического метода устанавливали взаимосвязи между температурными режимами основных типов и подтипов почв тундровых и лесных геосистем с соответствующим комплексом природных условий (ландшафтными факторами).

Методы экологического мониторинга использовали для определения сезонной и многолетней динамики температурного режима почв, пространственной дифференциации температурных характеристик почв и надземного слоя воздуха, влажности почв, мощности торфяного горизонта, глубины сезонного протаивания и высоты снежного покрова, таксационных параметров растительного покрова. Для определения строения и свойств почв применялись полевые и физико-химические методы исследований. Геофизические методы применялись для определения глубины залегания кровли и строения почвенно-геокриологических комплексов.

Геоинформационные и геоинформационные методы исследований применяли при анализе влияния климатических и ландшафтных факторов на температуру почв и глубину залегания многолетнемерзлых пород. Геоинформационные методы включали в себя анализ картографических и полевых материалов, тематическую и экспертную обработку с применением математических методов оценки точности. Статистические методы использовали для анализа пространственно-временных закономерностей формирования температурных режимов почв, функционирующих в различных ландшафтных и геокриологических условиях.

Связь работы с научными программами. Материалы диссертации получены и обобщены в рамках выполнения плановых тем фундаментальных научно-исследовательских работ отдела почвоведения Института биологии Коми НЦ УрО РАН: 2006-2008 гг. «Механизмы формирования и функционирования целинных и антропогенно-нарушенных почв в таежных и тундровых ландшафтах европейского северо-востока» (№ 0120.0603502); 2009-2011 гг. «Организация, функционирование и эволюция почв криолитозоны европейского северо-востока России» (№ 0120.0853980); 2012-2014 гг. «Биогеографические и ландшафтные закономерности формирования почв как компонентов наземных экосистем Субарктики на европейском северо-востоке России» (№ 0120.1250267); 2015-2017 гг. «Пространственно-временные закономерности формирования торфяных почв на европейском северо-востоке России и их трансформации в условиях меняющегося климата и антропогенного воздействия» (№ 115020910065); 2018-2020 гг. «Выявление общих закономерностей формирования и функционирования торфяных почв на территории Арктического и Субарктического секторов Европейского северо-востока России» (Гр.АААА-А17-117122290011-5), поддержаны программами Президиума РАН (№ 12-Е-4-1004); отделения биологических наук РАН (№ 12-Т-4-1006); проектами РФФИ (№№ 12-04-31759, 14-05-31111, 18-05-60005, 18-55-11003, 20-34-70005); программой Фонда содействия отечественной науки (2005-2006 гг.); международными проектами: CARBO-North «Quantifying the carbon budget in Northern Russia: past, present and future» № 036993 (2006-2010), CryoN «Mechanisms underlying large N₂O emissions from cryoturbated peat surfaces in tundra» (2009-2014), FiWER «The effect of climate change on CO₂, N₂O and CH₄ dynamics and ecosystem processes in Russian tundra» (2011-2015), ПРООН/ГЭФ 00059042 (2013-2016), COUP «Constraining uncertainties in the permafrost-climate feedback» (2016-2018); TSP «Thermal State of Permafrost» (2010-2018), CALM «Circumpolar Active Layer Monitoring» (2004-2019). Автор являлся научным руководителем и (или) исполнителем вышеперечисленных тем и грантов.

Апробация работы. Результаты работы были представлены на международных конференциях по изучению многолетней мерзлоты: NICOP (США, 2008), TICOP (Россия, 2012), EUCOP (Португалия, 2014), ICOP (Германия, 2016), EUCOP 2018 (Франция, 2018), Азиатской конференции по изучению многолетней мерзлоты (Китай, 2006), конференции по итогам Международного Полярного года (Норвегия, 2010), Генеральных Ассамблеях наук о Земле (Австрия, 2007, 2015), Арктическом Научном Саммите (Норвегия, 2009; Корея, 2011; Польша, 2013), 4-й, 5-й и 6-й Международных конференциях по Криопедологии (Россия, 2005, 2009; Польша, 2013), 1-й международной конференции «Климат и Криосфера» (Китай, 2005), Второй Международной конференции молодых ученых (Китай, 2006), Всемирном конгрессе молодых ученых по наукам о Земле (Китай, 2009), Международной конференции по рациональному

использованию сельскохозяйственных ресурсов (Индия, 2009), 5-м Международном симпозиуме по цифровой картографии почв (Австралия, 2012), международной конференции «Живая оболочка Земли» (Италия, 2014), международной конференции ISTAS (Франция, 2014), Всероссийских научных конференциях молодых ученых «Актуальные проблемы биологии и экологии» (Сыктывкар, 2009-2015), заседаниях ученого совета Института биологии Коми НЦ УрО РАН (Сыктывкар, 2010, 2012, 2016), семинаре «Почвы во времени и пространстве» (Москва, 2018), конференциях по исследованию Криосферы Земли (Пущино, 2017, 2019).

Степень достоверности результатов исследований. Полученные результаты и выводы достоверны, измерения проведены на откалиброванных приборах в полевых условиях. Физико-химические анализы проведены на поверенном оборудовании в аккредитованной (РОСС RU.0001.511257) экоаналитической лаборатории Института биологии Коми НЦ УрО РАН. В работе использованы классические методы почвоведения и географии почв: профильный, морфологический, сравнительно-географический, метод почвенных ключей, метод почвенно-режимных наблюдений, аэрокосмические методы.

Оценка достоверности результатов основана на анализе полученных в полевых условиях массивов данных и лабораторного материала с использованием статистических методов исследований. Выбор объектов исследований осуществляли по ландшафтному принципу. Отбор и пробоподготовка почвенных и подстилающих горизонтов проводили по ГОСТ Р 58595-2019 и ГОСТ 17644-83 соответственно. Исследования проведены на 46 участках в восьми районах исследований, анализ полученных данных по температуре почв охватывает период с 1982 по 2018 гг. Морфологическое описание и физико-химические анализы приведены для 45 почвенных разрезов. Исследования основываются на более чем 100000 измерений температуры почв, 2000 измерений глубины сезонноталого слоя почв, 10000 количественных значений ландшафтных и 10000 климатических характеристик.

Личный вклад автора в работу. Диссертационная работа является результатом многолетних исследований автора в период 2004-2021 гг. Автор участвовал во всех этапах исследований: постановке проблемы, формулировке цели и задач, планировании и проведении полевых работ, получении исходных данных, их анализе, обсуждении и обобщении, разработке теоретических положений и усовершенствовании практических методов.

Публикации. Основные теоретические и практические результаты диссертации опубликованы в 31 статье (вклад автора 70 %) в изданиях, рекомендованных ВАК РФ, из них 27 включены в базы Web of Science и Scopus.

Благодарности. Автор благодарен своим наставникам и коллегам: кандидату географических наук Г.Г. Мажитовой, доктору сельскохозяйственных наук, профессору И.В. Забоевой, доктору сельскохозяйственных наук В.Д. Тонконогову, доктору биологических наук

А.В. Пастухову, кандидату биологических наук Е.М. Лаптевой, доктору биологических наук Е.В. Шамриковой, кандидату биологических наук Е.Г. Кузнецовой, доктору биологических наук С.В. Загировой, доктору географических В.И. Силину, доктору биологических наук Р.В. Десяткину, кандидату биологических наук В.В. Елсакову, кандидату географических наук В.И. Гребенцу, доктору биологических наук Л.С. Шарой, кандидату сельскохозяйственных наук Е.В. Жангурову за всестороннюю помощь, ценные советы и поддержку при выполнении исследований и подготовке работы; ведущим инженерам Е.А. Тумановой, Т.В. Зоновой, Ю.И. Бобровой, Н.А. Васильевой, Е.В. Кызыуровой, Н.Е. Игнатовой, В.П. Кириенко за помощь в проведении химических анализов; В.М. Щанову и О.В. Шахтаровой за помощь в построении карт.

Автор выражает свою большую признательность доктору географических наук Сергею Викторовичу Горячкину – своему научному консультанту за постоянную помощь, искреннюю поддержку, ценные советы и важные замечания при обсуждении результатов исследований.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 8 глав, заключения, выводов, изложена на 380 страницах компьютерного текста, включает список литературы из 482 наименований, в том числе 178 на иностранных языках, 61 рисунок, 27 таблиц и четыре приложения.

Глава 1. История исследований температурных режимов почв и подстилающих пород во взаимосвязи с климатическими и ландшафтными факторами

1.1. История исследований температурного режима почв и подстилающих пород

Почвы являются одним из основных компонентов физико-географической среды и, формируясь под ее воздействием, оказывают непосредственное влияние на природные компоненты и среду обитания человека, находятся в постоянном взаимодействии с климатом [Шульгин, 1972]. Температура почв и подстилающих пород является одной из важнейших характеристик климатических, мерзлотных, почвообразовательных и инженерно-геологических условий [Архангельская, 2012]. Температура почв определяет функционирование геосистем, позволяя судить об их чувствительности к климатическим флуктуациям, изменению природной среды и антропогенным воздействиям [Johnson, Billings, 1962]. Температура почв определяет геоморфологические [French, 2007], биохимические процессы, депонирование углерода, микробиологическую активность почв, рост и питание растений [Chapin, 1983]. Температура почв имеет первостепенное значение для многих теоретических и прикладных задач, связанных с оценкой отклика земной поверхности на изменения температуры воздуха [Быховец и др., 2007].

Исследования температурного режима почв и подстилающих пород, прежде всего, привлекает внимание исследователей в области почвоведения и геокриологии. Однако, почвоведы обычно ограничиваются исследованием температурного режима верхних почвенных горизонтов, не обращая внимание на подстилающие (почвообразующие) породы. В криолитозоне почвообразование, как правило, ограничено глубиной сезонного протаивания [Достовалов, Кудрявцев, 1967]. Геокриологи, напротив, делают акцент на изучение температурного режима многолетнемерзлых пород (ММП), не обращая достаточное внимание на почвенные горизонты, представляющие собой ежегодно оттаивающий и промерзающий буферный слой между атмосферой и многолетнемерзлыми горизонтами. Почвы, занимая самые верхние слои литосферы, оказывают значительное влияние на температурный режим подстилающих многолетнемерзлых пород [Десяткин и др., 2012]. В связи с этим возрастает актуальность исследований температурных режимов не только почвенных горизонтов, но и подстилающих (почвообразующих), в т.ч. многолетнемерзлых пород.

1.1.1. Исследования температурных режимов почв естественных геосистем

Впервые в России измерения температуры почв и подстилающих пород начаты в 1830-х гг. в созданной по инициативе Н.И. Лобачевского Метеорологической обсерватории Казанского университета. Температурные наблюдения производились с помощью ртутных термометров, помещенных в стенки специального колодца на глубинах от 1 до 32 м. В 1841 г. использовался биметаллический термометр. Первые результаты измерений температуры почв на глубине 1 м частично опубликованы профессором университета Э.А. Кнорром [1835].

Методические исследования и долговременные наблюдения по методикам, близким к современным, были начаты в 1870-80-е гг. по инициативе Г.И. Вильда в главной физической обсерватории с применением вытяжных термометров [Быховец и др., 2007]. Коленчатые термометры Савинова стали использовать с 1900 г. для глубин 0,05 и 0,10 м. Термометры Шукевича (стандартные глубины 0,2 и 0,4 м, с возможностью установки в диапазоне 0,1-0,6 м) использовали в наблюдательной сети с 1908 по 1940 г.

В начале 1900-х гг. под влиянием идей А.И. Воейкова [1889] наблюдения за температурой почв под естественной поверхностью (летом – травяная растительность, зимой – ненарушенный снежный покров) стали стандартным вариантом. Измерения температуры почв проводились преимущественно в сельскохозяйственных районах, на северо-востоке европейской России их практически не было. В начале XX века анализировались закономерности формирования теплового режима почв во взаимосвязи с их свойствами, климатом и растительностью [Воейков, 1904; Любославский, 1909]. В Благовещенском метеорологическом бюро Амурской области начали свою научную деятельность основоположники отечественного мерзлотоведения – М.И. Сумгин, организовав исследования температурного режима почв [Качурин, Яновский, 1952].

К концу 1910-х гг. количество станций температурных наблюдений значительно сократилось, однако к началу 1930-х гг. сеть наблюдений начала постепенно восстанавливаться и развиваться. К середине XX века существенные изменения претерпела методика температурных наблюдений, наблюдения стали круглосуточными. В 1950-60-е гг. сеть наблюдений значительно расширилась и в 1970-80-е гг. достигла максимального охвата территории страны. Наметилась тенденция к выравниванию плотности сети: в северных районах число станций, где производили такие наблюдения, продолжало расти, а в регионах с более густой сетью количество станций стабилизировалось или начало сокращаться. В 1960-е гг. предпринималась попытка внедрения электрических термометров М154, используемых в качестве альтернативы вытяжным. В начале 1970-х гг. около половины станций, ведущих наблюдения на глубинах под естественной поверхностью, были оборудованы термометрами М154, однако вследствие их недостаточной надежности вскоре они перестали использоваться [Быховец и др., 2007].

В конце XX столетия внимание климатологов к исследованиям температуры почв несколько ослабло, основным источником данных в эти годы остается «Метеорологический ежемесячник», а наиболее полным климатологическим обобщением – предыдущий «Справочник по климату СССР» (1964–1966). Переходный период в экономике в 1980-1990-е гг. негативно отразился на состоянии и возможностях всей гидрометеорологической службы. Вынужденно закрывали наблюдательные станции и посты, на оставшихся станциях сокращали программы наблюдений. Отчасти, это было вызвано и отсутствием приборов для выполнения наблюдений – вытяжных термометров, тогда как электронные приборы еще не были внедрены. Развитие приборной базы в 1990-2000-х годах, существенно сократило трудоемкость стационарных изучений температур, благодаря внедрению цифровых термометров – логгеров, обладающих значительной автономностью и относительной надежностью, что подняло интерес к исследованиям климатических характеристик, в том числе температурных режимов почв и подстилающих пород. Современное программное обеспечение, способное обрабатывать значительные массивы полученных в полевых условиях данных, значительно расширило набор задач, решаемых в области климатического почвоведения и географии почв.

В физической географии температурные режимы почв исследуются как составная часть теплового баланса геосистем [Дьяконов, 1988; 1991]. При исследовании природно-территориальных комплексов (ПТК) Дьяконов [1981] их нижняя граница выделяется по изотерме 0°C, что в условиях криолитозоны является кровлей многолетнемерзлых пород (ММП). Беручашвили [1990] связывает нижнюю границу ПТК с глубиной постоянных температур, что актуализирует необходимость исследований температурных режимов и подстилающих пород. В теплофизике ландшафтов исследования температурного режима почв проводятся при анализе энергообмена между почвой и атмосферой.

Нехватка доступных метеорологических и геотемпературных данных, для удовлетворительного моделирования механизмов изменений климата и температурного режима почв с 2000 года способствует увеличению числа восстановленных и открытых вновь станций и постов, где проводятся наблюдения за температурой почв [Сергеев и др., 2007]. Долгосрочные температурные исследования почв стали проводится на участках полевых работ и мониторинговых площадках исследователями в различных областях физической географии, в т.ч. почвоведении и геокриологии.

Одной из задач исследователей температурных режимов почв была их классификация. Наиболее подробно таксономия температурных режимов почв рассмотрена в работе В.Н. Димо [1972]. В данной классификационной системе выделены: типы температурного режима почв – по направлению температурного градиента в системе «почва – атмосфера» (излучения, неустойчивого равновесия, инсоляции); подтипы – по степени континентальности

температурного режима, величине годовых амплитуд температуры почвы (умеренный, континентальный, резко континентальный); виды – по средней годовой температуре на глубине 20 см (субарктический, холодный, прохладный, теплый, очень теплый).

В ряде работ в качестве значимого показателя почвенного климата используют температуру глубоких слоев почвы. Так, например, при почвенно-климатическом районировании Алтайского края А.М. Шульгин [1948] взял за основу температуру почвы на глубине 40 см и запасы почвенной влаги. Температура почвы на глубине 40 см является более стабильным показателем температурного поля почвы, будучи менее подверженной влиянию поверхностных факторов.

В американской классификации почв [Keys to Soil Taxonomy, 2014] для дифференциации термических режимов почв используются температурные характеристики на глубине 50 см (среднегодовая и среднелетняя температуры почвы), а также наличие/отсутствие кровли ММП в пределах 2 м от поверхности [Keys to Soil Taxonomy, 2014]. Таким образом, она ориентируется на характеристики более глубоких слоев почв, и лучше подходит для почв субарктических геосистем, где в т.ч. широко распространены многолетнемерзлые породы.

При исследовании температурных режимов мерзлотных почв Забайкалья А.И. Куликов с соавторами [Куликов и др., 1997] предложил типологическую систему их дифференциации. В данной системе почвы разделяются по трем критериям: по теплосодержанию в июле-августе в слое 0-100 см (до 40 МДж/м²); по соотношению мерзлотного и теплого периодов (от 125 до 230 суток); по глубине прогревания до 10 °С (до 2 м и более). На основании каждого критерия выделяется по пять температурных типов почв. Данная система типизации температурных режимов имеет региональный характер, однако способна к универсализации, охватывая достаточно широкий спектр почв.

П.П. Кречетов и О.В. Черницова [2007] обращают внимание на многочисленные данные о глубине проникновения сосущих корней растений в почвенной толще, которые, по их мнению, свидетельствуют о необходимости при эколого-географическом анализе учитывать температуру почв до 160 см, а для почв с недостатком атмосферного увлажнения – до 320 см. В предложенной этими авторами классификации температурных режимов почв учитывается соотношение экологически активных температур почвы на глубинах от 20 до 320 см.

1.1.1.1. Исследования температурных режимов почв и подстилающих пород в криолитозоне

Особый интерес к температурным исследованиям почв диктуется растущим вниманием научной общественности к проблеме глобального потепления климата [IPCC, 2021]. Температура почв является чувствительным показателем климата, интегрирующим изменения в

температуре приземного воздуха и других климатических характеристик, играя важную роль в физических, биологических и микробиологических процессах, происходящих в почве. Реакция температуры почв на современное потепление в значительной мере зависит от ландшафтных условий территории [Павлов, 2008].

Изменение климата является одной из важнейших глобальных проблем XXI века. Отчеты Межправительственной группы экспертов по изменению климата при ООН [IPCC, 2021] и многочисленные публикации [Павлов, 2003; Павлов, Ананьева, 2004; Чудинова и др., 2001; Fedorov et al., 2014; Biskaborn et al., 2019] подтверждают потепление климата в большинстве регионов Арктики. В Арктической зоне увеличение среднегодовой температуры воздуха в XX столетии было почти вдвое больше, чем в среднем по планете. В последней четверти XX века она росла со скоростью до 1,6 °C/10 лет [Второй..., 2014; Варламов и др., 2017]. Климатические изменения в последние десятилетия оказывает значительное влияние на субарктические геосистемы [IPCC, 2021]. Рядом авторов моделируются и прогнозируются изменения, которые можно ожидать в связи с климатическим потеплением в криолитозоне, в том числе евразийской [Анисимов, Нельсон, 1998; Павлов, 2003; Демченко и др., 2001; Анисимов и др., 2012 и другие].

Глобальные климатические модели прогнозируют дальнейшее увеличение (до 5 °C) среднегодовой температуры воздуха арктических геосистем в XXI веке [Koenigk et al., 2013]. В связи с глобальным потеплением климата в литературе активно обсуждается проблема изменений температуры пород и мерзлотной обстановки в высоких широтах. Повышение температуры воздуха и количества осадков обуславливают постепенное увеличение температуры почв, приводящее, в свою очередь, к сокращению площади криолитозоны [Lawrence et al., 2008]. Наиболее обстоятельные исследования в этом направлении выполнены А.А. Васильевым и др. [2008], А.В. Павловым [2001, 2003], О.А. Анисимовым, М.Н. Железняком, Н.Б. Какуновым, Н.Г. Оберманом, В.Е. Романовским, Л. Хизманом, Ф. Нельсоном, Т. Остеркампом и др. [Osterkamp, Romanovsky, 1999; Nelson et al., 2002; Оберман, 1998; Анисимов, Белолуцкая, 2002; Hinzman et al., 1991; Железняк и др., 2005]. Установлено, что изменения климата во времени имеют колебательный характер на фоне общего потепления. В некоторых регионах потепление климата выражено слабо или практически не наблюдается, напротив, в других регионах рост температуры воздуха превышает 1,5 °C за три десятилетия [Павлов, 2002; Павлов, Малкова, 2010]. Геосистемы, функционирующие вдоль южного предела криолитозоны, представляют особый интерес, т.к. они находятся в жестких климатических условиях и начинают раньше реагировать на изменение климата по сравнению с таковыми, расположенными в более низких широтах [IPCC, 2021]. Только в период 2007-2016 гг. температуры почв на глубине их нулевых колебаний в Арктике увеличились на $0,39 \pm 0,15$ °C [Biskaborn et al., 2019]. В данный период температура несплошных ММП увеличилась на

0,20±0,10 °C. Данный тренд обусловлен значительным ростом температуры воздуха в Северном полушарии. Температура воздуха в полярных и высокогорных областях увеличилась значительно, чем где либо еще на планете [Pepin et al., 2015]. Изменение климата в высоких широтах связано преимущественно с эффектом арктического усиления [Алексеев и др., 2015]. При этом, меняется вертикальная температурная стратификация атмосферы, приводящая к снижению ее статической устойчивости, усиливается меридиональный теплоперенос и изменяется тепловое излучение поверхности [Pithan, Mauritsen, 2014]. В результате потепление в большей степени проявляется у поверхности и в тропосфере до 8–16 км [Алексеев, 2014].

В дальнейшем, согласно прогнозным моделям, в конце XXI века при повышении температуры почв значительно сократится площадь общепланетарной криолитозоны [Павлова и др., 2007]. Даже если глобальная температура воздуха увеличится на 2 °C к 2100 г, 40 % площади приповерхностных ММП вероятно полностью деградируют [Larsen, Fondahl, 2019]. Такие изменения могут иметь серьезные последствия для геосистем, гидрологии и инфраструктуры на локальном, региональном и глобальном уровнях [Schuur et al., 2008; Larsen et al., 2008; Romanovsky et al., 2010; Hjort et al., 2018]. Данные процессы в свою очередь вносят вклад в глобальное потепление на уровне 0.13–0.27 °C к 2100 г. и до 0.42 °C к 2300 г. [Schaefer et al., 2014].

Протаивание многолетнемерзлых толщ сопровождается продвижением границы леса на север, что приведет к кардинальным изменениям в растительности и почвах. Почвы являются одним из важнейших хранилищ углерода, значительные запасы которого законсервированы в многолетнемерзлых горизонтах [Hugelius et al., 2011]. Повышение температуры почв при оттаивании многолетнемерзлых пород увеличивает эмиссию парниковых газов [Knoblauch et al., 2018], что в свою очередь оказывает обратный положительный эффект на климатическое потепление [Schuur et al., 2015; Карелин и др., 2017; Voigt et al., 2017]. Из-за глобальных изменений климата почвы, ранее служившие резервуаром для стока углерода, могут стать его источником [Davidson, Janssens, 2006].

Тенденции изменения температуры почв в верхних слоях достаточно сложны и связаны с изменениями температуры воздуха, режима атмосферных осадков, характеристик снежного покрова [Попова, Полякова, 2013]. Поэтому, особенно актуальными становятся исследования динамики почвенных температур в зависимости от комплекса изменяющихся климатических параметров [Romanovsky et al., 2010]. Для оценки влияния современного климата на температурное состояние почв криолитозоны широко используются данные геоэкологических стационаров и метеорологических станций [Romanovsky et al., 2002; Павлов, 2008]. Для обработки данных проводятся статистические, геоинформационные и математические виды анализов [Klene et al., 2001; Шерстюков, 2008; Throop et al., 2012].

Особенности дифференциации и динамики температурных режимов почв и подстилающих пород обусловлены влиянием ландшафтных факторов, строения и свойств почв [Уфимцева, 1967; Bertoldi et al., 2010]. Влияние рельефа на температурный режим почв исследовали С.А. Сапожникова [1950], Г.Н. Лысак [1958], Е.П. Архипова с соавторами [1960], О.И. Худяков [2000], Н.Б. Бадмаев с соавторами [1996], Р. Конант с соавторами [Conant et al., 2008], И.Ф. Кузякова, К. Штар [2006] и многие другие исследователи. Рельеф оказывает не прямое влияние на температуру почв через снегораспределение, ветровую экспозицию и солнечную радиацию [Бадмаев и др., 1996; Raupach, Finnigan, 1997]. Для изменчивости температуры, обусловленной макро- и мезо-рельефом, был сформулирован закон Воейкова: дневное нагревание и ночное охлаждение являются наибольшими в области вогнутых форм рельефа (т. е. в долинах) и наименьшими в области выпуклых форм (т. е. на возвышенностях), что связано с различиями в интенсивности перемешивания воздушных масс. На микроуровне закон Воейкова не выполняется: микроповышения прогреваются летом лучше, чем микропонижения, а зимой сильнее промерзают [Шульгин, 1957; Куртнер, Чудновский, 1979; Керженцев, 1992; Васильевская и др., 1993; Radke et al., 1982; Куликов, 1997; Горячкин, 2010]. Это объясняется большей поверхностью положительных форм микрорельефа и соответственно большей интенсивностью теплообмена с прилегающим к земной поверхности слоем воздуха. Кроме того, возвышения микрорельефа обычно имеют менее высокий снежный покров. Экспозиция склонов тоже оказывает самое непосредственное влияние на температуру почвы, в первую очередь благодаря изменению угла падения солнечных лучей на поверхность почв, приводящему к изменениям инсоляции последней [Волобуев, 1983; Тыртиков, 1966; Глобус, Каганов, 1968; Керженцев, 1992 и другие].

В работе В.Д. Васильевской и др. [1993] расхождения в температурных режимах тундровых почв, составляющих почвенные микрокомбинации, объясняются в первую очередь микрорельефом. Отмечается, что быстрее всего прогреваются летом и охлаждаются зимой выпуклые элементы микрорельефа, т.е. бугорки, валики, кочки в пучинных комплексах и центры полигонов в трещинно-нанополлигональных комплексах. Наиболее инерционными по водно-тепловому режиму элементами тундровых комплексов являются межбугорковые пространства в бугорковатых комплексах и трещины в полигонально-валиковых и трещинно-нанополлигональных комплексах. Благодаря различиям в скорости прогрева и охлаждения почвенных комплексов, в них возникают градиенты температуры и влажности. Эти градиенты определяют направление и интенсивность потоков влаги и энергии между элементами комплекса. В период весеннего протаивания наиболее ярко выражена нисходящая и боковая миграция в наиболее быстро прогреваемой почве (в центре полигона, бугорка, валика) и от нее в стороны, к окружающим почвам. Во время осенне-зимнего промерзания потоки имеют прямо

противоположное направление: от периферии к центру нанополигонов и от пониженных элементов микрорельефа к выпуклым.

Температура почв является одним из ключевых факторов, обеспечивающих биологические процессы в арктических геосистемах. С другой стороны, растительный покров оказывает значительное влияние на гидротермический режим и глубину сезонного протаивания почв [Fisher et al., 2016]. Мощный моховой покров оказывает охлаждающее влияние, тогда как высокие заросли кустарников способствуют снегонакоплению и отеплению почв [Nyland et al., 2012]. В условиях климатических изменений биотическая компонента в Арктике является особенно уязвимой, т.к. виды зачастую очень узко специализированы в адаптации к среде обитания [Chapin et al., 2000]. В связи с этим понимание взаимосвязей между типом растительности и температурным режимом почв с учетом других влияющих ландшафтных факторов особенно важно в условиях субарктических геосистем. Это становится особенно актуальным на фоне продолжающегося в циркумполярном регионе изменения растительного покрова в условиях потепления [Epstein et al., 2012; Белоновская и др., 2016; Тишков и др., 2021].

Влияние растительности на температуру почвы обусловлено, с одной стороны, затеняющим эффектом, которым обладает растительный покров, и с другой стороны, существенным изменением подвижности воздуха по сравнению с открытым пространством и снижением интенсивности конвективного теплообмена в системе «почва – атмосфера». Увеличение высоты и сомкнутости растительных ярусов увеличивает высоту снежного покрова [Казаков, 1949; Архипова, 1952; Тыртиков, 1962; Гороховская, 1970; Воронков и др., 1979; Худяков, 1984; Horton et al., 1984; Oliver et al., 1987; Тихонравова, 2002; Куликов и др., 1995; Sauer et al., 1996; Урушадзе, Ломидзе, 1997; Карпачевский и др., 2003; Алифанов и др., 2006; Ding et al., 2007; и другие]. Влияние растительного и снежного покровов на глубину промерзания и скорость оттаивания почвы рассматривается в работах Г.А. Любославского [1909], А.П. Тольского [1919], Н.А. Качинского [1927], А.Г. Гаеля [1948], А.Р. и М.Ф. Вернеров [1950], Н.А. Мосиенко [1957], О.И. Худякова [1984], М.В. Рубцова и А.А. Дерюгина [1989], А. С. Керженцева [1992] и др. Обсуждая влияние растительности и рельефа на температуру почв Читинской области, В.Н. Димо [1972] подчеркивала, что решающая роль в формировании температурного поля исследованных почв принадлежит растительному покрову, а экспозиция склонов имеет второстепенное значение. К примеру кустарниковые и кустарничковые ярусы в тундровой зоне способствуют снегонакоплению, что в свою очередь обуславливает повышение зимних температур почв [Myers-Smith, Hik, 2013].

Исследования пространственных и временных изменений снежного покрова являются важным звеном в изучении динамики геосистем криолитозоны и одним из основных

индикаторов современных изменений климата [Китаев, Титкова, 2010; Callaghan et al. 2011]. Снежный покров оказывает огромное влияние на температуру почв и многолетнемерзлых пород, при этом особенно его значение возрастает в геосистемах высоких широт [Hinzman et al., 1998; Nelson et al., 1998; Ling, Zhang, 2005]. Низкая температуропроводность снежного покрова защищает почвы от охлаждения в зимний период [Outcalt et al., 1975; Taras et al., 2002], кроме того существенные затраты тепла идут на его протаивание [Strack et al., 2003]. При исследовании процессов промерзания – оттаивания почв [Gustafsson et al., 2001] основополагающим параметром является высота снежного покрова, а в субарктических геосистемах это одни из критических факторов, определяющих характер распространения ММП [Ishikawa, 2003].

1.1.1.2. Исследования температурных режимов почв в Субарктике европейского северо-востока России

В настоящее время появилось много публикаций, указывающих на влияние глобальных климатических изменений на региональный климат и ландшафты криолитозоны [Павлов и др., 2002; Павлов, 2003; Чудинова и др., 2001; Сергеев и др., 2007; Федоров, Константинов, 2009; Малкова, 2010]. Особенности изменения климата на территории России анализируются в ежегодных обобщающих докладах Росгидромета [Доклад..., 2021].

Субарктический сектор европейского северо-востока с высокотемпературной криолитозонной является одним из особо чувствительных к климатическим изменениям регионов планеты [Mazhitova et al., 2004; Павлов, Малкова, 2010]. На европейской территории России южный предел распространения ММП преимущественно совпадает с южной границей тундровых ландшафтов [Осадчая, Тумель, 2012]. Известно, что тундры Сибири и Северной Америки характеризуются сплошным распространением ММП, а в Фенноскандии, в отличие от региона исследований, сезонно- и многолетнемерзлые горизонты, как правило, не сливаются [Мажитова, 2008]. В сравнении с Сибирью, европейский Север отличается обилием атмосферных осадков, еще более усиливающих (в результате их инфильтрации и снегонакопления) тенденцию деградации ММП [Оберман, 2007].

В регионе распространены преимущественно массивы высокотемпературных ($-2...-0$ °C) многолетнемерзлых пород, относительно нестабильных в условиях потепления. Сравнительно высокие температуры ММП и мягкий климат почв в регионе объясняют большую динамичность геокриологической обстановки, подтверждаемую как данными мониторинга [Vasiliev et al., 2020; Kaverin et al., 2021], так и моделированием [Stendel et al., 2011].

Наибольшие темпы деградации ММП отмечаются в восточной части Тимано-Печорского региона [Елсаков, 2013]. В результате климатических изменений границы геокриологических

подзон уже в 1970-2000-е гг. сместились на десятки километров, при этом сформировались многочисленные несквозные талики на водоразделах. Температура ММП повысилась как на цокольной Предуральской равнине, так и в пределах Печорской плиты [Оберман, Шеслер, 2009]. Непрерывное увеличение глубины сезонного протаивания мерзлотных почв региона в конце XX века согласовалось с трендом увеличения сумм положительных температур воздуха и сопровождалось ростом температуры сезоннопромерзающих почв на европейском севере России [Гиличинский и др., 2000; Чудинова и др., 2001]. Дальнейшие прогнозы показывают, что в конце XXI века в субарктическом секторе европейского северо-востока на фоне повышения температуры почв значительно сократится площадь криолитозоны [Stendel et al., 2011]. При этом, многолетнемерзлые породы в Большеземельской тундре могут сохраниться только в условиях бугристых болот [Пастухов и др., 2016; Ривкин и др., 2017].

Существенная перестройка криолитозоны и субарктических геосистем в регионе делает особенно актуальными вопросы исследований температурного состояния почв и подстилающих (в т.ч. многолетнемерзлых) пород во взаимосвязи с климатическими и ландшафтными параметрами [Мажитова, 2008]. Исследования температурного режима позволяет оценить современное температурное состояние основных типов почв переходной (экотонной) полосы «тундра-тайга», выявить их отклик на межгодовую динамику температуры воздуха, а в перспективе, при наличии более длительного ряда наблюдений, и на изменение климата.

В региональной подзоне несплошного распространения ММП наиболее подробные исследования температурного режима тундровых минеральных и торфяных (в т.ч. мерзлотных) почв проведены А.В. Кононенко [1986] и Г.Г. Мажитовой [2008]. Температурные режимы многолетнемерзлых пород рассмотрены в работах Н.Г. Обермана и И.Г. Шеслер [2009] и Г.В. Малковой [2011]. Работа Кононенко [1986] характеризует летний температурный режим целинной тундровой почвы, но почти не содержит зимних и годовых характеристик, не приводится разнообразия режимов на ландшафтном уровне в условиях несплошного распространения ММП. Показано, что характер гидротермического режима тундровых почв в сочетании с суровыми климатическими условиями значительно ограничивает период активного почвообразования по сравнению с таежными подзолистыми почвами.

Г.Г. Мажитова [2008] детально рассмотрела температурный режим 11 почв, формирующихся в разных ландшафтах равнинной и горной тундры, приуроченных к участкам с распространением многолетнемерзлых и талых пород. Исследования температурного режима мерзлотных почв ограничивались мощностью сезонноталого слоя (СТС). В работе показано резкое различие зимних и годовых температурных показателей мерзлотных и немерзлотных почв при сходстве летних показателей в корнеобитаемом слое. Установлено, что в подзоне несплошного распространения ММП на европейском северо-востоке России в

непосредственном соседстве формируются мерзлотные и сезоннопромерзающие почвы различные по зимним и годовым термическим показателям. Летние температурные показатели верхних почвенных горизонтов еще относительно выровнены по территории, однако с глубиной диапазон различий быстро увеличивается. Прогрев большинства почв летом примерно одинаков, зимнее промерзание резко дифференцировано по территории высотой снежного покрова [Мажитова, 2008]. Мерзлотные почвы европейского северо-востока России намного мягче по зимнему климату, чем почвы более холодных регионов, например, Якутии или Колымского нагорья [Берман и др., 1998; Mazhitova et al., 2004]. В профиле сезоннопромерзающих почв региона наблюдаются длительные периоды положительных температур зимой, в мерзлотных почвах положительные околонулевые температуры в середине сезонноталого слоя наблюдаются вплоть до весны.

Роль гранулометрического состава почвообразующих пород в температурном режиме почвогрунтов и глубине сезонного протаивания в региональной криолитозоне анализировалась Н.Г. Оберманом [1998]. Термоэрозия развивается в регионе по высокольдистым преимущественно пылеватосуглинистым отложениям СТС и подстилающих ММП. Развитие большинства криогенных процессов в почвах региона во многом зависит от распространения пылеватых суглинков, обладающих слабой водостойкостью, тиксотропностью, пучинистостью, повышенной льдистостью. Приуральская часть региона, характеризующаяся широким распространением пылеватосуглинистых почвообразующих пород наиболее предрасположена к возникновению и активизации термоэрозии, солификации, пучения и термокарста [Оберман, 1998].

В связи с увеличением количества осадков и потеплением климата в регионе, затрагивающим как теплую, так и холодную половину года, исследование годовых циклов температурных режимов почв бугристых болот, существующих на крайнем южном пределе распространения ММП, становится особенно актуальным. [Гончарова и др., 2015]. Многолетнемерзлые породы здесь характеризуются редкоостровным распространением, минимальной температурной стабильностью, а их существование полностью зависит от свойств экосистем [Shur, Jorgenson, 2007]. На южном пределе распространения ММП (66°-66,5° с.ш.) обнаруживаются только в пределах болотных геосистем. Обсуждаются экологические последствия изменений геокриологической ситуации на южном пределе ММП, строятся многочисленные прогнозные модели, основанные на различных сценариях потепления [Shiklomanov et al., 2007]. Использование температурных режимов почв в этих моделях, в дополнение к температурным параметрам воздуха, является абсолютно необходимым для повышения точности прогнозов.

В регионе исследований южная граница распространения ММП проходит в крайнесеверной тайге. Исследование торфяных мерзлотных почв региона на крайнем южном пределе криолитозоны региона проводилось в 1950-е гг. при проведении мелиорации бугристо-мочажинных болот [Кочеткова, 1966]. В работе рассмотрены летние температурные показатели ненарушенных почв торфяных бугров и мочагин. Сильная обводненность профиля почв способствовала усилению сезонного протаивания, при этом уровень залегания кровли ММП в торфяных низинных почвах находился на глубине 65-70 см.

Современные исследования торфяных мерзлотных почв в подзоне редкоостровного распространения ММП проводились в соседнем регионе – Западной Сибири [Гончарова и др., 2015]. Исследуемые мерзлотные почвы относились к очень холодному подтипу, мерзлотному типу температурного режима, несмотря на их географическое положение. Информативными для мерзлотных почв Севера Западной Сибири стали следующие годовые показатели: суммы положительных температур (СПТп) для глубин 10 и 20 см, максимальная глубина проникновения температур выше 10 °C и количество дней с температурами ниже (или выше) 0 °C на глубине 20 см. На участках исследований изолирующий эффект снежного покрова зимой оказался в два раза выше, чем растительности летом. Мерзлотные почвы севера Западной Сибири характеризуются высокой буферностью по отношению к изменяющимся климатическим параметрам. Данное свойство обусловлено наличием подстильно-торфяного горизонта с крайне низкой теплопроводностью [Морина, 1983] и близким залеганием ММП, которые поддерживают температурный градиент, препятствующий проникновению тепла на поверхность кровли ММП.

Климат для функционирования лесных почв с низкой энергетической обеспеченностью является одним из важнейших экологических факторов [Решоткин, 2010]. В связи с этим, особый интерес представляют региональные северотаежные и лесотундровые геосистемы, т.к. они находятся в наиболее жестких климатических условиях и начинают раньше реагировать на изменение климата по сравнению с лесными сообществами, расположенными в более низких широтах [Изменение..., 2003]. Почвы лесных геосистем развиты в районах, где многолетнемерзлые породы отсутствуют, подзона северной тайги полностью расположена в области сплошного распространения сезоннопромерзающих почв. В последние десятилетия в связи с изменением климата наблюдается постепенное продвижение лесной растительности на север [Сергиенко, 2015], соответственно изменяются температурные режимы почв. Согласно прогнозируемому повышению среднегодовых температур к концу XXI века по региональной климатической модели HIRHAM (версия 5) [Christensen et al., 2013] климатические условия северной тайги будут характерны для территории современных южных тундр. Исследование сезонной динамики температур лесных почв становится актуальным в связи с введением в

российскую классификацию почв [Классификация..., 2004] концепции криогенного метаморфизма минеральной массы. Формирование специфической крупитчатой структуры криометаморфического горизонта (CRM) происходит под воздействием многократных циклов промерзания-оттаивания в определенных диапазонах влажности и температуры почв на северном пределе тайги [Тонконогов, 2010]. Наличие горизонта CRM в профиле почв дает основание выделять их на уровне отдельного типа – криометаморфические почвы [Полевой определитель, 2008].

Температурный режим лесных геосистем в регионе исследовался И.В. Забоевой [1975] и А.В. Кононенко [1986]. И.В. Забоевой [1975] дана характеристика температурного режима целинной глееподзолистой почвы в северной тайге. В глееподзолистой почве биологически активные температуры (более 10 °C) наблюдались лишь в короткий период в лесной подстилке. Корнеобитаемый 20-сантиметровый слой не прогревался до биологически активных температур. Предположено, что некоторое ослабление подзолообразовательного процесса в северной тайге связано с недостатком тепла в почвах. В работе А.В. Кононенко [1986] проведен детальный анализ закономерностей изменения гидротермического режима целинных и освоенных подзолистых почв средней тайги. Установлено, что температурный режим подзолистых почв обуславливает малую мощность слоя, благоприятного для жизнедеятельности корней древесных растений и для активного развития биологических процессов. Активные температуры проникают на глубину 40-50 см, формируя на этих глубинах основной слой проникновения корней. Исследователь отметила достаточно длинный, сохраняющийся до летних месяцев, период весенних околонулевых температур в холодные годы. Зимний температурный режим в работе А.В. Кононенко [1986] не рассматривается.

1.1.2. *Исследования температурных режимов почв антропогенно-нарушенных геосистем*

Интерес общества к изучению почвенно-растительных ресурсов возрастает в связи с промышленным освоением новых территорий в Арктике [Осадчая, Хохлова, 2013]. На фоне современного изменения климата увеличение антропогенной нагрузки может привести к катастрофическим изменениям растительного и почвенного покровов, восстановление которых затягивается на несколько десятков и сотен лет [Денева, 2005; Патова и др., 2015]. Для криолитозоны Большеземельской тундры сохранность ее территориальных ресурсов является залогом устойчивого развития региона [Осадчая, 2009]. Исследование изменений свойств почв субарктических геосистем в условиях антропогенных воздействий и промышленного освоения является одним из приоритетных вопросов современной науки [Москаленко, 2012]. В условиях антропогенного воздействия в криолитозоне и прилегающих к ней районах изменяется

тепловой режим почв, что способствует значительному изменению свойств почв и мерзлотной обстановки [Huntington et al., 2007]. Особенный интерес вызывают исследования измененных свойств почв, функционирующих непосредственно внутри и около населенных пунктов, объектов транспортной и промышленной инфраструктуры [Скрябин, Варламов, 2013]. Моделирование геосистем с учетом их спонтанной и антропогенной динамики и соответствующего им интегрального природного режима является одним из направлений физической географии [Сочава, 1978].

Успешное решение геоэкологических вопросов антропогенного воздействия на окружающую среду предусматривает количественную оценку пространственно-временной изменчивости температурного режима почв. Температурное состояние почвогрунтов является одним из основных характеристик геоэкологических условий определяющих устойчивость осваиваемых территорий. Антропогенные воздействия вызывают значительные изменения температурных режимов почв, в результате изменения которых начинают развиваться негативные геоэкологические процессы [Скрябин, 2019]. Эти процессы приводят к изменению мерзотно-ландшафтных условий территории и ухудшают экологическую обстановку окружающей среды [Скрябин, Варламов, 2013].

Сельскохозяйственная обработка почв приводит к изменению их температурного режима [Шульгин, 1972; Benjamin et al., 1990; Караваева и др., 1998; Renaud et al., 2001; Макарычев, 2007]. При этом существуют две противоположные концепции [Куртнер, Чудновский, 1979]: часть авторов указывает на то, что разрыхленная почва в летнее время нагревается и охлаждается сильнее, чем нерыхленая; другие, наоборот, что рыхление приводит летом к понижению температуры по сравнению с паром. Исследованиям температурного режима почв луговых геосистем в криолитозоне посвящено ограниченное количество работ [Десяткин, Десяткин, 2017; Zheng et al., 2017]. Реакция мерзлотных ландшафтов на сельскохозяйственное освоение земель исследовалась в криогенных ландшафтах центральной Якутии, где установлена их высокая чувствительность к сельскохозяйственному воздействию [Федоров, Константинов, 2009].

В пределах криолитозоны европейского северо-востока России во второй половине XX века в связи с ростом населения Воркутинского промышленного района, проводилось сельскохозяйственное освоение массивов тундры [Арчегова и др., 2013]. В условиях сурового субарктического климата и несплошного распространения ММП целесообразным стало создание многолетних сеяных лугов как кормовой базы местного животноводства [Котелина и др., 1985]. В конце 1990-х гг. совхозы ликвидировали, на сеяных лугах прекратили сенозаготовку и перестали вносить удобрения. В 2000-е гг. луга продолжали функционировать в качестве устойчивых постагрогенных сообществ [Панюков, 2013; Ковалева и др., 2017], но

уже во втором десятилетии XXI века началось активное внедрение на сеяные луга тундровой растительности.

На территории европейского северо-востока России первые наблюдения за влиянием распашки проведены И.И. Шамановой [1966]. Исследователь отмечает значительное влияние распашки на гидротермический режим почв, что приводит к повышению температуры, снижению влажности и увеличению мощности СТС. После шестилетней распашки почвы глубина сезонного протаивания увеличилась почти вдвое.

Влияние сельскохозяйственного освоения на летний температурный режим почв тундровых геосистем европейского Севера исследовалось А.В. Кононенко [1986], установившей, что уничтожение естественной растительности и поверхностного оторфованного горизонта приводит к кардинальной смене температурного режима почв сельскохозяйственных угодий. Отмечено, что освоенные тундровые почвы в летнее время прогреваются лучше целинных, зимний температурный режим тундровой пахотной почвы не рассматривался. Наиболее подробно температурный режим длительно сезоннопромерзающих почв агрогенных и постагрогенных тундровых геосистем Воркутинского района, в сравнении с их целинными аналогами, рассмотрен в работе И.Б. Арчеговой [2007]. Агрогенно-трансформированные почвы, сформировавшиеся при освоении массивов крупнокустарниковой тундры, в последние годы их сельскохозяйственного использования (1996-1999 гг.) стали холоднее целинных почв. Сельскохозяйственное освоение участков (создание сеяных многолетних лугов) привело к формированию почв по годовому и зимнему температурному режиму близких к мерзлотным, а по летнему переходных между мерзлотными и сезоннопромерзающими. Прекращение скашивания лугов привело к зарастанию их кустарниками в течение 10-20 лет и, соответственно, увеличению высоты снежного покрова. Температурный режим почвы приблизился к режиму сезоннопромерзающих почв в условиях когда еще не сформировались моховой покров и торфянистые горизонты. Таким образом, в условиях современной активизации самовосстановительной сукцессии естественной тундровой растительности, проходящей на фоне потепления, необходимы дальнейшие исследования динамики температурного режима и глубины сезонного протаивания почв постагрогенных геосистем в регионе с высокотемпературными ММП.

Освоение углеводородных месторождений является одной из главных причин, обуславливающих увеличение антропогенной нагрузки на тундровые ландшафты в регионе. На европейском Севере строительство автодорог различных категорий является одним из главных факторов антропогенного воздействия на геосистемы криолитозоны [Ананьева (Малкова), 1997; Гребенец, Исаков, 2016]. На территории региона как и всей криолитозоны России исследования проводятся преимущественно по отепляющему влиянию на почвогрунты автомобильных и

железных дорог [Варламов и др., 2010], проезда вездеходной гусеничной техники в летний период [Груздев, 1984; Игловский, 2008; Москаленко, 2012]. При этом, оценке влияния эксплуатации зимних дорог (зимников) на температурное состояние почв тундры уделено значительно меньше внимания. Тогда как, зимние дороги составляют основную массу линейных сооружений Российской Арктики, так как широко используются для транспортировки людей и грузов при строительстве объектов инфраструктуры нефтегазового комплекса [Быков, 1977]. С инженерной точки зрения эксплуатация зимников, по сравнению с другими типами дорог, наносит наименьший ущерб тундровым геосистемам [Проектирование..., 1991]. Однако исследования последних лет показали существенное влияние зимних дорог на геосистемы криолитозоны [Экологическая..., 2016]. При пересечении зимниками бугристых болот наблюдается протаивание верхних горизонтов ММП, формирование таликов и усиление деградации торфяных бугров. На минеральных почвогрунтах обустройство зимников усугубляет процессы эрозии, ведет к изменению сезонных процессов промерзания – оттаивания [Экологическая..., 2016]. В данном аспекте особенно актуальным становится исследование региональных особенностей влияния трансформации растительного и почвенного покрова на температурный режим почв при эксплуатации зимних дорог.

Особенности воздействия постоянных автомобильных дорог (в т.ч. с твердым покрытием) на температурное состояние ММП хорошо известны [Цытович, 1973; Геокриология, 1988]. В нашей стране при изысканиях, проектировании и строительстве автомобильных дорог общего пользования в криолитозоне используются нормы, предписанные в ВСН 84-89 [1990]. Тем не менее, строительство и эксплуатация насыпных автомобильных дорог нарушает естественный режим промерзания и протаивания почв [Smith et al. 2005], что обуславливает значительные горизонтальные и вертикальные смещения почв [Brown, 1967; Hinkel et al. 2003]. В центральной Якутии проводились исследования изменений температурного состояния почв при строительстве дорог, выявлено значительное повышение среднегодовой температуры верхних горизонтов ММП при вырубке леса и удалении напочвенного покрова [Скрябин, Варламов, 2013]. Повышение температуры почвогрунтов дорожных оснований ведет к снижению устойчивости и разрушению дорожного полотна в результате протаивания подстилающих ММП [Исаков, 2014]. Причины возникновения деформаций автомобильных дорог в условиях высокотемпературной криолитозоны являются актуальным вопросом и современных исследований [Дроздов, Шабуров, 2015]. В последние десятилетия климатические изменения, наряду с антропогенными нарушениями, еще больше способствуют повышению температуры почв в зоне влияния дорог с твердым покрытием, способствуя деформациям дорожного полотна в результате активизации термокарстовых процессов [Fortier et al. 2011].

Неполное соблюдение технологии строительства автодорог в условиях распространения высокотемпературных ММП в условиях потепления обуславливает разрушения дорожного полотна на значительном протяжении. Недостаточное финансирование транспортной инфраструктуры в регионе ограничивает возможности ремонтных работ, в результате покрытие региональных автодорог часто находится в неудовлетворительном состоянии. Современные исследования температурного поля почвогрунтов дорожных насыпей в Большеземельской тундре проводилось на основе моделирования [Исаков, 2014]. Модельные расчеты показали, что в основании склонов дорожных насыпей должны развиваться неглубокие несквозные талики. Однако, они не были подкреплены полевыми исследованиями, в связи чем особую актуальность в регионе приобретают мониторинговые наблюдения за температурным режимом почв и подстилающих пород в зоне влияния насыпных автодорог с твердым покрытием.

Моделирование трансформации ландшафтных компонентов под влиянием климатических изменений является одним актуальных направлений географических исследований [Чистяков и др., 2014]. Прогнозируемое продолжение климатического потепления, которое приведет к дальнейшим ландшафтными преобразованиям в криолитозоне обуславливает запрос на проведение полевых экспериментов в тундровых геосистемах криолитозоны [Варламов и др., 2017]. Многолетние экспериментальные материалы являются надежной основой геокриологического прогноза и разработке природоохранных мероприятий [Скрябин, 2019].

Климатическое потепление обуславливает усиление термокарстовых процессов, приводящих к кардинальным изменениям гидрологии субарктических геосистем и баланса углерода в них [Hayes et al., 2014; Kuhry et al., 2013]. Оттаивание многолетнемерзлых пород (ММП), термокарст и водная эрозия являются естественными пусковыми механизмами изменения площади поверхности тундровых озер и их возможного дренажа. Динамика термокарстовых озер может рассматриваться как один из возможных индикаторов состояния криолитозоны [Yoshikawa, Hinzman, 2003; Елсаков, Марущак, 2011]. Искусственное осушение озерных котловин позволяет изучать комплексные изменения озерно-термокарстовых ландшафтов, включая изменения температурных режимов почвогрунтов, непосредственно после спуска водной массы озер.

Тундровые термокарстовые озера и дренированные озерные котловины занимают огромные площади в субарктических широтах [Hinkel et al., 2005; Grosse et al., 2013]. После дренирования в озерных котловинах основные ландшафтные преобразования связаны с изменениями гидротермического режима почвогрунтов, включая агградацию ММП, заболачивание и сукцессионные изменения растительного покрова [Jorgenson, Shur, 2007]. В верхнем слое почвогрунтов активизируется сегрегация льда и процессы мерзлотного пучения, тогда как пространственно дифференцированная высота снежного покрова, определяющая

интенсивность криогенных процессов и типы растительности, сильно влияет на температуры ММП и мощность СТС в пределах осушенной котловины [Mackay, Burn, 2002]. Для понимания сукцессионных изменений в дренированных озерных котловинах, необходим большой объем полевых исследований в удаленных районах Арктики, что существенно ограничивает возможности прямых инструментальных исследований основных биологических и геоморфологических процессов [Burn, Smith, 1990; Mackay, 1992; Arp et al., 2011; Roy-Léveillé, Burn, 2016]. Термокарстовые озера, включая дренированные озерные котловины, достаточно хорошо идентифицируются на спутниковых и аэрофотоснимках, а спектральные и визуальные характеристики участков, получаемые на основе методов дистанционного зондирования, позволяют определить возраст дренажа озерных котловин [Jones et al., 2012; Edwards et al., 2016].

Тем не менее, осушенные озерные котловины изучаются преимущественно на примере достаточно старых котловин или с применением пространственно-временного моделирования прошедших или будущих этапов эволюционных изменений на основе анализа современных изображений поверхности. Многолетние полевые исследования, начатые сразу после осушения озерной котловины, могут объяснить многие аспекты сукцессионных изменений, происходящих в котловинах после их дренажа. Искусственно осушенные котловины исследовались в Аляске и на Севере Канады [Billings, Peterson, 1980; Mackay, Burn, 2002], однако подобные отдельные исследования проводились и на территории России.

В 1960-1970 гг. искусственное осушение тундровых озер было частью советской программы по созданию собственной кормовой базы для крупного рогатого скота в суровых климатических условиях Крайнего Севера. Агрономические почвенные исследования молодых осушенных озерных котловин проводили на Чукотском полуострове в 1964 г. [Томирдиаро, 1969]. Удобрённые и засеянные травами бывшие озерные котловины были способны продуцировать высокие укосные урожаи в течение 5-6 лет после их осушения [Кривошеков, 2000]. Затем, травянистые сообщества постепенно замещались тундровыми мохово-лишайниковыми и кустарниковыми сообществами, и сельскохозяйственное производство в них становилось экономически нерентабельным [Шило и др., 1984]. Кроме того, осушенные термокарстовые котловины оказывали негативное экологическое влияние на тундровые ландшафты в связи с процессами заболачивания и агградации ММП [Оберман, Шеслер, 2009; Какунов, 1980]. В течение 1970-1980 гг. данная сельскохозяйственная программа была реализована в подзоне несплошного распространения ММП на европейском Севере России, где 40 озер общей площадью в 1000 Га были искусственно осушены. Озеро Опытное стало крупнейшей искусственно осушенной котловиной на европейском Севере России, что обусловило его выбор в качестве основного объекта для мониторинговых исследований

динамики температурного режима почвогрунтов и ландшафтных преобразований, сопряженных с изменениями почвенно-растительного покрова. Проведение таких исследований обеспечило науку уникальными фактическими данными. В связи с этим возникла задача проанализировать отклик температурных режимов почвогрунтов на климатические и ландшафтные изменения, оценить влияние растительного покрова на формирование ММП в пределах осушенной озерной котловины.

В последние годы возрастает интерес к управляемым полевым экспериментам, при помощи которых исследуются возможные изменения почвенно-температурных и ландшафтных компонентов геосистем криолитозоны. К настоящему времени значительное количество работ посвящено изучению современного температурного режима мерзлотных почв, функционирующих в различных ландшафтных условиях криолитозоны в исследуемом регионе [Мажитова, 2008; Малкова, 2010] и прогнозам его изменения в течение XXI века [Анисимов, 2009; Wissler et al., 2011]. Данные, полученные в рамках полевых экспериментов, улучшают калибровку существующих климатических моделей, в особенности адаптированных для конкретных ландшафтов [Hollister et al., 2006]. Проведение данных экспериментов позволяет оценить отклик почвенно-температурных и ландшафтных компонентов в ответ на изменение климатических условий на локальном уровне [Norby et al., 1997]. При их проведении в качестве активных систем повышения температуры почв используют нагревательные электрокабели и инфракрасные обогреватели, но они способствуют осушению почв и требуют присутствия постоянного источника энергии [Shaver et al., 2000]. Среди пассивных систем повышения температуры почв широко применяются снегозащитные заграждения. Однако они создают искусственное затенение и задерживают снеготаяние, что затрудняет оценку изменений температурного режима почв [Natali et al., 2011]. Применение камер с открытым верхом в качестве пассивных систем обеспечивает удовлетворительные условия повышения почвенной температуры при незначительном отепляющем эффекте в почвах [Marion et al., 1997]. В камерах оптимального размера увеличивается температура воздуха, а влажность почв меняется незначительно [Henry, Molau, 1997]. Данный тип манипуляций стал одним из основных инструментов при проведении полевых экспериментов по изменению микроклиматических условий в летний период [Voigt et al., 2017]. Результаты круглогодичных исследований с использованием камер в настоящее время являются особенно актуальными и востребованными научным сообществом [Bockhorst et al., 2013]. В связи с этим возникла острая необходимость исследований с целью оценки влияния микроклиматических и ландшафтных изменений на температурный режим и глубину сезонного протаивания мерзлотных почв региональных тундровых геосистем в рамках полевого эксперимента с использованием камер с открытым верхом.

1.2. История исследований сезонноталого слоя почв

1.2.1. Исследования глубины сезонного протаивания почв в криолитозоне

Многолетнемерзлые породы являются ключевым компонентом арктических геосистем, особо чувствительным к климатическим изменениям. При этом, глубина сезонного протаивания – одна из главных характеристик состояния почв криолитозоны [Константинов и др., 2006]. Наиболее сильно глубина сезонного протаивания коррелирует с температурой почв и пород. Сезонноталый слой в зарубежной литературе имеет синоним «деятельный слой» и определяется как верхний горизонт почв, подстилаемый ММП, подверженный сезонному промерзанию и протаиванию [Permafrost Subcommittee, 1988]. СТС играет важную роль в холодных регионах, так как основные экологические, гидрологические, биохимические и почвенные процессы протекают в этом слое [Hinzman et al., 1991]. Измерения межгодовых и декадных вариаций глубины сезонного протаивания мерзлотных почв на региональном и циркумполярном уровнях необходимы для понимания и проецирования отклика мерзлотных почв и подстилающих ММП на климатические изменения.

Фактические данные о межгодовой изменчивости глубины сезонного протаивания почв стали накапливаться с начальных этапов развития мерзловедения. Исследования глубины сезонного протаивания во взаимосвязи с климатическими и ландшафтными факторами ведутся уже давно [Втюрина, 1976]. Академик А.Ф. Миддендорф впервые установил зависимость глубины летнего протаивания мерзлотных почв от их литологического состава и теплопроводности в 1840-е гг. [Сухова, Таммиксаар, 2015]. Л.А. Ячевский [1889] опубликовал схематическую карту распространения многолетнемерзлых пород, определил их южную границу и разработал «Программу для собирания сведений о вечной мерзлой почве и ледяных слоях» [Ячевский, 1889].

Мониторинг глубины сезонного протаивания нужен для оценки ее долговременной реакции на климатические флуктуации. Длительные ряды наблюдений необходимы для картирования мощности СТС в связи с его значительными колебаниями отдельных лет. При исследовании глубины сезонного протаивания почв ученые высказывали противоположные мнения по вопросу ее временной динамики. Часть исследователей считала, что мощность СТС характеристика очень динамичная, меняющаяся в 1,5-2 раза не только в течение десятилетий, но и отдельные 2-5 летние периоды. А.Т. Акимов и Л.А. Братцев [1957] на основе изучения подвижек северной границы леса и лесотундры в бассейнах рр. Колва, Адзья и Воркута и анализа региональных климатических данных, пришли к выводу о потеплении климата Большеземельской тундры за первую половину XX века. Увеличение мощности СТС на 35-40 см связано с изменениями температуры почв, особенно зимних. И.П. Швецов и И.В.

Запорожцева [1963] пришли к выводу, что повышение среднелетней температуры почв на 1-1,5 °С в районе Игарки приводит к увеличению мощности СТС на 35-40 см, на Яно-Индигирской низменности и Анадырском районе мощность СТС увеличивалась на 35-40 см за 2-3 года.

Тем не менее, значительно больше данных приводилось о малой изменчивости глубины сезонного протаивания почв во времени. В середине XX века отмечена значительную стабильность СТС в Якутии [Гаврилова, 1966] и в районе Игарки [Тыртиков, 1969] приводит аналогичные данные для района Игарки. На участках с ненарушенными почвами в 1930-50-е гг. колебания глубины сезонного протаивания не превышали 10 %. Сравнение данных, полученных А.В. Голубевым в 1953/54 гг. на площадках Воркутинского района показало практически неизменную мощность СТС в естественных условиях на протяжении мониторинговых работ в 1950-х гг. [Голубев, 1957].

Рассматривая вопрос о роли короткопериодных (2-3 летних) колебаний температуры воздуха в изменении глубины сезонного протаивания почв, исследователи нередко основное внимание обращали на межгодовые вариации температур летнего периода, не учитывая зимние погодные условия [Втюрина, 1976]. При этом влияние короткопериодных климатических флуктуаций на мощность СТС изучено не достаточно. Не всегда есть прямая зависимость между среднегодовой, летней температурой воздуха и глубиной сезонного протаивания. Это связано также с тем, что изменение мощности СТС зависит не только от климатических условий, но и от характера растительного покрова, влажности почв и других ландшафтных факторов. В целом, для середины XX века характерен достаточно высокий уровень стабильности мощности СТС на фоне происходивших климатических флуктуаций [Втюрина, 1976].

До 1990-х гг. мониторинговые измерения глубины сезонного протаивания почв проводились преимущественно в рамках геоморфологических, экологических исследований и инженерных изысканий. При этом использовались различные методики, а базы данных были практически недоступны для общего пользования [Barry, 1988]. Ограниченная доступность данных делала невозможным анализировать тренды изменений глубины сезонного протаивания на межрегиональном уровне. В связи с этим, на рубеже 1980-90-х гг. несколько факторов привели к появлению международной программы и базы данных по долгосрочным исследованиям динамики сезонного протаивания почв: 1) увеличение количества публикаций о нестабильности многолетнемерзлых пород; 2) большая научная выгода от обмена информацией; 3) глобальное проявление климатического потепления, особенно выраженного в циркумполярной области.

Научной программой, охватывающей большинство современных исследований глубины сезонного протаивания, стала CALM (Циркумполярный мониторинг деятельного слоя).

Программа проводится с целью выявления трендов изменения глубины сезонного протаивания мерзлотных почв и анализа связи этих трендов с климатическими показателями и ландшафтными параметрами, знание которых необходимо для моделирования динамики мощности СТС в разных масштабах [Klene et al., 2001]. На всех мониторинговых площадках CALM применяется единый протокол измерений, обеспечивающий статистическую достоверность получаемых данных [Brown et al., 2000]. Большая часть площадок CALM находится на равнинах арктического и субарктического климатических поясов. Основные научные результаты по проекту CALM опубликованы в ряде статей [Melnikov et al., 2004; Zamolodchikov et al., 2004; Streletsky et al., 2008 и другие].

Площадки CALM разбиты преимущественно на минеральных почвообразующих породах. Регулярные долгосрочные исследования глубины сезонного протаивания в торфяных почвогрунтах достаточно ограничены. Результаты многолетнего мониторинга мощности СТС на севере Швеции в условиях редкоостровного распространения ММП показали, что основными климатическими параметрами, влияющими на глубину сезонного протаивания, являются суммы положительных температур воздуха и количество зимних осадков [Sannel et al., 2016]. Пространственная вариабельность высоты снежного покрова – главные климатические факторы, обуславливающие присутствие / отсутствие ММП в торфяниках севера Фенноскандии [Johansson et al., 2006].

Регулярные мониторинговые исследования глубины сезонного протаивания торфяных почв в России проводятся преимущественно в Западной Сибири. На площадке CALM R5d, расположенной на полигональном болоте в подзоне сплошного распространения ММП, выявлена низкая пространственная вариация (9 %) относительно маломощного (0,4-0,5 м) СТС [Бабкина и др., 2017]. Исследования на площадке CALM R1, локализованной на бугристом торфянике в подзоне островного распространения ММП, показали, что относительные высоты и зимний температурный режим поверхности почв обуславливают значительную пространственную дифференциацию (27 %) относительно мощного (1,5-1,6 м) СТС [Бобрик и др., 2015].

Несмотря на накопленные к настоящему времени большие массивы натурных данных, пока нет общепризнанных взглядов по выделению ведущих метеорологических факторов, определяющих многолетние колебания мощности сезонноталого слоя. Для Арктики многие исследователи таким фактором считают сумму летних температур воздуха [Лейбман, 2001; Москаленко и др., 2001; Федоров-Давыдов и др., 2004; Nixon et al., 2003; Tarnocai et al., 2004; Shiklomanov et al., 2008]. На основе результатов многолетнего мониторинга по субмеридиональному трансекту длиной 1200 км вдоль долины р. Маккензи (Канада) зарубежные ученые пришли к выводу об уменьшении влияния температуры воздуха на глубину

протаивания почв по мере продвижения с севера на юг – от арктической зоны к бореальной [Nixon, Taylor, 1998].

Ряд авторов приводят результаты, свидетельствующие о большом значении зимних климатических характеристик для глубины сезонного протаивания, от которых сильно зависит теплосодержание почв в начале теплого сезона [Максимова, Минайлов, 1973; Viereck et al., 2008]. Это характерно главным образом для внутриконтинентальных районов криолитозоны. Однако в некоторых статьях отмечается большое влияние зимних факторов на процесс протаивания почв для отдельных типов ландшафтов Арктики и субарктики [Богатырев, 1974; Федоров-Давыдов и др., 2004; Akerman, Johansson, 2008]. Почти всеми исследователями признается воздействие дождевых осадков на процесс сезонного протаивания почв, которое рассматривается в двух аспектах – как прямое, через увеличение поступления тепла в почву с инфильтрационным потоком влаги, так и опосредованное, за счет изменения сезонной льдистости СТС в зависимости от количества атмосферных осадков конца предшествующего теплого сезона. В натурных условиях этот вопрос изучен недостаточно [Скрябин, 1998; Лейбман, 2001]. По мнению некоторых авторов, в пределах разных ландшафтов оптимальные для сезонного протаивания условия могут быть вызваны различными сочетаниями климатических элементов, а многолетние максимумы достигаются при оптимальном сочетании нескольких климатических характеристик, различных в каждом конкретном случае [Максимова, Минайлов, 1971]. Наконец, ряд исследователей высказывается о принципиальной трудности выделения ведущих метеорологических факторов, влияющих на межгодовую изменчивость глубины протаивания, в основном из-за сильного влияния зонально-региональных и ландшафтных особенностей [Павлов, 2008].

Исследования динамики термокарстовых процессов тесно взаимосвязаны с изучением переходного слоя - горизонта на контакте почв с многолетнемерзлыми породами, периодически находящимся и в мерзлом и в талом состоянии, имеющим признаки педогенного и криогенного преобразования [Шур, 1988; Губин, Лупачев, 2008]. Верхние многолетнемерзлые горизонты в течение ближайших лет и десятилетий могут в разной мере выполнять роль льдистого буфера, постепенно переходя в талое состояние в условиях потепления климата [Shur et al., 2005]. Данный горизонт является частью почвенно-геокриологического комплекса «сезонноталый слой – переходный слой – эпигенетические ММП». Переходный слой наиболее четко выражен в почвах континентальных областей Сибири и Северной Америки со сплошным распространением ММП [Bockheim, Hinkel, 2005], где глубина сезонного протаивания грунтов незначительна и переходная зона находится близко к поверхности, часто обнаруживая признаки педогенеза. Для переходного слоя характерна выраженность криотурбаций, ледяных клиньев, относительно высокое содержание льда и органического вещества. Ю.Л. Шур [1988] отмечает,

что в Сибири мощность переходного слоя обычно достигает 20-30 % от мощности сезонноталого слоя, т.е. в большинстве мерзлотных почв достигает 15-30 см.

С позиций взаимодействия почвообразования с толщей ММП наиболее активной является зона контакта СТС-ММП. Многолетнемерзлые породы при близком залегании их кровли к дневной поверхности (1 м и менее) играют одну из ведущих ролей в почвообразовании, определяя широкий комплекс свойств и признаков мерзлотных почв [Губин, Лупачев, 2008]. Исследование физических свойств верхнего горизонта ММП актуально при продолжающемся климатическом потеплении, когда льдистый переходный слой может стать нижней частью СТС. На европейском Северо-Востоке формирование высокольдистых горизонтов в верхней части ММП впервые было отмечено В.К. Яновским [1933] и Ф.Г. Бакулиным [1958] в бассейне р.Воркута. Ученые отмечали формирование атакситовой криогенной текстуры за счет интенсивной сегрегации в нижней влагонасыщенной части СТС.

Показатель глубины залегания кровли ММП (мощности СТС) практически не используется в современной классификации почв России [2004], однако многие исследователи рассматривают его на высоком таксономическом уровне [Иванова, 1976; Макеев, 1981; Соколов, 1997; Jones et al., 2011]. Залегание кровли ММП на глубине 1 м является классификационным критерием для выделения почв группы Cryosols в канадской [Soil Classification, 1998] и международной [IUSS, 2014] системах классификации почв, группы Gelisols в американской классификации [Keys to Soil Taxonomy, 2014]. Важнейшим аспектом в свете субстантивного подхода в классификации почв криолитозоны, следует признать необходимость разделения почв по глубине залегания кровли ММП в период максимального оттаивания [Лупачев и др., 2019]. Исследователи предлагают ввести ММП в систему классификации дополнительным индексом τ , добавляемым к почвообразующей породе. В работе рассматривается диагностика мерзлотных криоземов, при этом обосновано выделение мерзлотных подтипов и для других типов почв.

Проблемы современного классификационного положения мерзлотных почв в различных таксономических системах освещена С.В. Горячкиным с соавторами [Goryachkin et al., 2019]. Авторы предлагают расширить понимание подтипа «мерзлотный», приравняв его к международным стандартам (Криосолям/Гелисолям), ввести виды подтипа «мерзлотный» мелко-, средне- и глубокомерзлотные для почв с проявлением криогенных процессов и смыкающейся мерзлотой на глубине, соответственно 1, 2 метров и глубже 2 метров.

Различия в глубине залегания кровли ММП в мерзлотных почвах определяются действием как ландшафтных, так и климатических факторов. В связи с этим, необходимо обратить особое внимание на классификационную схему генезиса ММП, разработанную Шуром и Джоргенсоном [Shur, Jorgenson, 2007]. Данная классификационная схема применима для

различных регионов криолитозоны и в контексте настоящих исследований может быть рассмотрена с точки зрения объяснения существования мерзлотных почв. Классификационная схема выделяет следующие типы ММП: климатически-обусловленные (climate-driven); климатически-обусловленные экосистемно-модифицированные (climate-driven, ecosystem-modified); климатически-обусловленные экосистемно-защищенные (climate-driven, ecosystem-protected); экосистемно-обусловленные (ecosystem-driven); экосистемно-защищенные (ecosystem-protected). Климатически-обусловленные ММП формируются в условиях их сплошного распространения, их существование полностью определяется холодным климатом. Климатически-обусловленные экосистемно-защищенные ММП образовались в условиях относительно холодного климата и могут существовать при его потеплении в условиях экосистемной защиты. Экосистемно-защищенные ММП существуют в виде изолированных массивов в условиях неблагоприятного для сохранения многолетней мерзлоты климата со среднегодовой температурой воздуха (-2...+2 °C). Экосистемно-модифицированные ММП формируются в результате созволюционирования почвообразования и льдонакопления [Shur, Jorgenson, 2007].

1.2.2. Исследования глубины сезонного протаивания почв в Субарктике европейского северо-востока России

Первые сведения о сезонном промерзании и протаивании грунтов на территории Печорского угольного бассейна содержатся в работах А. Шренка [1855] и С.В. Керцелли [1911]. Подробное изучение многолетнемерзлых пород началось в 1939 г. Воркутинской мерзлотной станцией Института мерзлотоведения им. В.А. Обручева АН СССР на тундровых опытных участках, где проводились стационарные наблюдения за температурой почвогрунтов, слоем сезонного промерзания и протаивания, верхними горизонтами ММП. Полученные данные анализировались В.К. Яновским [1933], Ф.Г. Бакулиным [1958], Л.А. Братцевым [1954], А.Т. Акимовым и И.А. Тютюновым [1961], Д.В. Редозубовым [1966], А.В. Голубевым [1957] и другими исследователями. Большая часть исследований проводилась на Воркутской научно-исследовательской станции [Филиппова, Лисевич, 2018].

Сведения о мощности, составе и температурном режиме сезоннопромерзающего и протаивающего слоев почв получены во время полевых работ Северного отделения Института мерзлотоведения им. В.А. Обручева и научно-исследовательской группы при кафедре полярных стран географического факультета МГУ на территории отдельных угольных месторождений. Сведения о глубинах сезонного промерзания и протаивания содержатся и в отчетах Воркутской комплексной геологоразведочной экспедиции Ухтинского геологического управления, в отчетах и буровых журналах Отдела изысканий института «Печорпроект». Данные

систематических наблюдений представляют большой интерес, так как дают возможность проследить изменение температуры грунтов на протяжении нескольких годовых циклов. Однако такие наблюдения проводились лишь на одной или двух площадках с естественным покровом и поэтому не отражают всего многообразия теплового состояния грунтов в пределах различных ландшафтов.

Достаточно подробно особенности сезонного протаивания в региональной криолитозоне были исследованы И.И. Шамановой [1964]. При картировании мощности СТС ей было выделено 4 подтипа слоя сезонного протаивания, характерных для различных элементов рельефа в тундре. Шаманова предложила способ крупномасштабного картирования слоев сезонного промерзания и протаивания, примененный в центральной части Печорского угольного бассейна и получивший одобрение производственных организаций. Установлено, что глубина сезонного промерзания и протаивания в почвах южных тундр региона сильно дифференцирована в зависимости от характера растительного покрова [Шаманова, 1970]. При этом, на глубину сезонного промерзания и протаивания в наибольшей степени влияют высота и сомкнутость напочвенного покрова, кустарникового яруса и мощность торфянистого горизонта почвы [Тыртиков, 1966].

На территории региональной криолитозоны особенности осадок поверхности почв при протаивании многолетнемерзлых пород рассмотрены Ф.Г. Бакулиным [1952]. Установлено, что наибольшей льдистостью в регионе исследований характеризуются глинистые, суглинистые и супесчаные почвогрунты. Максимальная льдистость наблюдается в верхних слоях ММП на участках пятнистых тундр. Многолетнемерзлые песчаные породы характеризуются чрезвычайно малой величиной льдистости по сравнению с глинистыми грунтами. Для определения осадок оттаивающих мерзлых глинистых грунтов Ф.Г. Бакулин рекомендовал использовать зависимости, базирующиеся на определении простейших физических характеристик.

Наиболее подробно географическая характеристика ММП дана в работе И.А. Казанцевой и др. [1988]. В данной главе показаны географические границы и дана подробная характеристика геокриологических подзон, рассмотрены генезис и особенности таликов, рассмотрены температуры многолетнемерзлых пород в различных ландшафтах равнинных тундр. Охарактеризованы особенности сезонного промерзания и протаивания различных типов почвообразующих пород. Изменение мощности сезонноталого и сезонномерзлого слоев, так же как и температура пород, подчиняется широтной зональности. В целом мощность сезонноталого слоя увеличивается с севера на юг от 0,3 до 3 м, а мощность сезонномерзлого – с юга на север от 0,5 до 2,5 м.

Н.Б. Какунов и Е.И. Сулимова [2005] приводят концепцию 175-летних климатических циклов, каждый из которых состоит из шестидесятилетнего и четвертьвекового полупериодов и нескольких короткопериодных циклов, продолжительностью 6-11 лет. По мнению авторов, в самом конце XX столетия должен был закончиться четвертьвековой период потепления, за которым прогнозировался шестидесятилетний климатический полупериод похолодания. Исследователи спрогнозировали значительное понижение температуры воздуха вплоть до середины XXI века со значительным сокращением площади таликов и понижением температур почвогрунтов. Тем не менее, по прошествии двух десятилетий XXI века стало ясным, что данный прогноз не оправдался.

Изменения современных геокриологических условий европейского северо-востока России проанализированы в работе Н.Г. Обермана и И.Г. Шеслер [2009]. Потепление ММП в регионе обусловило возникновение в 1970-2005 годах несквозных таликов в благоприятных условиях и увеличение мощности таликов, возникших ранее. Протаивание ММП сопровождалось термокарстом, наблюдавшимся на севере подзоны несплошного распространения ММП. Осадки связных грунтов над обводненными несквозными таликами максимальны (более 0,6 м за 20 лет) в результате сложения воздействий кондуктивного и конвективного факторов. Несколько меньше осели сливающиеся ММП крутосклонных вершин. Минимальные значения отмечены за те же 20 лет в пределах полигонального мезорельефа подножий суглинистых склонов. Отметки поверхности плоскополигональных торфяников практически не изменились. Агградация ММП проявлялась лишь локально, в основном на участках частичного либо полного современного осушения термокарстовых озер.

Г.Г. Осадчая и Н.В. Тумель [2012] проанализировали основные ландшафтные индикаторы геокриологической зональности европейского северо-востока России. Геокриологическая зональность проявляется в закономерных изменениях мерзлотных параметров территории, одним из которых является глубина сезонного протаивания. Проведено уточнение геокриологических подзон Большеземельской тундры. Основным показателем зональной принадлежности ММП являются локальные (в ранге урочищ) ландшафты-индикаторы.

В последние два десятилетия, на европейском Севере наблюдаются наиболее выраженные тренды увеличения глубины сезонного протаивания [Vasiliev et al., 2020]. В регионе на 6 действующих площадках CALM уже в 2000-е гг. фиксировались значительные темпы увеличения глубины сезонного протаивания мерзлотных почв [Малкова, 2010; Kaverin et al., 2021]. Максимальные величины прироста сезонного протаивания выявлены в песчано-супесчаных почвогрунтах, в меньшей степени они проявляются в суглинисто-глинистых почвах [Оберман, Шеслер, 2009]. Площадка CALM R2 (4Гт) является единственной на европейском Севере площадкой мониторинговой сети, где в условиях суглинистых почв мощность СТС

относительно невелика (около 1 м). Сравнительно неглубокое залегание кровли ММП обуславливает хорошую выраженность ее реакции в ответ на современные климатические флуктуации. Кроме того, данная площадка является единственной площадкой на европейском Севере, где проводятся регулярные измерения поверхности мерзлотных почв, что позволяет оценить многолетних изменений поверхности почв.

Одно из опасных последствий потепления климата и протаивания ММП – термокарст, включающий многолетнюю осадку поверхности почв [Шур, 1988]. В рамках программы CALM на многих площадках проводится мониторинг осадок, что позволяет отслеживать не только изменения мощности сезонноталого слоя, но и величину понижения абсолютных высотных отметок кровли ММП. Это дает важную, в частности для почвоведов, информацию о динамике микрорельефа поверхности, скорости обновления почвенного профиля и состоянии нижних горизонтов почвы, периодически промерзающих в многолетних циклах [Мажитова, 2008].

Бугристые болота широко распространены в тундровой зоне [Максимова, Оспенников, 2012; Фотиев, 2017], занимая на территории европейского северо-востока России значительные площади (около 10 %) в пределах слабодренированных водоразделов и озерно-аллювиальных комплексов. Несмотря на происходящее потепление и возрастающее антропогенное воздействие, бугристые болота считаются относительно устойчивыми геосистемами [Wisser et al., 2011]. В регионе исследований геосистемы бугристых болот являются экологически устойчивыми [Пастухов, 2016]. Анализ климатических моделей показал, что в конце XXI века почвогрунты бугристых болот региональной лесотундры сохраняют отрицательные среднегодовые температуры. При этом редкоостровные ММП сохраняются только в условиях болотных массивов [Rivkin et al., 2016].

На южном пределе криолитозоны поверхность бугристых болот в разной степени деградирована, покрыта оголенными торфяными пятнами, где растительный покров полностью, либо частично, отсутствует. Исследования показали, что торфяные пятна являются источниками повышенной эмиссии N_2O в атмосферу [Marushchak et al., 2011]. В настоящее время почвы оголенных торфяных пятен несмотря на их широкое распространение в ландшафтах бугристых болот, остаются слабоизученными. Одним из наиболее актуальных вопросов исследований торфяных почв оголенных пятен являются оценка их температурного состояния в связи с низким альбедо, что неизменно приводит к большему прогреву почвенного профиля и увеличению термоэрозии.

Мониторинговая площадка CALM R52 (5Тм) на территории европейской России является самой южной и единственной, заложенной на мощной (4-5 м) торфяной залежи, при этом она характеризуется малыми глубинами сезонного протаивания. В пределах площадки широко распространены оголенные торфяные пятна, что делает ее ценной для мониторинговых

наблюдений глубины сезонного протаивания и анализа обуславливающих ее ландшафтных факторов в пределах бугристых болот.

1.3. Развитие методов исследований ландшафтных и климатических факторов, влияющих на температурные режимы почв и подстилающих пород субарктических геосистем

1.3.1. Методы геоинформационных исследований климатических условий формирования температурного режима почв

В последние годы наблюдается значительный прогресс в области развития моделирования биоклиматических условий настоящего, прошлого и будущего [Fick, Hijmans, 2017]. Одним из актуальных вопросов является анализ климатических условий формирования и динамики современных ММП и мерзлотных почв [Gruber, 2012; Fedorov et al., 2014]. Ареал современной криолитозоны – это «продукт» предыдущих климатических эпох [Shur, Jorgenson, 2007]. Расчеты климатических параметров геокриологических границ выполняются на основе метеорологических данных, либо климатических моделей [Sazonova, Romanovsky, 2003; Анисимов, Шерстюков, 2016]. Данные климатические характеристики описывают области, где температурные условия благоприятны для формирования и существования ММП, а соответственно и мерзлотных почв [Lawrence, Slater, 2005]. Наиболее простой характеристикой для приближенной оценки мерзлотно-климатических условий является температура воздуха, оказывающая значимое влияние на температуру почв на европейском Севере [Шерстюков, 2008]. Однако целесообразнее применять климатические индексы, поскольку они характеризуют соотношение сумм отрицательных и положительных температур воздуха. Критические значения климатических индексов, описывающие географическое положение почвенно-геокриологических границ, определяются на основе наложения пространственно-дифференцированных климатических матриц на существующие геокриологические карты [Nelson, Outcalt, 1987].

Развитие геоинформационных (ГИС) технологий позволяет активно использовать базы биоклиматических ресурсов, показывающие благоприятные климатические области для сохранения ММП и мерзлотных почв. Большинство климатических моделей характеризуется относительно низким пространственным разрешением [Slater, Lawrence, 2013; Павлова и др., 2007]. Использование матриц с растровыми слоями высокого разрешения необходимо для проведения более качественного географического анализа условий окружающей среды [Hijmans et al., 2005]. Это позволяет проводить исследования и на региональном уровне [Груза

и др., 2006; Aalto et al., 2017]. Создание и использование растровых региональных климатических матриц дает возможность улучшить качество геоинформационного анализа.

Революционное развитие ГИС-технологий способствует значительной модернизации географического анализа климатических условий криолитозоны [Павлов, Ананьева, 2004]. В субарктическом секторе Северо-Востока Европейской России формирование современных массивов эпигенетических ММП в южной части региональной криолитозоны началось около двух тысяч лет назад [Oksanen et al., 2003]. На протяжении последующего времени геокриологические условия неоднократно менялись [Андреичева, Голубева, 2008], но обширные массивы ММП в регионе сохранились. За последние десятилетия в криолитозоне произошли значительные изменения [Малкова и др., 2011]. В связи с этим сравнительный анализ климатических характеристик криолитозоны для так называемого фонового периода (1960-1990 гг.) представляет особый интерес. Сравнение современных климатических показателей с таковыми фонового периода позволяет анализировать влияние климатических изменений на температурную устойчивость ММП. Использование климатических маркеров геокриологических границ перспективно и при оценке прогнозируемых климатических изменений в криолитозоне. Помимо температуры, в криолитозоне важнейшая роль принадлежит осадкам [Osterkamp et al., 2009]. Основное влияние осадков заключается в длительном (до 9 месяцев) сохранении снежного покрова, пространственно-дифференцированная высота которого определяет особенности температурного режима почв [Мажитова, 2008]. Начиная с 1960-х гг. годовое количество осадков на северо-востоке Европейской России увеличилось на 20 %, с 400 мм до 500 мм [Малкова, 2010]. Увеличение количества осадков может способствовать росту температуры почв даже при временном снижении температуры воздуха [Osterkamp et al., 2009]. Понимание пространственных взаимосвязей между температурой почвы и различными климатическими факторами является одним из актуальных направлений современных географических и экологических исследований.

1.3.2. Методы геоинформационных исследований ландшафтных условий формирования температурного режима почв

В основе географических исследований с помощью космических методов лежит теория оптических свойств природной среды, обусловленных взаимодействием солнечного излучения с географической оболочкой [Дьяконов и др., 1996]. Решение экологических проблем в криолитозоне требует разностороннего картографического анализа воздействия техногенеза на различные компоненты природного комплекса и выработки рекомендаций по рациональному природопользованию [Королева, 2011]. Внедрение цифровых методов анализа

пространственной информации позволяет достичь значительного увеличения скорости картографирования в физической географии [MacMillan et al., 2008; Sanchez et al., 2009]. Прогресс геоинформационного картографирования предоставляет большие возможности для комплексного анализа криолитозоны как объекта географической оболочки [Королева, 2007]. Развитие ГИС-технологий, онлайн-сервисов, мобильных систем способствовало разработке новых способов построения и распространения о состоянии геосистем, в т.ч. почвенной-геокриологической информации [Lagacherie, 2006]. Цифровые физико-географические карты представляют собой не просто набор определенных полигонов, а являются, по существу, пространственной базой данных почвенных, геокриологических и ландшафтных характеристик.

Современные картографические исследования почвенно-растительного покрова в геоинформационной среде позволяют отследить их изменения, происходящие в условиях изменения климата [Коробова, 2012; Хименков, 2013; Nyland et al., 2018]. Характеристики почв, полученные в полевых условиях, используются для выявления пространственного распределения различных свойств и режимов почв [Boettinger et al., 2010]. Географическая привязка почвенных данных может использоваться для аппроксимации и прогнозирования характера режимов почв и растительности неисследованных территорий. Цифровые почвенные карты заполняют неясности таких прогнозов и, основываясь на непрерывно поступающих данных (мониторинг), дают информацию, касающуюся динамических почвенных процессов [Hartemink, 2008]. Геоинформационный анализ почвенно-растительного покрова обеспечивает построение улучшенных моделей пространственной дифференциации температуры почв [Aalto et al., 2013]. Исследование взаимосвязей температуры почв с растительным покровом, обусловлено тем, что они значительно изменяются в пространстве в пределах первых метров [Graham et al., 2012]. При этом, масштаб пространственной изменчивости температурных режимов значительно крупнее такого представленного большинством климатических моделей [Christensen et al., 2007].

Геоинформационные методы исследования почвенно-растительного покрова активно используются для составления почвенных карт, на основе которых рассчитываются запасы почвенного углерода субарктических геосистем [Siewert, 2018]. Развитие методов географического анализа структуры почвенного покрова с учетом глубины сезонного протаивания способствуют совершенствованию современной классификации почв криолитозоны, где для многих типов почв предусмотрены мерзлотные подтипы [Полевой определитель, 2008]. Геоинформационный анализ исследуемых участков криолитозоны позволяет выделять средне- и глубокомерзлотные почвы, широко распространенные в региональной криолитозоне, и предложенные для включения в систему отечественной классификации [Goryachkin et al., 2019].

Разработка методики комплексного изучения почв криолитозоны проводилась в Западной Сибири на основе взаимосвязи между типами почв и лесоболотной растительности с использованием космических фотоснимков и сканерных изображений [Захарченко, 2009]. Установлено, что в условиях криолитозоны хорошие результаты могут быть получены при дешифрировании почвенного покрова с использованием космоснимков как в видимом диапазоне, так и на спектрально-инфракрасных снимках с выделением сочетаний почв на водоразделах разной степени расчлененности, террасах и поймах рек. ГИС анализ активно используется для оценки современной мерзлотно-ландшафтной обстановки различных геосистем криолитозоны, функционирующих в условиях потепления [Федоров и др., 2019].

К числу областей, сильно реагирующих на климатические изменения является тундрово-таежный экотон, исследование почвенно-растительного покрова которого с помощью геоинформационного анализа особенно актуально [Кравцова, Лошкарева, 2010]. На территории Европейской России на фоне повышения температуры воздуха и почв и протаивания ММП, в последние десятилетия в регионе на север продвинулась крупнокустарниковая и лесная растительность, увеличилась продуктивность фитоценозов [Елсаков, Кулюгина, 2014].

Методы спутниковой радиолокационной дифференциальной интерферометрии (РДИ), основанные на анализе смещения фаз эхо-сигналов разновременных изображений, позволяют оценить изменения поверхности почвы с сантиметровым уровнем точности на больших площадях, не уступая геодезическим методам [Мусихин, 2012]. Современные исследования, использующие методы РДИ, связаны с анализом изменений уровня поверхности под влиянием как природных, так и техногенно-обусловленных факторов: подземных выработок [Эпов и др., 2012], нефтедобычи [Евтюшкин, Филатов, 2009], развитием урбанизированных территорий [Горный и др., 2010].

В криолитозоне одной из основных причин изменения высоты поверхности являются сезонные циклы промерзания-оттаивания в почвах с различным содержанием льда [Качурин, 1961; Bockheim, 2015]. В связи с этим возрастает интерес к мониторингу естественных деформаций поверхности почв криолитозоны как индикаторов перестройки мерзлотных условий. Баланс разнонаправленных сезонных процессов осадки и пучения служит одним из индикаторов изменений состояния ММП и динамики термокарстовых процессов. Интенсивность зимнего пучения и летней осадки поверхности почв находится в тесной зависимости от погодно-климатических условий [Romanovsky et al., 2008]. Метеорологические наблюдения на севере России демонстрируют наличие устойчивого тренда потепления в 1976-2012 гг., наблюдаемого по повышению приземной температуры воздуха (ПТВ) [Второй..., 2014]. В результате усиливается деградация ММП, увеличивается биологическая

продуктивность тундровых сообществ, однако реакция различных компонентов природной среды на изменение климата в Арктике неоднозначна [Елсаков, 2017].

Высокая информативность методов РДИ отмечена при исследовании геосистем Аляски [Liu et al., 2010], Канадского арктического архипелага [Rudy et al., 2018], Центральной Сибири [Antonova et al., 2018], горных плато Тибета [Chen et al., 2013] и других регионов. Увеличение частоты съемок (для Sentinel-1A/B до 6-12 суток) сделало метод незаменимым при наблюдении сезонных изменений мозаичных ландшафтов криолитозоны. Основным ограничением для использования РДИ в мониторинге северных территорий является отсутствие доступных и корректных инструментальных полевых данных для проверки получаемых результатов. Это связано со сворачиванием многих программ долговременных измерений на комплексных геокриологических и биоценологических стационарах. Создание и расширение сети инструментальной системы циркумполярного мониторинга деятельного слоя (CALM) способствовало возобновлению и унифицированию сбора многолетних рядов данных по изменению мощности СТС и сезонных деформаций поверхности почвы в криолитозоне [Brown et al., 2000].

Геоинформационные данные обладают высокой степенью интеграции, поэтому исследование результатов дистанционного зондирования необходимо проводить комплексно, во взаимосвязи с другими видами данных [Савиных, Цветков, 2013]. Изменение отражательной способности земной поверхности позволяет использовать космические снимки для идентификации изменений почвенно-растительного покрова, одной из характерных признаков состояния которого является спектральная отражательная способность [Черепанов, Дружинина, 2009; Kushida et al., 2015]. Изменения растительного покрова происходят на фоне естественных и антропогенных процессов. В последние десятилетия на севере европейской России на фоне устойчивого потепления происходит увеличение продуктивности естественных фитоценозов, сопровождающееся продвижением кустарниковой растительности на север [Елсаков, Кулюгина, 2014]. В таких условиях особенно актуальным становится выявление взаимосвязей между динамикой дистанционных спектральных и климатических показателей в биогеоценозах криолитозоны [Панченко, Станиловская, 2017]. Спектральные индексы широко применяются при сравнительном анализе состояния растительности как естественных, так и агрогенных биогеоценозов [Hatfield, Prueger, 2010]. Анализ динамики спектральных индексов растительности особенно актуален для антропогенно измененных участков криолитозоны, где происходили значительные трансформации растительного покрова, сменившиеся сукцессионным восстановлением естественной тундровой растительности.

1.3.3. Методы георадиолокационных исследований почв и подстилающих пород

В последние десятилетия в связи с развитием электроники широкое применение при проведении почвенно-геокриологических изысканий получили георадиолокационные методы исследований. Георадиолокационные исследования почвогрунтов активно применяются в различных областях науки и инженерных изысканий [Пягай и др., 2009]. Достаточно широкое применение георадиолокация получила при исследованиях особенностей распространения многолетнемерзлых пород (ММП) [Нерадовский, 2014; Трегубов и др., 2017]. Методы определения глубины залегания кровли ММП основаны на контрастности электромагнитных свойств талых и мерзлых горизонтов [Фролов, 1998; Moorman et al., 2003]. Георадиолокационное зондирование, прежде всего, используется для определения глубины залегания кровли ММП [Gusmeroli et al., 2015; Wu et al., 2009].

Для определения вариаций глубины залегания кровли ММП наряду с опорным бурением используются как низкочастотные (100-200 МГц) [Cao et al., 2017], так и высокочастотные антенны (300-400 МГц) [Бричева, Крылов, 2014]. Использование высокочастотных антенн при георадиолокационном зондировании позволяет подробно исследовать специфику строения верхнего горизонта ММП с учетом криогенных явлений и процессов (морозобойное пучение, полигональное растрескивание, формирование ледяных жил). Геофизические методы исследований применяются при изучении почвенно-геокриологических комплексов [Wollschläger et al., 2010; Abakumov, Tomashunas, 2016], позволяя определять глубину залегания кровли ММП и органо-минеральных контактов в почвах. Георадиолокационные исследования почв криолитозоны могут быть актуальны в свете выявления льдистого переходного слоя [Shur et al., 2005] и специфики микрорельефа кровли ММП [Лупачев и др., 2016]. Тем не менее, использование геофизических методов, в частности георадиолокационного зондирования, при исследованиях мерзлотных почв в настоящее время остается ограниченным. Открытым остаются вопросы об использовании оптимального высокочастотного диапазона в условиях значительных вариаций глубин залегания кровли ММП.

1.3.4. Методы статистического анализа температурных режимов почв и подстилающих пород

Потепление в Северном полушарии стало достаточно устойчивым со второй половины 1970-х годов и наиболее выражено в арктических и субарктических широтах. Повышение температуры воздуха и увеличение количества осадков обуславливают рост температуры почв и сокращение площади криолитозоны [Romanovsky et al., 2010], поэтому особенно актуальными становится изучение динамики температуры почв в зависимости от изменяющихся климатических характеристик [Анисимов, Шерстюков, 2016]. Анализ корреляции между

климатическими параметрами и температурой почв открывает большие возможности комплексного использования данных мониторинга и модельных расчетов. В настоящее время в экологических и климатологических исследованиях широко применяют метод множественного регрессионного анализа [Белолипецкий и др., 2015].

На европейском севере России динамику температуры почв в основном изучают во взаимосвязи с изменениями температуры воздуха [Оберман, Шеслер, 2009]. Между тем в криолитозоне важная роль принадлежит осадкам [Osterkamp et al., 2009], их влияние заключается в длительном сохранении снежного покрова. Увеличение количества осадков может способствовать повышению температуры почв даже при временном понижении температуры воздуха. Изучение взаимосвязанного влияния температуры воздуха и осадков на температуру почв является одним из самых актуальных направлений современных географических и экологических исследований.

Глава 2. Объекты исследований

Выбор объектов исследований осуществлялся по сравнительно-географическому принципу с учетом современной и прогнозируемой климатической и геоэкологической обстановки в регионе. Температурные исследования почв проведены в восьми районах исследований: 2 в пределах типичной тундры (в подзоне сплошного и преимущественно сплошного распространения ММП); 2 в южной тундре (в подзоне преимущественно сплошного и прерывистого распространения ММП); 2 в лесотундре (в подзоне прерывистого и массивно-островного распространения ММП), 1 в крайнесеверной тайге (в подзоне редкоостровного распространения ММП) и один район в северной тайге (в подзоне сплошного распространения сезоннопромерзающих почв) (таблица 1). Таким образом, география выделенных районов исследований удовлетворительно охватывает различные природно-ландшафтные и геоэкологические условия регионального тундрово-таежного экотона (таблица 1). На европейском Северо-Востоке России в тундрово-таежном экотоне тундровые геосистемы к югу постепенно переходят в таежные, а мерзлотные почвы сменяются сезоннопромерзающими. Экотонная полоса является наиболее уязвимой при климатических изменениях и антропогенных воздействиях [Коломыц, 2003]. На фоне зональной растительности и типов почв вторым основным критерием для выделения восьми районов исследований являлся характер распространения ММП, определяющий соотношение мерзлотных и сезоннопромерзающих почв в структуре почвенного покрова. Каждый район исследований представляет собой территорию 20-30 км² по площади, где локализованы участки исследований, охватывающие разнообразие геосистем и температурных режимов почв, типичных для данной территории.

Исследуемые районы характеризуются спецификой геологического строения, рельефа, почвенного покрова и климата. В соответствии с геологическим строением два района исследований (2, 6) локализованы в Печорской низменности в пределах Тимано-Печорской синеклизы, пять районов (1, 3, 4, 5, 7) расположены на возвышенных и низменных равнинах Предуральяского краевого прогиба, район 8 расположен в пределах возвышенных равнин Тиманского поднятия (таблица 1). Таким образом, география районов исследований охватывает три основные геолого-геоморфологические области европейского северо-востока России.

Таблица 1 – Физико-географическая характеристика районов исследований

Номер и название района исследований	Природная зона/подзона	Распространение ММП	Доля ММП, %	Температура пород, °С	Мощность ММП, м	Тектоническое строение	Четвертичные отложения	Геоморфологическая характеристика	Бассейн реки
1. Типичная тундра со сплошным распространением ММП	Типичная тундра	Сплошное	100	-4 -6	300-500	Предуральный краевой прогиб (Коротайхская впадина)	Озерно-аллювиальные, флювиогляциальные	Возвышенная холмистая морская равнина	Васьяха
2. Типичная тундра с преимущественно сплошным распространением ММП	Типичная тундра / южная тундра	Преимущественно сплошное	≥97	-1 -3	300-500	Тимано-Печорская синеклиза	Озерно-болотные	Возвышенная ледниково-морская равнина	Колва
3. Южная тундра с преимущественно сплошным распространением ММП	Южная тундра	Преимущественно сплошное	≥97	-1 -2	200-300	Предуральный краевой прогиб (Косью-Роговская впадина)	Озерно-болотные, флювиогляциальные	Плоская заболоченная озерно-аллювиальная равнина	Большая Роговая
4. Южная тундра с прерывистым распространением ММП	Южная тундра	Прерывистое	≤80	+0,5 -2	50-150	Предуральный краевой прогиб (выходы верхнего яруса)	Ледниковые	Возвышенная денудационная равнина	Воркута
5. Лесотундра с прерывистым распространением ММП	Лесотундра	Прерывистое	≤80	+1 -1	50-150	Предуральный краевой прогиб (Косью-Роговская впадина)	Озерно-болотные, ледниковые	Моренная равнина / речная долина	Сейда
6. Лесотундра с массивно-островными ММП	Лесотундра	Массивно-островное	≤50	+1 -1	0-100	Тимано-Печорская синеклиза	Озерно-болотные	Плоская заболоченная озерно-аллювиальная	Колва

7. Крайнесеверная тайга с редкоостровным распространением ММП	Крайнесеверная тайга	Редкоостровное	≤ 20	+2 -0,5	0-25	Предуральский краевой прогиб (Косью-Роговская впадина)	Озерно-болотные, ледниковые	равнина Озерно-ледниковая равнина / моренная равнина	Большая Инта, Косью, Лемва
8. Северная тайга со сплошным распространением сезоннопромерзающих почв	Северная тайга	ММП отсутствуют	0	+1 +3	0	Тиманское поднятие	Ледниковые	Моренная равнина, повышенная денудационная равнина	Печора, Ижма

2.1. Физико-географическая характеристика региона исследований

2.1.1. Геологическое строение и почвообразующие породы

В геоструктурном отношении регион исследований входит в пределы Уральского краевого прогиба и Печорской синеклизы, огибаемой с юго-востока Тиманским кряжем. Древний фундамент Печорской синеклизы образуют докембрийские отложения. Мощность осадочного чехла колеблется в широком диапазоне: от 1 до 6,7 км в Печорской синеклизе до 6-9 км в Предуральском краевом прогибе. Тиманский кряж представляет собой вал Русской платформы, наиболее поднятые участки которого сложены серицитовыми сланцами и другими метаморфическими породами верхнего протерозоя. Многочисленные повышения и депрессии коренного рельефа, а также многостадийность развития оледенений обусловили различный генезис почвообразующих пород и их значительную пространственную дифференциацию. Фазовое развитие ледникового покрова определило одновременность формирования аккумулятивно-ледниковых и водно-ледниковых отложений различной мощности [Апарин, 1992].

Наиболее распространенными в регионе исследований являются ледниковые отложения [Варсановьева, 1939; Краснов, 1947]. Особенно широко распространены отложения днепровского оледенения, характеризующиеся большой плотностью, состоящие из завалуненных пород различного гранулометрического состава от глинистых песков до тяжелых глин [Яковлев, 1956]. Моренные отложения часто перекрыты пылеватыми покровными суглинками и глинами различной мощности [Атлас, 2011]. Значительные территории региона покрыты двучленными отложениями, представленными тонким поверхностным плащом пылеватых суглинков, песками и супесями различного генезиса, перекрывающим моренные, водно-ледниковые и коренные отложения [Чижиков, 1970]. Покровные отложения залегают преимущественно на водоразделах, тяготеют к Тиману и возвышенному Печорскому Приуралью. Значительные площади заняты песчаными отложениями древнеаллювиальных террас и задровых равнин, широко распространены болотные отложения [Атлас почв, 2010]. Торфяные залежи мощностью от 0,4 до 6-7 м сложены преимущественно осоково-сфагновыми и сфагново-гипновыми торфами [Честных и др., 1999; Пастухов, 2017].

2.1.2. Рельеф

Территория исследований частично расположена в пределах Печорской низменности с плоским слабо пересеченным рельефом, в результате Московского оледенения здесь широко распространены формы ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции и эрозии [Атлас, 2011]. Водораздельные гряды и холмы характеризуются плоскими или слабовыпуклыми вершинами и пологими склонами. Абсолютные высоты не превышают 200-330 м над ур. м., относительные

превышения измеряются несколькими десятками метров. Северную часть Печорской низменности занимает Большеземельская тундра, к югу от колена рр. Печора и Уса расположена Печорская равнина. Большеземельская тундра представлена безлесной низменностью со средними высотами 150-160 м над ур. м., ее территория изрезана притоками рр. Печора и Уса, покрыта возвышенными моренными грядами – мусюрами. К востоку от рр. Печора и Уса низменность постепенно повышается к Уралу, на границе с которым представляет собой увалистую полосу. Южно-Печорская равнина – покатая к северу равнина, водоразделы которой не превышают отметок 200 м н.у.м, восточная часть равнины входит зону Уральского краевого прогиба. Приуральская увалистая полоса представлена приподнятым предгорным пенепленом высотой 250-350 м над ур. м. Тиманский кряж представляет собой систему сильно эродированных, местами почти сглаженных возвышенностей, разделенных плоскими понижениями, частично покрытыми четвертичными отложениями.

2.1.3. Климат

Регион исследований характеризуется умеренно-континентальным, умеренно-холодным климатом, находясь в пределах арктической, атлантико-арктической и атлантико-континентальной областей [Атлас..., 1997]. В равнинной части региона летние изотермы температур воздуха расположены практически субширотно, тогда как зимние – почти меридионально, отражая возрастающую с запада на восток суровость зимы и ослабление атлантического влияния [Атлас..., 1997]. Лето короткое и прохладное, зима многоснежная, продолжительная и морозная. К востоку и северо-востоку влияние Атлантики ослабевает, обуславливая увеличение континентальности климата и понижения температуры воздуха. Зимой преобладают ветры юго-западного и южного направления, летом – преимущественно северного [Атлас..., 1997].

Анализ климатических характеристик по данным метеостанций за 2000-2017 гг. показал, что среднегодовые температуры воздуха ($T_{\text{Год}}$) уменьшаются в направлении с юго-запада на северо-восток, от $+0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ в подзоне северной тайги до $-5,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ в типичной тундре (таблица 2). Среднемесячная температура воздуха в январе снижается с юго-запада на северо-восток от -17 до $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$, в июле с юга на север – от $+17$ до $+9\text{ }^{\circ}\text{C}$. Индекс морозности воздуха (F) возрастает с юго-запада на северо-восток с 0,5 до 0,65. Среднегодовое количество осадков ($P_{\text{Ср}}$) варьирует от 300 до 700 мм, снижаясь в том же направлении. За теплый период года в регионе исследований выпадает 60-70 % осадков, за холодный – 30-40 %. Наибольшее среднемесячное количество осадков (до 80 мм) наблюдается в августе, наименьшее (до 40-45 мм) приходится на февраль.

Таблица 2 – Климатические характеристики европейского северо-востока России по данным метеостанций за 1960-1990 и 2000-2017 гг.

Зона / Подзона	Метеостанция	1960-1990 гг.							2000-2017 гг.						
		T _{год} , °C	T _I , °C	T _{VII} , °C	COT, °C·сут	СПТ, °C·сут	F	P _{ср} , мм	T _{год} , °C	T _I , °C	T _{VII} , °C	COT, °C·сут	СПТ, °C·сут	F	P _{ср} , мм
Типичная тундра	Усть-Кара Варандей	-7,7	-22,6	8	3465	654	0,7	-	-5,7	-20	9,5	2934	866	0,65	307
		-5,4	-18,7	9,5	2788	792	0,65	-	-3,3	-17,1	11,6	2254	1096	0,59	378
Южная тундра	Воркута Хорей-Вер	-6,1	-21,3	13	3175	961	0,65	540	-4,5	-19,7	13,5	2743	1167	0,6	551
		-4,8	-20	13,6	2870	1147	0,61	-	-3,3	-18,4	13,5	2482	1254	0,57	414
Лесотундра	Хоседа-Хард Елецкий	-5,1	-21,3	13,5	2980	1098	0,62	454	-3,8	-20,4	13,9	2663	1312	0,59	475
		-5,6	-20,7	13,5	3036	1056	0,63	618	-4,1	-19,3	13,9	2705	1228	0,6	598
Крайне северная тайга	Петрунь Усть-Уса	-4,5	-21,2	14,6	2831	1236	0,6	496	-2,9	-19,6	14,9	2471	1433	0,57	561
		-3,3	-20,1	14,9	2484	1334	0,58	496	-1,7	-18	15,3	2165	1545	0,54	544
Северная тайга	Печора	-2,4	-20,4	16,2	2398	1525	0,56	569	-1,2	-18,2	16,3	2128	1713	0,53	636
	Ухта	-1	-18,2	16,4	2010	1674	0,52	532	0,1	-16,4	16,9	1804	1861	0,5	607
	Троицко-Печорск	-1,1	-19	16,5	2091	1698	0,52	636	0,1	-16,9	17,1	1852	1911	0,5	644

T_{год} - среднегодовая температура воздуха; T_I - средняя температура января; T_{VII} - средняя температура июля; COT - сумма отрицательных температур воздуха; СПТ - сумма положительных температур воздуха; F - индекс морозности воздуха; P_{ср} - количество осадков за год; °C·сут – градусо-суток.

Испарение с поверхности суши составляет порядка 250 мм в год в тундре и 350 мм – в северной тайге, годовое значение коэффициента увлажнения по Н.Н. Иванову 3,2 и 1,5 соответственно [Атлас..., 1997]. Средняя максимальная высота снежного покрова возрастает от побережья Баренцева моря (около 44 см) к югу – 60 см в Большеземельской тундре и 78 см в предгорьях Урала [Oberman, 2008].

2.1.4. Климатические изменения

Для оценки происходящих климатических изменений в регионе проведен анализ данных 11 метеостанций, находящихся в различных природных и геоэкологических подзонах. Сравнение многолетних климатических норм за периоды 1960-1990 гг. и 2000-2017 гг. показало повышение среднегодовых температур воздуха на $1,5 \pm 0,3$ °С. Среднемесячные температуры января увеличились на $0,5 \pm 0,1$ °С, июля – на $0,6 \pm 0,6$ °С. Суммы отрицательных температур воздуха (СОТ) увеличились на 13 ± 3 %, положительных (СПТ) – на 18 ± 9 %, годовое количество осадков повысилось на 6 ± 6 % (таблица 2). Индекс морозности воздуха соответственно снизился на $0,04 \pm 0,01$. Усиление климатических изменений наблюдается с юга на север, что объясняется арктическим усилением. Наибольшее увеличение среднегодовой температуры ($+2$ °С) зафиксировано на метеостанциях в подзоне типичной тундры, наименьшее ($+1$ °С) в подзоне северной тайги (рисунок 1). Усиление климатических изменений за период 1960-2017 гг. с юга на север наблюдается и для других температурных климатических характеристик (таблица 2).

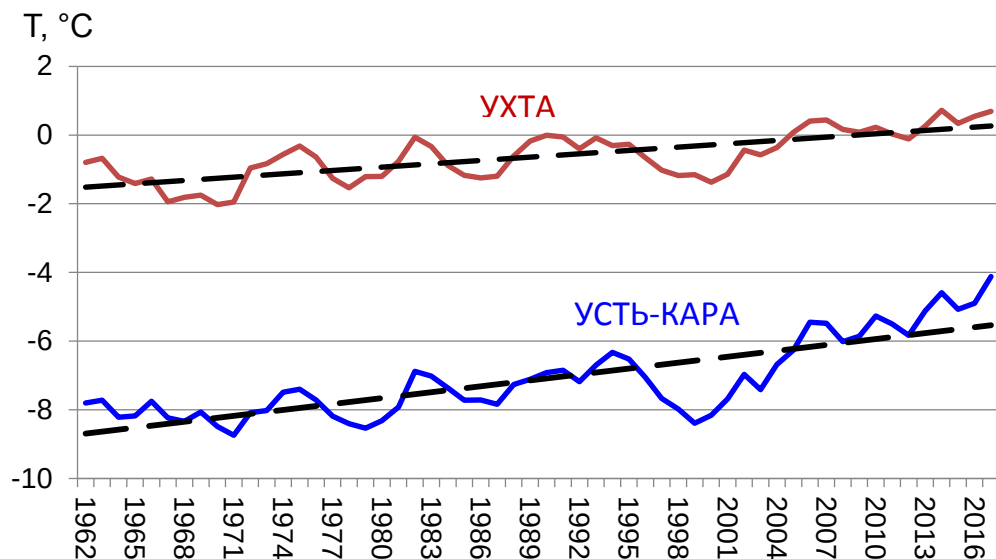


Рисунок 1 – Изменение среднегодовой температуры воздуха (5-летние скользящие средние) за 1960-2017 гг. по данным метеостанций Ухта (северная тайга) и Усть-Кара (типичная тундра). Пунктирной линией показаны тренды изменений температуры.

Для оценки достоверности и значимости климатических изменений в регионе проведен статистический анализ климатических данных за период 1960-2017 гг. Величина достоверности

аппроксимации линейного тренда (R^2) характеризует его выраженность, показывающая изменение климатических показателей в данный период времени. Чем ближе значение R^2 к единице, тем надежнее линия тренда аппроксимирует изменения в исследуемом массиве данных. Показатель R^2 , характеризующий многолетний тренд увеличения среднегодовой температуры воздуха составил $0,18 \pm 0,04$, для сумм отрицательных температур воздуха – $0,12 \pm 0,03$, сумм положительных температур воздуха (СПТ) – $0,16 \pm 0,05$, годового количества осадков – $0,04 \pm 0,04$. Снижение индекса морозности характеризовалось нисходящим трендом при $R^2 = 0,18 \pm 0,04$. Для параметров температуры воздуха максимальные ($0,23$) значения R^2 характерны для подзоны типичной тундры, минимальные ($0,12$) для северной тайги. В полосе «южная тундра-крайнесеверная тайга» значения R^2 находится в интервале $0,15-0,16$.

Для статистической оценки «надежности» региональных климатических трендов проведены также расчеты уровней значимости линейных трендов (p). Чем ниже данное значение, тем выше уровень значимости исследуемого тренда (таблица 3). Среднее по метеостанциям значение p для восходящих трендов среднегодовой температуры воздуха составило $0,004 \pm 0,003$, сумм отрицательных температур воздуха – $0,018 \pm 0,012$, сумм положительных температур воздуха – $0,023 \pm 0,063$, годового количества осадков – $0,207 \pm 0,288$. Отрицательный тренд изменений индекса морозности характеризовался уровнем достоверности $0,009 \pm 0,024$. Наибольшие значения R^2 и наименьшие значения p характерны для трендов изменения $T_{\text{Год}}$ и F . Эти показатели отражают накопительный эффект изменения зимних и летних температур, характеризующихся большими уровнями значимости трендов ($0,01-0,02$) и величин R^2 ($0,11-0,15$). Высокие значения p и низкие R^2 в трендах изменений среднегодового количества осадков сигнализирует об их слабой выраженности.

Анализ сравнения выраженности климатических трендов за 1976-2012 гг. на территории России (рисунок 2) подтверждает усиление изменений среднегодовой температуры воздуха к северу. При этом, наибольшие изменения характерны для летнего ($R^2 = 0,6-0,8$ °C/10 лет) и осеннего периодов ($0,4-0,6$ °C/10 лет), тогда как меньшие показатели R^2 ($0,0-0,2$ °C/10 лет) наблюдаются зимой.

Таблица 3 – Тренды изменений температуры воздуха и осадков на европейском северо-востоке России с 1960 по 2017 гг.

Показатель		Метеостанция										
		Усть-Кара	Варандей	Воркута	Хорей-Вер	Хоседа-Хард	Елецкий	Петрунь	Усть-Уса	Печора	Ухта	Троицко-Печорск
Т _{год}	R^2	0,26	0,23	0,19	0,22	0,14	0,18	0,17	0,17	0,13	0,14	0,16
	K	0,06	0,07	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,0315
	b	-8,71	-6,14	-6,76	-5,43	-5,86	-6,26	-5,17	-3,89	-3,05	-1,49	-1,67
	p	<0,001	-	0,002	0,036	0,036	0,021	0,010	0,011	0,024	0,021	0,018
СОТ	R^2	0,2	-	0,16	0,13	0,08	0,09	0,11	0,11	0,09	0,09	0,1
	K	14,61	-	11,42	13,77	8,24	8,25	9,55	8,6	7,62	6,15	6,63
	b	3702	-	3367	2998	3115	3166	2993	2638	2537	2119	2205
	p	<0,001	-	0,002	0,036	0,036	0,021	0,010	0,011	0,024	0,021	0,018
СПТ	R^2	0,23	-	0,16	0,04	0,22	0,17	0,2	0,17	0,11	0,12	0,14
	K	5,9	-	4,48	3,44	5,54	4,55	5,44	5,28	4,51	4,46	4,86
	b	555	-	919	1077	1007	980	1139	1249	1455	1605	1626
	p	<0,001	-	0,002	0,203	0,000	0,001	<0,001	0,001	0,009	0,008	0,003
F	R^2	0,26	-	он	0,1	0,19	0,19	0,21	0,19	0,15	0,15	0,17
	K	-0,01	-	-0,0009	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01
	b	0,72	-	0,66	0,62	0,64	0,64	0,62	0,59	0,56	0,53	0,53
	p	<0,001	-	0,002	0,079	0,001	0,001	<0,001	0,001	0,003	0,002	<0,001
Р _{ср}	R^2	-	-	0	-	0	0,03	0,13	0,04	0,08	0,03	0,04
	K	-	-	-0,18	-	0,1	-1	1,85	0,91	1,39	0,99	0,9
	b	-	-	541	-	459	636	475	490	563	512	614
	p	-	-	0,040	-	0,890	0,230	0,005	0,117	0,029	0,201	0,142

Т_{год} - среднегодовая температура воздуха, СОТ – сумма отрицательных температур воздуха, СПТ – сумма положительных температур воздуха, F – индекс морозности воздуха, Р_{ср} – среднегодовое количество осадков, R^2 - Коэффициент детерминации, K – угловой коэффициент, b – точка пересечения с осью ординат, p – уровень значимости.

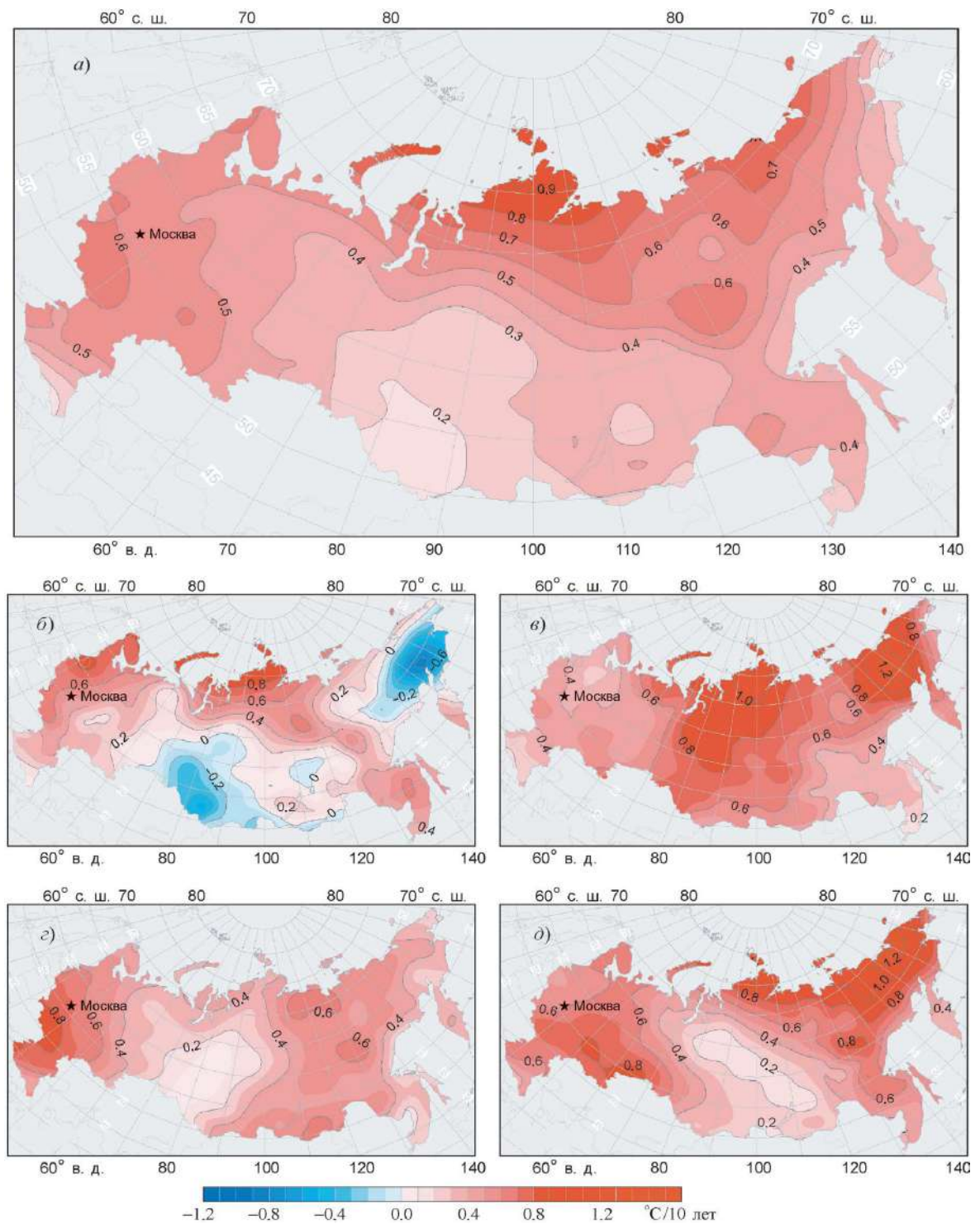


Рисунок 2 – Географическое распределение коэффициентов линейного тренда среднегодовой (а) и средней сезонной температуры (б – зима; в – лето; г – весна; д – осень) на территории России за 1976-2012 гг.: Оценки получены по данным наблюдений на сети Росгидромета [Второй оценочный, 2014].

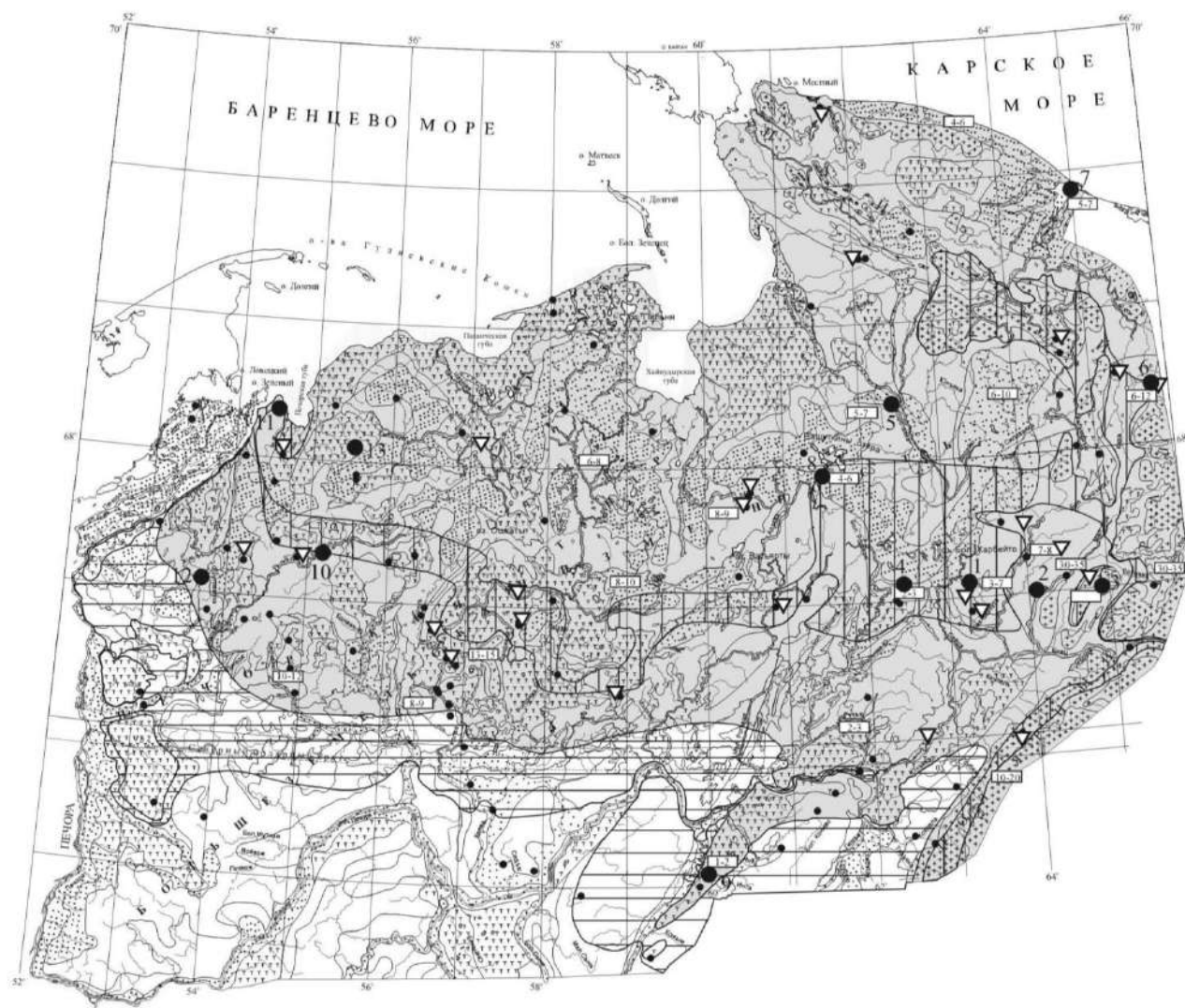
Необходимо отметить, что современный климат в регионе близок к таковому последнего – Бызовского межледникового [Андреичева, Голубева, 2008]. Однако, согласно прогнозам [Christensen et al., 2013] климатические показатели в конце XXI века могут приблизиться к

таковым, характерным для климатического оптимума голоцена [Андреичева и др., 2007], при котором температуры июля превышали современные на 2,5-3,5 °С.

2.1.5. Многолетнемерзлые породы

Европейский северо-восток России характеризуется широким распространением многолетнемерзлых пород (ММП) мощностью от 0 до 200 м [Малкова, 2010]. Согласно геокриологической карте [1998] в регионе доля территории с ММП возрастает от 0 до 90-100 % с юго-запада на северо-восток. Картина осложнена неоднородностью геологических условий, на одной широте при неглубоком залегании трещиноватых пород ММП несплошные, а при глубоком - сплошные [Оберман, Шеслер, 2009]. Для типичной тундры характерно сплошное распространение ММП, для южной тундры – преимущественно сплошное или прерывистое, для лесотундры – массивно-островное, для крайнесеверной тайги – редкоостровное. Для северной тайги характерно сплошное распространение сезоннопромерзающих почв при отсутствии ММП [Геокриологическая..., 1998]. В регионе, характеризующимся преобладанием высокотемпературных ММП, в последние десятилетия происходило их повсеместное протаивание (рисунок 3) [Оберман, Шеслер, 2009].

В 1975-2005 гг. на всей территории Большеземельской тундры и прилегающей к ней подзоны северной лесотундры наблюдалось локальное протаивание многолетнемерзлых пород. В подзонах южной лесотундры и крайнесеверной тайги зафиксировано повсеместное протаивание ММП. На большей части подзоны южной тундры сплошное распространение ММП сменилось на несплошное, наблюдалась тенденция повышения среднегодовых температур почвогрунтов на глубине нулевых колебаний (рисунок 3) [Оберман, Шеслер, 2009].. В XXI веке ММП в типичной тундре характеризуются преимущественно температурами -4...-2 °С, в южной тундре – -2...-1 °С. В лесотундре и крайнесеверной тайге среднегодовые температуры ММП варьируют в диапазоне -1...0 °С [Оберман, Шеслер, 2009]. На рубеже XX-XXI веков ММП активно протаивали на территории Северо-Востока европейской России преимущественно в южной части криолитозоны. Протаивание охватило в основном горизонты ММП, сформировавшиеся в течение Малого ледникового периода. Кроме того, начали протаивать ММП, образовавшиеся в позднем голоцене [Marchenko et al., 2009].



Условные обозначения

Область распространения ММП:		Преимущественный тип приповерхностных пород ландшафтов:	
	территория частичного протаивания ММП		суглинистый
	территория повсеместного протаивания ММП		песчаный
	часть зоны сплошного распространения ММП, ставшая зоной несплошного распространения их		органогенный (торф, ил)
	талики мощностью 10-15 м и более, возникшие либо углубившиеся за период 1970-2005 гг.		скальный
	талики, возникшие ранее и углубившиеся в 1970-2005 гг.; величина углубки, м		опорная температурная скважина
			1 Геокриологические стационары с номерами

Рисунок 3 – Деградация многолетнемерзлых пород на территории криолитозоны европейского северо-востока России в 1970-2005 гг. [Оберман, Шеслер, 2009].

В результате климатических изменений температуры почвогрунтов в 1961-2005 гг. на европейском Севере увеличивались с трендом $0,02\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ [Павлов, 2008]. При этом тренд увеличения среднегодовой температуры ММП за последние десятилетия в регионе составил $0,04\text{-}0,05\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$ [Vasiliev et al., 2020]. В 2010-е гг., температуры почвогрунтов на цокольной (предгорной) равнине выше, чем на ледово-морской равнине Печорской низменности

(таблица 4). Это связано с особенностями строения цокольной равнины, сложенной трещиноватыми терригенными и карбонатными породами с трещинным и трещинно-карстовым типом фильтрации. В таких породах скорость фильтрации подземных вод на порядок и выше, чем в тонкодисперсных почвогрунтах с поровым типом фильтрации (суглинках, супесях и других). Соответственно, проникновение атмосферного тепла в почвогрунты цокольной равнины выше, в сравнении с таковыми ледово-морской. При этом в 2010-е гг. зафиксировано почти повсеместное протаивание ММП в криолитозоне региона [О состоянии..., 2021].

Таблица 4 – Средние значения среднегодовой температуры (°C) почвогрунтов региональной криолитозоны с диапазонами [О состоянии..., 2015, 2016, 2017].

Участки/год	2015	2016	2017
Ледово-морская равнина			
Сливающиеся ММП	-0,97 (-0,43...-1,52)	-0,97 (-0,42...-1,55)	-0,95 (-0,42...-1,55)
Несквозные талики, образовавшиеся при современном климатическом потеплении с начала 1970-х гг.	-0,11 (+0,05...-0,23)	-0,27 (+0,14...-0,16)	-0,01 (+0,28...-0,14)
«Древние» несквозные талики, возникшие до современного потепления	+ 0,74 (+0,73...+0,75)	+0,75 (+0,72...+0,78)	+0,93 (+0,89...+0,96)
Цокольная равнина:			
Сливающиеся ММП	-0,57 (-0,46...-0,69)	-0,6 (-0,45...-0,76)	-0,5 (-0,46...-0,550)
Несквозные талики, образовавшиеся при современном климатическом потеплении с начала 1970-х гг.	+0,21	+0,135	+0,25
«Древние» несквозные талики, возникшие до современного потепления	+1,37	+1,35	+1,59

Прогнозные оценки изменения температуры почв и мощности сезонноталого слоя в бассейне р.Печора, выполненные на основе моделей GIPL2/MPI и HIRHAM5 показали, что в регионе произойдут их значительные изменения в течение XXI века. Среднегодовая температура воздуха в регионе может повыситься на 6-7 °C, это приведет к практически повсеместному протаиванию голоценовых ММП на водораздельных пространствах, произойдет частичное протаивание высокольдистых позднеплейстоценовых ММП [Stendel et al., 2011]. Согласно прогнозам [Marchenko et al., 2009] в течение XXI века на территории современной подзоны типичных тундр температуры почв увеличатся с -6...-2 °C до -2...+1 °C (рисунок 4).

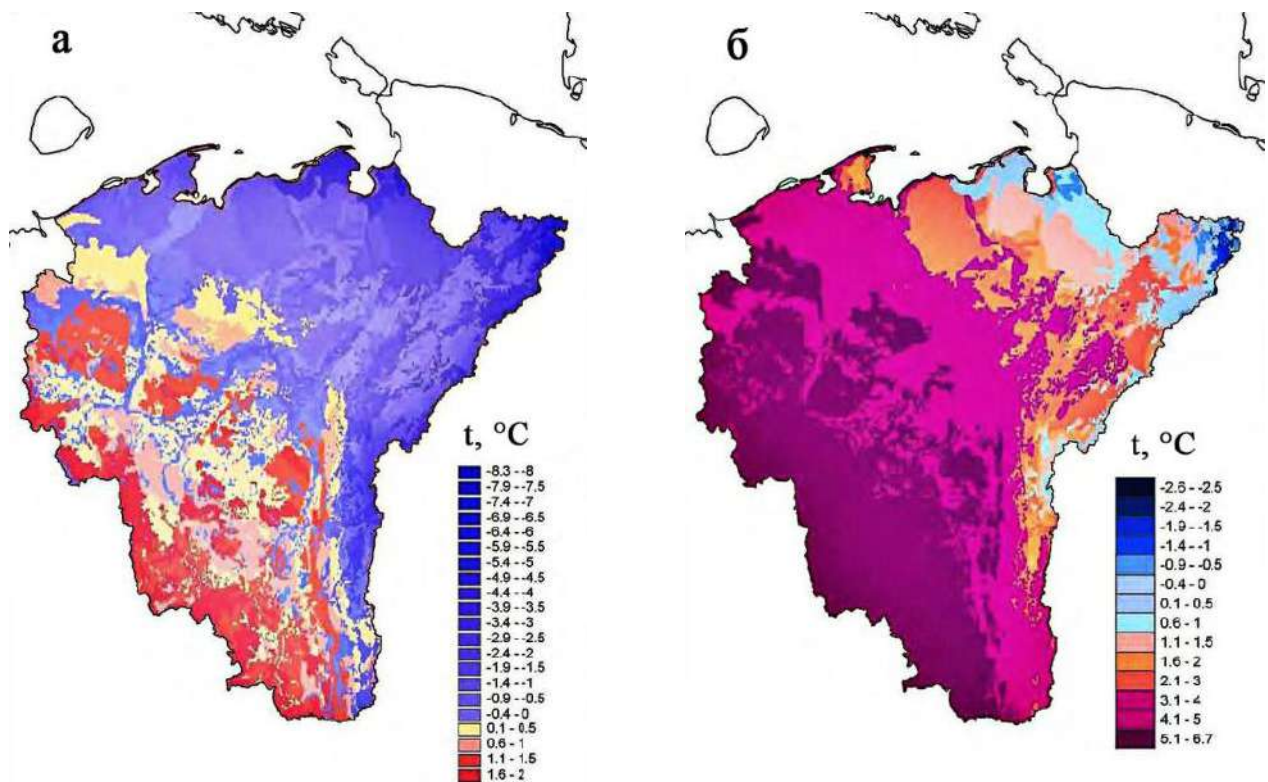


Рисунок 4 – Температуры почв (t , °C) на глубине 2 м на территории европейского северо-востока России, рассчитанные по моделям GIPL2/MPI и HIRHAM5 [Marchenko et al., 2009]: а – 1980-1999 гг., б – 2080-2099 гг.

На территории современной южной тундры среднегодовые температуры почв повысятся от $-2...-1$ °C до $-0,5...+1$ °C. В конце XXI века территория современной лесотундры будет характеризоваться абсолютным преобладанием сезоннопромерзающих почв со среднегодовой температурой от $+0,5$ до $+2$ °C (рисунок 5).

ММП на территории современной лесотундры могут сохраниться лишь локально в условиях деградирующих бугристых болот [Ривкин и др., 2017]. В крайнесеверной тайге, согласно модельным расчетам, ММП полностью протаят даже в бугристых болотах. При этом, многолетнемерзлые породы, покрывавшие в конце XX века территорию от типичной тундры до крайнесеверной тайги, в конце XXI века сохранятся преимущественно на крайнем северо-востоке региона: в прибрежной части Большеземельской тундры, в предгорьях Пай-Хоя и Полярного Урала [Marchenko et al., 2009].

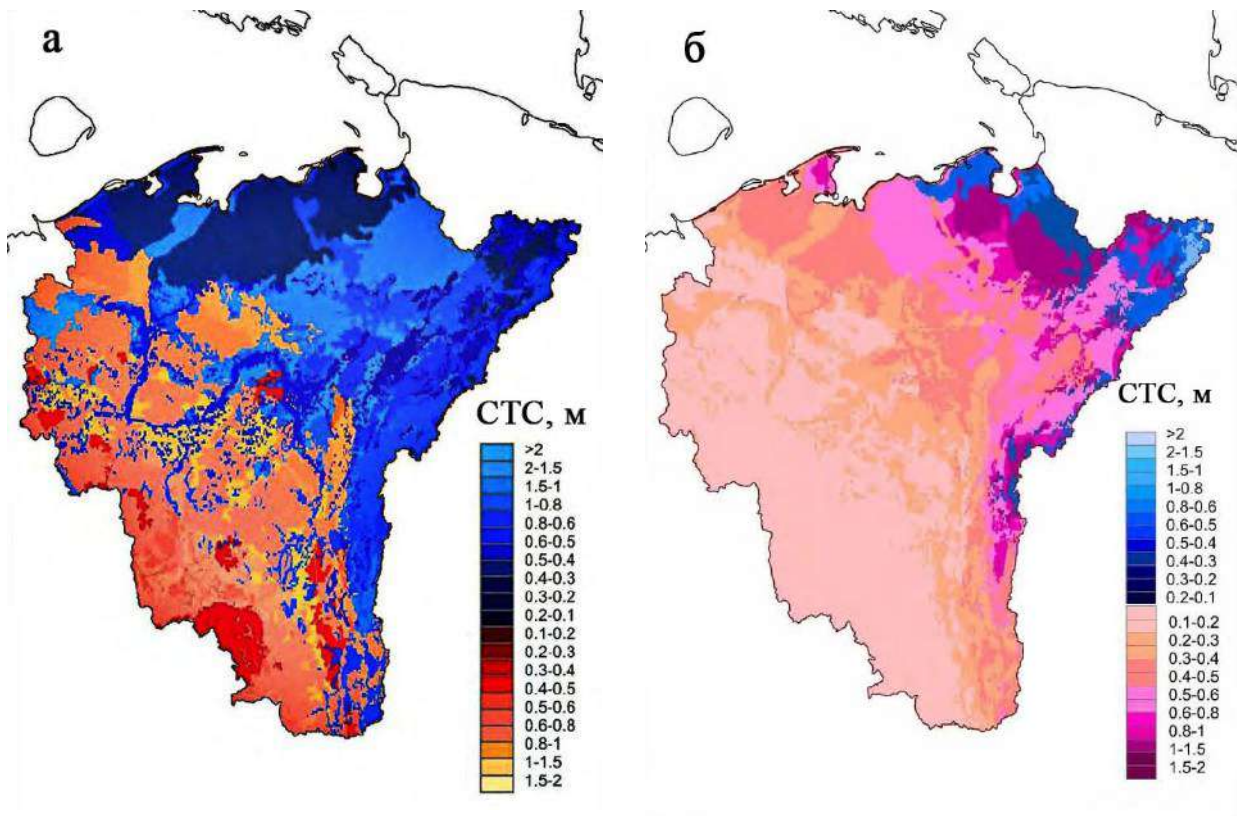


Рисунок 5 – Мощности сезонноталого слоя (СТС) почв на территории европейского северо-востока России, рассчитанные по моделям GIPL2/MPI и HIRHAM5 [Marchenko et al., 2009]: а – 1980-1999 гг., б – 2080-2099 гг. Холодными цветами показаны глубины сезонного протаивания, теплыми – глубины сезонного промерзания.

2.2. Физико-географическая характеристика районов исследований

Исследования температурного режима, мощности сезонноталого слоя почв и взаимосвязанных с ними ландшафтных и климатических факторов проведены в 8 районах исследований (таблица 1; рисунок 6). В каждом районе исследования проводились на нескольких участках соответственно (приложение 1).

2.2.1. Типичная тундра со сплошным распространением ММП (район 1)

Район исследований 1 расположен на крайнем северо-востоке Большеземельской тундры на границе с низкогорным кряжем Пай-Хой (юго-запад Югорского полуострова) (рисунок 6). Участки исследований находятся в бассейне р. Васьяха (приток р. Коротаиха) в ее верхнем течении. Территория относится к Заполярному району Ненецкого автономного округа. Район 1 расположен в переходной полосе от Печорской синеклизы к складчатой области Пай-Хоя и тектонически является внешней частью предгорной впадины, палеозойский фундамент залегает достаточно близко к дневной поверхности. По геоморфологическому строению район 1 представлен предгорной волнисто-холмистой равниной (180-230 м над ур. м.), примыкающей на северо-востоке к отрогам низкогорного кряжа Пай-Хой (г. Малая Падея, 250-330 м над

ур. м.). Равнина расчленена долинами р. Васьяха, ее притоков и озерными котловинами. Характерные формы рельефа: моренные холмы, локально заболоченные озерно-аллювиальные котловины и понижения, аллювиальные террасы [Данилов, 1962]. Почвообразующими породами в предгорной равнине являются четвертичные прибрежно-морские, ледниково-морские, моренные, озерно-ледниковые, озерные и аллювиальные отложения [Атлас..., 1976]. Моренные и ледниково-морские отложения представлены суглинками, озерно-аллювиальные – песчаными и супесчаными породами. Общая мощность четвертичных пород составляет 60–75 м, уменьшаясь по мере приближения к горным хребтам и останцам Пай-Хоя. Выше уровня 200 м над ур. м. на дневную поверхность выходят плотные палеозойские коренные породы.

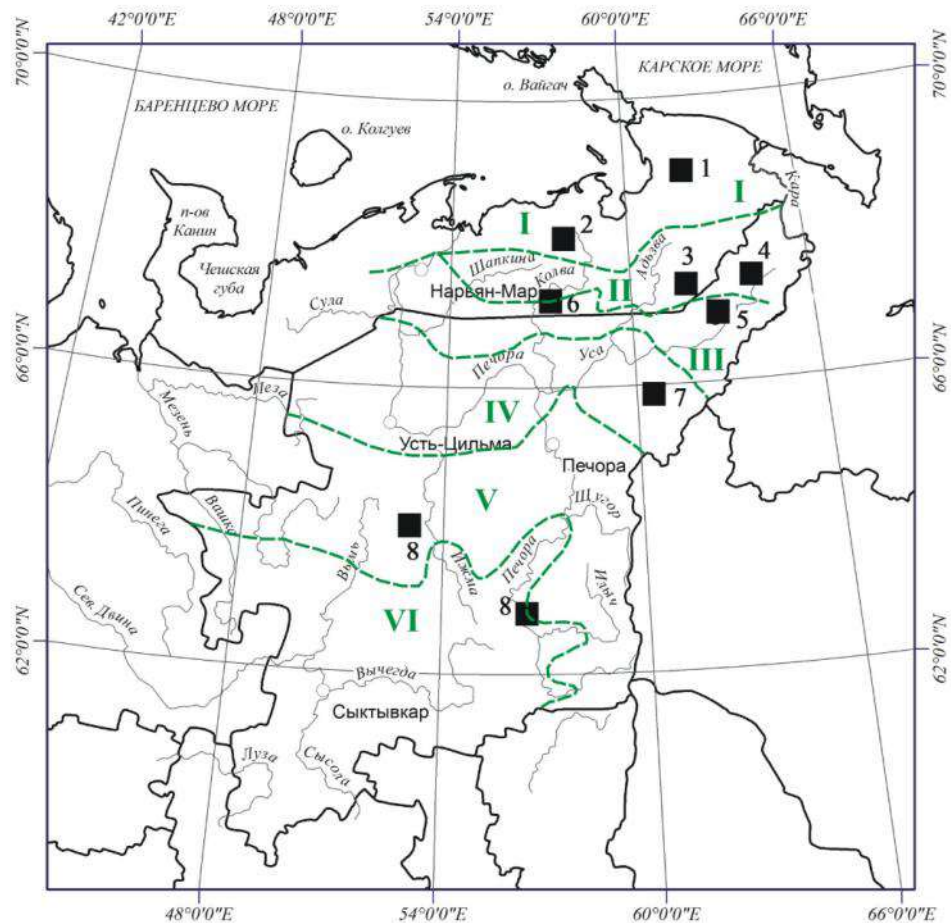


Рисунок 6 – Географическое положение районов исследований: 1. Типичная тундра со сплошным распространением ММП; 2. Типичная тундра с преимущественно сплошным распространением ММП; 3. Южная тундра с преимущественно сплошным распространением ММП; 4. Южная тундра с прерывистым распространением ММП; 5. Лесотундра с прерывистым распространением ММП; 6. Лесотундра с массивно-островным распространением ММП; 7. Крайнесеверная тайга с редкоостровным распространением ММП; 8. Северная тайга со сплошным распространением сезоннопромерзающих почв. Границы природно-биоклиматических зон и подзон показано зеленой пунктирной линией в соответствии с [Леса..., 1999]: I – типичная тундра; II – южная тундра; III – лесотундра; IV – крайнесеверная тайга; V – северная тайга; VI – средняя тайга.

Среднегодовая температура воздуха в районе исследований составляет минус 7 °С, средняя температура июля +10 °С, января – минус 21 °С. Среднегодовое количество осадков – 550-600 мм, из которых около 60 % выпадает в теплый период года. Зимой преобладают ветры юго-западного и южного направления, летом – западного и восточного [Атлас..., 1976]. Максимальная осредненная для территории высота снежного покрова – 40-60 см [Елсаков, 2013]. Район 1 расположен в подзоне сплошного распространения ММП мощностью 300-400 м и среднегодовой температурой – -3...-5 °С [Геокриологическая..., 1998]. Глубина сезонного протаивания в торфяных почвах не превышает 50 см, в минеральных варьирует от 50 до 200 см. Близкому к поверхности залеганию кровли ММП (до 1 м) способствует широкое распространение слабодренированных массивов. Несливающаяся мерзлота в профиле почв характерна для участков с крупнокустарниковыми растительными сообществами, развитыми в поймах рек и озер, полосах стоках, понижениях рельефа. Несплошные талики характерны для крупных озер, речных долин, крупнокустарниковых массивов и др. В районе сосредоточено значительное количество мелководных термокарстовых озер.

По геоботаническому районированию [Александрова, 1977] район 1 локализован в предешлах Урало-Пайхойской подпровинции Восточноевропейско-Западносибирской провинции субарктических тундр. По С.А. Грибовой [1980] территория лежит в пределах северных тундр, по Н.В. Матвеевой [Матвеева, 1998] – в типичных тундрах. Территория относится к Янгарейскому геоботаническому району Коротайхо-Приуральского геоботанического округа [Лавриненко, 2013]. Своеобразие территории выражается в относительной однородности структуры растительного покрова и сильной заболоченности. Для плакоров характерны травянисто-моховые, кустарничково-моховые, кустарничково-лишайниковые сообщества, образующие разные пространственные комбинации. Встречаются мелкоивняковые и мелкоерниковые моховые тундры. *Betula nana* почти всегда принимает постоянное и значительное участие в сложении зональных сообществ, при этом часто имеет стелящуюся форму роста. В растительном покрове велика роль гипоарктических кустарничков и ив, ярусная структура сообществ выражена нечетко. Среди болот наиболее развиты плоскобугристые [Александрова, 1977].

Согласно почвенно-географическому районированию район 1 находится в пределах Канинско-Печорской провинции тундровых глеевых и тундровых иллювиально-гумусовых мерзлотных почв [Добровольский, 1999]. В соответствии с Почвенной картой РСФСР масштаба 1:2500000 [Государственная..., 1988] в районе исследований распространены арктотундровые перегнойно-глеевые, тундровые глеевые торфянистые и торфяные почвы. Исследования показали, что на данной территории развиты глееземы, торфяно-глееземы, подбуры, серогумусовые глеевые, локально встречаются торфяные олиготрофные почвы. Район

исследований 1 характеризуется широким распространением мерзлотных подтипов данных почв.

2.2.2. Типичная тундра с преимущественно сплошным распространением ММП (район 2)

Район исследований 2 расположен в центральной части Большеземельской тундры в бассейне р. Колва в ее среднем течении. Участки исследований локализованы в пределах урочища Изъямыльк в заболоченной долине р. Изъямылькшор (левый приток р. Колва). Территория относится к Заполярному району Ненецкого автономного округа. Район 2 локализован в пределах Печорской синеклизы с мощностью осадочного чехла около 4 км. Основными почвообразующими породами являются ледниково-морские (суглинки, алевроиты с галькой и валунами), озерно-аллювиальные (пески, суглинки), морские отложения (пески, галечники, супеси). Территория характеризуется чередованием дренированных увалистых массивов – мусюров высотой 140-170 м над ур. м., чередующихся с заболоченными понижениями.

Среднегодовая температура воздуха в районе 2 составляет минус 5,5 °С, средняя температура июля +11 °С, января – минус 18 °С. Среднегодовое количество осадков – 500-550 мм, из них около 350-400 мм выпадает в теплый период года. Зимой преобладают ветры юго-западного и южного направления, летом – северного и северо-восточного [Атлас..., 1997]. Максимальная осредненная высота снежного покрова – 40-50 см [Елсаков, 2013]. Район расположен в подзоне преимущественно сплошного распространения ММП (≥ 97 %) мощностью 300-500 м со среднегодовыми температурами -1...-3 °С [Геокриологическая..., 1998].

В соответствии с геоботаническим районированием [Александрова, 1977] участок исследований относится к Урало-Пайхойской подпровинции Восточноевропейско-Западносибирской провинции субарктических тундр. По С.А. Грибовой [1980] территория находится в северных тундрах, по Н.В. Матвеевой [Матвеева, 1998] – в типичных тундрах. Территория относится к Янгарейскому геоботаническому району Кортаихо-Приуральского геоботанического округа [Лавриненко, 2013]. Район исследований расположен на границе типичной и южной тундры, где распространены ивняково-зеленомошные осоково-кустарничково-зеленомошные и ивняково-мелкоерниковые кустарничковые зеленомошно-лишайниковые тундры. Мохово-кустарничковые растительные сообщества приурочены в основном к хорошо дренированным участкам, тогда как крупнокустарничковые группировки и плоскобугристые торфяники занимают слабодренированные позиции. Крупнокустарничковые сообщества, в отличие от мохово-кустарничковых, характеризуются наличием высокого (> 40

см) и сомкнутого (>18 %) кустарникового яруса, представленного преимущественно *Salix sp.* и *Betula nana*.

Согласно листу Q-39 «Нарьян-Мар» Государственной Почвенной карты [1977] в приречной части бассейна р. Колва развиты комплексы тундровых поверхностно-глеевых мерзлотных, торфяно-глеевых мерзлотных, на слабодренированных водоразделах – широко распространены болотно-тундровые иллювиально-гумусовые мерзлотные и болотно-тундровые потечно-гумусовые мерзлотные почвы. Изолированными массивами встречаются почвы бугристых болот – болотные верховые и тундровые остаточнo-торфяные мерзлотные. На песчаных дренированных массивах в районе исследований широко развиты тундровые иллювиально-гумусовые оподзоленные почвы.

2.2.3. Южная тундра с преимущественно сплошным распространением ММП (район 3)

Район исследований 3 локализован в юго-восточной части Большеземельской тундры в пределах бассейна р. Большая Роговая, урочище Пятембой-Гладь. Территория относится к Заполярному району Ненецкого автономного округа. Район исследований расположен в пределах Предуральского краевого прогиба с мощностью осадного чехла около 8 км. В геоморфологическом отношении территория представляет плоскую низменную равнину высотой 90-100 м над ур. м. Плоские слабодренированные части равнины покрыты бугристо-мочажинными болотами с оголенными торфяными пятнами и термокарстовыми озерами, занимающими 8-12 % территории. Диаметр озерных котловин, около 90 % которых заполнено водой, варьирует от 25 до 1000 м. Днища озерных котловин сложены преимущественно песками, суглинками и глинами [Голдина, 1972]. Почвообразующие породы представлены в основном четвертичными флювиогляциальными и болотно-озерными образованиями [Какунов, 1980]. Типичный четвертичный разрез района исследований сверху вниз представлен торфом (глубины 0-2 м), песками (глубины 2-10 м), глинами (10-40 м), переслоением опесчаненных суглинков с гравелистыми горизонтами (глубина 40-60 м).

Среднегодовая температура воздуха в районе исследований 3 составляет минус 5,8 °С, средняя температура июля +12 °С, января – минус 20 °С. Среднегодовое количество осадков составляет 600-650 мм, из них около 65 % выпадает в теплый период года. Зимой преобладают ветры юго-западного и южного направления, летом – западного и восточного. Средняя максимальная высота снежного покрова – 50-60 см [Атлас..., 1997]. Район 3 расположен подзоне преимущественно сплошного распространения ММП мощностью 200-300 м, среднегодовой температурой – -1...-2 °С [Геокриологическая..., 1998]. Широкое распространение ММП обусловлено высокой долей торфяных почв в структуре почвенного покрова. Талики подстилают озерные котловины с глубиной воды более 5 м [Голдина, 1972].

В соответствии с геоботаническим районированием территория исследований относится к Пятембойскому геоботаническому району Воркутинского геоботанического округа [Лавриненко, 2013]. На плакорах широко распространены кустарниковые (ерниковые и ивняковые) и кустарничковые тундры, занимающие около 60 % территории [Руофф, 1960]. Крупными массивами они располагаются на различных элементах рельефа и особенно характерны для пологих склонов. Высота кустарниковых ярусов варьирует от 15-20 см до 1 м и более, достигая максимальной высоты в нижних частях подветренных склонов. Вверх по склонам ерниковый ярус становится более низкорослым и изреживается. Для бровок приречных склонов, выпуклых вершин холмов и увалов характерны мохово-мелкокустарничковые тундры с высотой кустарничкового яруса не более 30-60 см. На дренированных участках песчаных приречных террас развиты мохово-лишайниковые и мохово-кустарничковые тундры. На плоских водоразделах и в понижениях рельефа развиты заболоченные травяно-моховые и кустарничково-травяно-моховые сообщества, вдоль линий стока травяные ивняки. В районе исследований широко распространены плоскобугристые болота, в растительном покрове которых доминируют осоково-сфагновые и сфагново-гипновые ассоциации с куртинками кустарничков.

Согласно листу Q-41 «Воркута» [2000] в районе 3 развиты тундровые иллювиально-гумусовые оподзоленные почвы и комплексы торфяных олиготрофных мерзлотных почв бугристых болот. Исследования показали, что в данном районе широко распространены торфяные олиготрофные мерзлотные почвы, торфяно-глееземы (в том числе мерзлотные), глееземы криометаморфические, пойменные аллювиальные почвы. В дренированных условиях речных долин встречаются глееземы потечно-гумусовые.

2.2.4. Южная тундра с прерывистым распространением ММП (район 4)

Район исследований 4 расположен на юго-востоке Большеземельской тундры, в среднем течении бассейна р. Воркута. Территория относится к Воркутинскому административному району Республики Коми. Район исследований расположен в пределах Предуральского краевого прогиба на границе со складчатым поясом Полярного Урала. Территория представляет собой полого-увалистую равнину высотой 180-240 м над ур. м., покрытую чехлом покровных пылеватых суглинков мощностью менее 10 м [Карта..., 2010]. Полого-увалистый рельеф местами осложнен рассеченными моренно-холмистыми участками.

Среднегодовая температура воздуха в районе 4 составляет минус 5,6 °С, средняя температура июля +12,8 °С, января – минус 20,1 °С. Среднегодовое количество осадков составляет 540 мм, из них около 65 % выпадает в теплый период года. Зимой преобладают ветры юго-западного и южного направления, летом – северного [Атлас..., 1997]. Средняя

максимальная высота снежного покрова – 60 см. Район исследований расположен подзоне массивно-островного распространения ММП мощностью 50-150 м, среднегодовой температурой – $-2...0$ °С [Геокриологическая..., 1998]. Кровля ММП имеет сложную конфигурацию, сквозные талики прорезают ее на водораздельных массивах, руслах рек и крупных ручьев. Характерна частая смена участков со сливающейся и нессливающейся мерзлотой, с преобладанием последних. Глубина сезонного промерзания и оттаивания почв сильно дифференцирована в зависимости от характера растительного покрова и высоте снега. Близкое (до 1 м) залегание кровли ММП, как правило, наблюдается под мохово-кустарничковыми тундрами, тогда как под крупнокустарничковыми ММП залегают на глубине 1-2 м и более [Мажитова, 2008]. Близкое залегание (1-2 м) ММП чаще наблюдается при глубине снежного покрова менее 30-50 см. При высоте снега 50-70 см ММП в почвах могут отсутствовать, обнаруживаясь в подстилающих породах на глубине 2 м и более. При высоты снежного покрова более 70 см ММП, как правило, не обнаруживаются в пределах верхних 2-3 м [Каверин и др., 2020].

По геоботаническому районированию территория относится к Воркутинскому тундровому округу подзоны кустарниковой (южной) тундры [Огуреева, 1991]. На суглинистых водоразделах преобладают кустарниковые тундры, преимущественно ерниковые, ивняковые тундры. На наветренных элементах рельефа (бровках, вершинах и верхних частях склонов увалов) формируются преимущественно кустарничково-мохово-лишайниковые сообщества. Крупнокустарничковые (в основном ивняковые) тундры широко развиты на пологих и пониженных участках, в полосах стока и в долинах рек. На равнинных участках и в депрессиях развиты осоковые и плоскобугристые болота.

Согласно листу Q-41 «Воркута» [2000] Государственной Почвенной карты в районе исследований 4 развиты преимущественно тундровые поверхностно-глеевые оподзоленные, почвы пятен и тундровые поверхностно-глеевые оподзоленные сухоторфяные (пятнисто-бугорковатый комплекс), болотно-тундровые торфянисто-глеевые и торфяно-глеевые мерзлотные почвы. Проведенные исследования показали широкое распространение в районе 4 глееземов криометаморфических, глееземов мерзлотных, торфяно-глееземов и торфяно-глееземов мерзлотных, торфяных олиготрофных мерзлотных почв.

2.2.5. Лесотундра с прерывистым распространением ММП (район 5)

Район исследований 5 расположен на крайнем юго-востоке Большеземельской тундры в бассейне р. Седьяха (приток р. Уса) (рисунок 6). Территория относится к Воркутинскому административному району Республики Коми. Район исследований расположен в пределах Предуральяского краевого прогиба с холмисто-увалистым рельефом, осложненным моренными

увалами. Бугристые болота занимают депрессии рельефа и распространены локально. Район 5 охватывает водораздельные массивы и примыкающие дренированные увалы приречной полосы р.Уса. Абсолютная высота участков исследований варьирует в интервале 90-100 м над ур. м. Почвообразующие породы представлены плащом пылеватых легких и средних пылеватых суглинков и торфяными отложениями мощностью до 4-5 м [Пастухов, 2016, Ривкин и др., 2017].

Среднегодовая температура воздуха составляет минус 4,5 °С, средняя температура июля +12,8 °С, января – минус 20,1 °С, среднегодовое количество осадков - 680 мм, из них около 70 % выпадает в теплый период года. Зимой преобладают ветры юго-западного и южного направления, летом – северного [Атлас..., 1997]. Средняя максимальная высота снежного покрова – 55-60 см. В лесотундре и северной тайге благодаря влиянию леса и кустарников различия в высоте снежного покрова на разных формах микро- и мезорельефа сглаживаются [Игнатенко, 1979].

Район 5 расположен подзоне прерывистого распространения ММП мощностью 50-150 м, среднегодовые температуры почвогрунтов варьируют в диапазоне +1...-1 °С [Геокриологическая..., 1998]. В автоморфных суглинистых почвах под мохово-кустарничковой растительностью кровля ММП залегает ниже 1 м. Под крупнокустарничковой растительностью ММП, как правило, не обнаруживаются до глубине 2-3 м. Под елово-березовыми редколесьями ММП отсутствуют. Близкое подстиание (до 1 м) кровли ММП обнаруживается только в почвах бугристых болот. В районе исследования преобладает несливающаяся мерзлота, при этом слой сезонного промерзания не сливается с ММП.

Район исследований 5 расположен в подзоне северной лесотундры и относится к Усинскому лесотундровому округу. Характерным признаком растительного покрова является сочетание ерниковых тундр, бугристых болот и елово-березовых редколесий, которые развиваются преимущественно в долинах рек по склонам холмов. В поймах рек широко развиты луговые геосистемы. Елово-березовые редколесья характеризуются сомкнутостью 0,2, высота деревьев 7-8 м, в напочвенном покрове преобладают зеленые мхи и лишайники. Лесные сообщества приурочены к наиболее теплым и дренированным местообитаниям [Леса Республики Коми, 1999]. Растительный покров бугристых болот представлен преимущественно кустарничково-мохово-лишайниковыми сообществами, занимающими склоновые части торфяных бугров и осоково-сфагновых и пушицево-осоково-сфагновых сообществ мочажин. Оголенные пятна, практически лишённые растительности, развиты на вершинах торфяных бугров. Площадь отдельных торфяных пятен составляет 50-500 м², диаметр пятен варьирует от 4 до 25 м. Растительность практически отсутствует, на микробугорках в краевой зоне пятен

присутствуют лишь фрагментарные колонии лишайников рода *Cladonia* и криптогамные корочки.

Согласно листу Q-41 «Воркута» Государственной Почвенной карты [2000] в районе исследований 5 развиты тундровые поверхностно-глеевые оподзоленные, почвы пятен и тундровые поверхностно-глеевые оподзоленные сухоторфяные (пятнисто-бугорковатый комплекс), болотно-тундровые торфянисто-глеевые, тундровые мерзлотные остаточноторфяные и болотные верховые мерзлотные почвы. Исследования показали, что здесь широко распространены глееземы, торфяно-глееземы (в т.ч. мерзлотные). В бугристых болотах функционируют торфяные олиготрофные мерзлотные почвы бугров и торфяные олиготрофные мерзлотные деструктивные почвы оголенных пятен, в мочажинах – торфяные олиготрофные почвы. Под редколесной растительностью на суглинистых почвообразующих породах развиты преимущественно светлоземы со слабовыраженным подзолистым горизонтом в верхней части профиля. Подзолы встречаются локально под редколесными сообществами на песках или являются реликтовыми погребенными двухъярусными почвами под тундровой растительностью [Русанова, 2008]. Торфяно-глееземы развиты на конечноморенных увалах и пологих склонах под мохово-ерниковыми сообществами. В депрессиях рельефа под сфагново-кустарничковой растительностью развиты торфяно-глееземы мерзлотные.

2.2.6. Лесотундра с массивно-островным распространением ММП (район 6)

Район исследований 6 расположен на юге Большеземельской тундры в бассейне р. Колва, в ее среднем течении, в урочище Олысяшор. Территория относится к Заполярному району Ненецкого автономного округа. Район 6 находится на восточной окраине Печорской плиты, граничащей с Предуральским краевым прогибом, мощность осадочного чехла составляет 6 км. Рельеф плоско-увалисто-холмистый с обширными низменными равнинами. Термокарстовые озера занимают около 10 % территории заболоченных низменных равнин. Долины рек хорошо дренированы со значительным количеством лугов и зарослей кустарников. Почвообразующие породы представлены преимущественно двучленными суглинистыми и торфяными болотными отложениями.

Среднегодовая температура воздуха в районе исследований составляет минус 4,0 °С, средняя температура июля +12,5 °С, января – минус 18,5 °С, среднегодовое количество осадков – 500 мм, из них около 70 % выпадает в теплый период года. Зимой преобладают ветры юго-западного и южного направления, летом – северного [Атлас..., 1997]. Максимальная осредненная высота снежного покрова – 40-50 см. Район 6 расположен подзоне массивно-островного распространения ММП мощностью 0-100 м, среднегодовой температурой почвогрунтов – +1...-1 °С [Геокриологическая..., 1998].

В районе исследований 6 широко распространены болотные геосистемы, бугристые болота занимают до 50 % территории. На втором месте – тундровые группировки (20-25 %), представленные ерниковыми и реже мохово-лишайниковыми, на песчаных почвах – лишайниковыми тундрами. Разреженные елово-березовые редколесья занимают до 20 % территории и встречаются преимущественно в долинах рек и на склонах увалов.

Согласно листу Q-40 «Печора» Государственной Почвенной карты [1982] в районе 6 распространены комплексы болотных верховых мерзлотных и тундровых остаточно-торфяных мерзлотных почв, к югу увеличивается доля болотных верховых и тундровых остаточно-торфяных почв. На минеральных почвообразующих породах развиты болотно-тундровые торфянисто-глеевые оподзоленные иллювиально-гумусовые сухоторфянисто-глеевые мерзлотные с тундровыми торфяно-глеевыми оподзоленными иллювиально-гумусовыми и тундровыми оподзоленными иллювиально-гумусовыми сухоторфяно-глеевыми мерзлотными почвами. Исследования показали, что район 6 характеризуется доминированием торфяных олиготрофных мерзлотных почв бугров и торфяных олиготрофных мерзлотных почв мочажин. Эти почвы широко распространены как на водораздельных пространствах, так и слабодренированных участках приречий. На террасах р.Колва преобладающим типом почв являются торфяно-глееземы мерзлотные и глееземы. Хорошо дренированные участки на песчаных почвообразующих породах под елово-березовыми редколесьями заняты подзолами иллювиально-гумусовыми, на суглинистых – светлосемами.

2.2.7. Крайнесеверная тайга с редкоостровным распространением ММП (район 7)

Район исследований 7 расположен к югу от Большеземельской тундры в междуречье рр. Кожим, Лемва, Бол.Кочмес (притоки р. Уса). Территория относится к Интинскому административному району Республики Коми. Район 7 расположен в пределах Предуральского краевого прогиба и граничащей с востока складчатой области Приполярного Урала, морфологически являясь предгорной равниной со слабохолмистой заболоченной поверхностью, постепенно переходящей в увалистую полосу Приполярного Урала. Абсолютные высоты поверхности постепенно повышаются к востоку от 80 м в бассейне р.Косью до 350-360 м в бассейне р.Лемва. Увалы сложены алевроглинистыми ледниково-морскими отложениями падимейской и роговской серий, супесчаными и песчаными осадками водэтыйской толщи [Иванов, 2002]. На территории типичны заболоченные депрессии и котловины, занятые крупнобугристыми и плоскобугристыми болотами, под мощными торфяными залежами (до 5 м) которых залегают озерные и озерно-болотные суглинки, глины, пески. 2 % территории заняты водными объектами – озерами и реками.

Среднегодовая температура воздуха в районе исследований составляет минус 4,0 °С, средняя температура июля +13 °С, января – минус 19,5 °С, среднегодовое количество осадков – 700 мм, из них около 70 % выпадает в теплый период года. Зимой преобладают ветры юго-западного направления, летом – северного [Атлас..., 1997]. Максимальная средняя высота снежного покрова – 50 см.

Район исследований 7 расположен в подзоне редкоостровного распространения ММП мощностью 0-25 м. Температура почвогрунтов подошвы слоя годовых теплооборотов находится в диапазоне околонулевых значений (от 0...-0,5 °С до +0,5...+2 °С) [Геокриологическая..., 1998]. Многолетнемерзлые породы встречаются только в бугристо-мочажинных болотах, тогда как в болотах с равнинным мезорельефом они не сохраняются. В контурах бугристых болот ММП характерны только для торфяных бугров, тогда как обводненные мочажины талые. Для остальных типов ландшафтов характерно сплошное распространение сезоннопромерзающих почв. ММП на равнинной низменной части района исследований обнаруживаются до 65° 50' с.ш., и на левом берегу р. Кожим они уже отсутствуют. Несмотря на угнетенность и разреженность древесной растительности в лесных геосистемах крайнесеверной тайги происходит активное снегонакопление, что обуславливает меньшую глубину промерзания почв.

По геоботаническому районированию территория относится к Усинско-Колвинскому елово-болотному округу. На водоразделах господствуют еловые и елово-березовые низкобонитетные леса долгомошной и зеленомошно-сфагново-долгомошной групп. Встречаются лишайниково-зеленомошные и специфические северные зеленомошно-сфагново-лишайниковые группировки. Сомкнутость крон 0,3-0,5, средняя высота деревьев 8-12 м. На плоскоравнинных заболоченных водоразделах в полосе перехода от лесных формаций к тундровым широко распространены елово-березовые сфагновые редколесья. По долинам мелких рек и на вершинах водоразделов развиты элементы тундровых растительных комплексов в виде безлесных мохово-ерниковых зарослей. Заболоченность района велика, широко распространены бугристо-мочажинные болота с ММП и немерзлотные болота верхового, переходного и низинного типов. Аапа-болота формируются на незаливаемых надпойменных террасах и водоразделах. Растительность аапа болот сложена многочисленными жизненными формами – деревьями, кустарниками, кустарничками, травами, мхами, лишайниками, водорослями, грибами. Болота верхового типа большей частью облесены, древесный ярус состоит из низкорослой сосны, реже березы. В напочвенном покрове преобладают сфагновые мхи. Низинные и переходные болота представлены как безлесными, так и облесенными массивами.

Согласно листу Q-41 «Воркута» Государственной Почвенной карты [2000] в районе исследований 7 развиты болотные верховые торфяные и тундровые остаточнo-торфяные мерзлотные, торфянисто-подзолистые, торфяно-подзолистые, глееподзолистые, болотно-тундровые торфяно-глеевые почвы и подзолы иллювиально-гумусово-железистые. Таежные почвы занимают 50 % территории района исследований, тундровые – более 30 %, интразональные – до 20 %. Исследования показали, что для таежных ландшафтов характерны полугидроморфные почвы (65 %), среди которых доминируют торфяно-подзолисто-глеевые почвы и светлосемы. Для тундровых ландшафтов характерно преобладание торфяных олиготрофных (в т.ч. мерзлотных) почв, в заболоченных массивах развиты торфяно-глееземы. Горные почвы (глееподзолистые и горно-тундровые оподзоленные) распространены в низкогорной части Приполярного Урала.

2.2.8. Северная тайга со сплошным распространением сезоннопромерзающих почв (район 8)

Район исследований 8 представлен двумя ключевыми участками (8Ст, 8Сг), расположенными в подзоне северной тайги на территории Княжпогостского и Троицко-Печорского административных районов Республики Коми соответственно. При этом участок 8Сг находится на границе северной и средней тайги. Участки исследований находятся в пределах Тиманской складчатой зоны, дочетвертичные отложения представлены каменноугольными, пермскими и девонскими породами. Почвообразующими породами являются ледниковые покровные суглинки, флювиогляциальные и древнеаллювиальные пески. Рельеф территории представляет полого-увалистые равнины.

Среднегодовая температура воздуха в районе 8 составляет минус 1,5 °С, средняя температура июля +15...+16 °С, января – минус 18 °С, среднегодовое количество осадков – 720 мм, из них около 65 % выпадает в теплый период года. Зимой преобладают ветры юго-западного и южного направления, летом – северного [Атлас..., 1997]. Максимальная средняя высота снежного покрова – 70-80 см. Район исследований полностью находится в области распространения сезоннопромерзающих почв со среднегодовыми температурами +1...+3 °С, многолетнемерзлые породы на территории района 8 отсутствуют полностью.

Участки исследований расположены в Ухтинско-Ижемском сосново-еловом и Мылво-Верхне-Ижемском елово-березовом округах подзоны северной тайги. В районе 8 господствуют еловые, березово-еловые, сосновые с зеленомошно-долгомошным и сфагновым напочвенным покровом. Древесный ярус хорошо развит, сомкнутость крон 0,5-0,7, средняя высота древостоя 13-15 м, бонитет IV. Напочвенный покров дренированных участков имеет мозаичный характер: на фоне преобладания зеленых мхов появляются примеси лишайников, пятна политрихумовых

и сфагновых мхов. На водоразделах широко развиты ельники-долгомошники V бонитета в сочетании со сфагновыми изреженными ельниками плоских и пониженных частей водоразделов [Забоева, 1975]. Сосновые леса занимают меньшую площадь, приурочены к флювиогляциальным и древнеаллювиальным пескам надпойменных террас рек. Наиболее дренированные приречные полосы заняты ягельными и ягельно-зеленомошными сосняками, с продвижением вглубь террас возникает заболачивание, зеленые мхи вытесняются политриховыми и сфагновыми. На плоских водоразделах развиты крупные сфагновые болота, низинные болота распространены по долинам рек.

Согласно листам Р-39 [1977] и Р-40 [1982] Государственной Почвенной карты в районе исследований 8 распространены глееподзолистые, торфянисто-подзолисто-глеевые, торфяно-подзолисто-глеевые, торфяно-подзолисто-глеевые иллювиально-гумусовые и болотные верховые торфяные почвы. Наиболее распространенными в северной тайге являются торфяные олиготрофные и торфяно-подзолистые почвы, которыми заняты большие площади на водоразделах и речных террасах. Подзолистые почвы, светлосезмы и подзолы иллювиально-гумусовые обычно приурочены к дренированным приречным полосам, занимая около 30 % территории. Значительные площади заняты пойменными аллювиальными дерново-глеевыми почвами. В связи с развитием отечественной классификации почв в последние десятилетия [Герасимова, 2019], в дальнейшем в работе используются таксономические названия почв и генетических горизонтов в соответствии с классификацией почв России [2004].

2.3. Характеристика объектов исследований

В каждом районе исследований изучались как суглинистые (автоморфные), так и торфяные (гидроморфные) почвы. Исследование мерзлотных почв тундровых ландшафтов проводилось на участках с суглинистыми и торфяными почвообразующими породами. При этом, сравнивались группы мерзлотных почв, формирующихся на выпуклых наветренных поверхностях и почвы пониженных, пологих и слабонаклонных участков. При исследовании сезоннопромерзающих почв тундровых геосистем сравнивались почвы, формирующиеся под мохово-кустарничковой и крупнокустарничковой растительностью. Особенности температурного режима почв лесных геосистем исследовались в соответствии их подзональным положением (лесотундра, крайнесеверная и северная тайга). Температурные показатели автоморфных почв северной тайги, расположенных далеко за пределами криолитозоны, использовались в качестве сравнительных, что актуально в условиях современного и прогнозируемого климатического потепления [IPCC, 2021].

Исследования температурного режима, морфологических и физико-химических свойств проводились как для почв, так и подстилающих их пород. В связи с этим, для объектов

исследований также использовался термин «почвогрунты», обозначающий единую толщу почв и подстилающих их пород общей мощностью от 2 до 10 м [Пармузин, Карпов, 1994]. При исследовании мерзлотных почв данный комплекс рассматривается как система СТС-ММП, или почвенно-геокриологический комплекс [Пастухов и др., 2017]. Исследуемая мощность подстилающих отложений (от 1 до 10 м) ограничивается техническими возможностями бурения.

В качестве объектов исследований выбрано 46 участков с почвенными профилями (приложение 1), расположенными в пределах описанных выше 8 районов исследований. Для обозначения участков и почвенных профилей использовались цифрово-буквенные индексы. Цифра обозначает номер района исследований (см. раздел 2.2). Буквенный индекс обозначает название почвы: заглавная – тип, прописная – подтип почв в пределах участка исследований. При этом использовались буквенные индексы, максимально близкие к таковым, принятым в классификации почв России [2004]. К примеру: 4Гт – торфяно-глеезем на участке южной тундры с прерывистым распространением ММП, где Гт – торфяно-глеезем, 4 – номер района исследований. Дополнительно к буквенным индексам применен верхний апостроф для обозначения антропогенно-нарушенных почв (4Гт' – агроглеезем криометаморфический) и цифры в верхнем индексе (7Тм² – торфяная олиготрофная мерзлотная почва) в случае повторения подтипов почв в одном районе исследований. Исследуемые почвы сформировались на торфяных (15 профилей), суглинистых (20 профилей) и песчано-супесчаных почвообразующих породах (11 профилей).

2.3.1. Почвы естественных геосистем

При исследовании температурных режимов почв естественных геосистем, расположенных в тундре и лесотундре с преимущественно сплошным и прерывистым распространением ММП, основными сравниваемыми компонентами, являются факторы почвообразования, в первую очередь влияющие на температурный режим и мерзлотное состояние почвенных профилей. Такими факторами являются: рельеф, растительность и состав почвообразующих пород. Сравнение температурных свойств лесных геосистем проведено в зональном аспекте, так как они функционируют в различных природных зонах в относительно схожих условиях дренажа и почвообразующих пород.

Исследования температурного режима мерзлотных почв южной тундры и лесотундры проводили в 2007-2010 гг. на семи участках в пределах трех районов исследований (3, 4, 5), расположенных в бассейнах рр. Бол. Роговая, Воркута и Сейда соответственно (таблица 1, рисунок 6). Участки исследований локализованы в подзонах несплошного распространения ММП в пределах Предуральяского краевого прогиба. Температурные режимы мерзлотных почв исследованы в трех суглинистых и четырех торфяных почвах, функционирующих в различных

геоморфологических условиях (приложение 1; приложение 2). Объектами исследований выбраны торфяно-глееземы мерзлотные (3Гт, 4Гт), аллювиальная слоистая мерзлотная почва (3Ас) и торфяные олиготрофные мерзлотные почвы (3Тс, 5Тм, 5Тп). Исследуемые мерзлотные почвы характеризуются сливающейся мерзлотой, когда сезонномерзлые горизонты сливаются с ММП [Геокриология, 1988]. Мощность СТС варьирует от 40 до 100 см. Минеральные мерзлотные почвы формируются преимущественно на водораздельных и приречных массивах, торфяные мерзлотные почвы широко распространены в бугристых болотах.

Температурные режимы сезоннопромерзающих почв тундровых ландшафтов подробно исследовались в 2008-2011 гг. в пределах районов исследований 4, 5, расположенных в подзоне прерывистого распространения ММП ($\leq 80\%$) в южной тундре и лесотундре (таблица 1). Объектами исследований выбраны два глеезема криометаморфических (4Гк, 5Гк) и две органо-криометаморфические почвы (5К, 5Кг), функционирующих под тундровой мохово-кустарничковой и крупнокустарниковой растительностью (приложение 1). Исследуемые почвы сформировались на пылеватосуглинистых почвообразующих породах в бассейнах рр. Воркута, Сейда, Пышор. Почвы характеризуются наличием криометаморфического горизонта (CRM) в средней части профиля, многолетнемерзлые породы в пределах почвенного профиля отсутствуют.

Исследования особенностей температурного режима почв многолетнемерзлых бугристых болот на крайнем южном пределе криолитозоны проводились в 2013-2016 гг. в районе исследований 7, расположенном в подзоне крайнесеверной тайги с редкоостровным распространением ММП. Участки исследований расположены в бассейнах рр. Большая Инта, Косью, Лемва. Район исследований приурочен к Предуральскому краевому прогибу, где в качестве почвообразующих пород широко распространены озерно-болотные отложения. Выбор местоположения участков исследований в пределах района 7 обосновано постепенным, с запада на восток, изменением геологического строения и геоморфологии восточной части Печорской равнины, граничащей с Уральской горной страной. Участки 7Тм и 7То находятся на низкой озерно-ледниковой равнине, 7Тм² и 7То² – на более высокой моренной равнине, 7Тм³ и 7То³ – в пределах предгорной возвышенности [Атлас, 1964]. В качестве объектов исследований выбраны торфяные олиготрофные мерзлотные почвы (7Тм, 7Тм², 7Тм³) формирующиеся на торфяных буграх под кустарничково-мохово-лишайниковой растительностью и торфяные олиготрофные почвы обводненных мочажин (7То, 7То², 7То³) под мохово-кустарничковой растительностью.

Подробные исследования температурного режима почв лесных геосистем проводили в 2008-2011 гг. в пределах районов исследований 5, 7, 8, расположенных в лесотундре,

крайнесеверной и северной тайге соответственно (рисунок 6). В качестве объектов исследований выбрано пять профилей светлоземов, два из которых локализованы в лесотундре (5Сг, 5Си), один в крайнесеверной тайге (7Си) и два в северной тайге (8Ст, 8Сг) (приложение 1; приложение 2). Светлоземы сформировались на пылеватосуглинистых почвообразующих породах в автоморфных условиях приречных и водораздельных увалов. Выбор объектов исследований обусловлен расположением профилей в пределах южного (лесного) сегмента тундрово-таежного экотона, где с севера на юг постепенно увеличивается температура воздуха, повышается бонитет лесов, меняется структура почвенно-растительного покрова. Исследование температурных режимов почв геосистем северной тайги актуально в связи с тем, что согласно прогнозам северотаежные ландшафты в течении XXI века постепенно заменят геосистемы лесотундры [Christensen et al., 2013].

2.3.2. Почвы антропогенно-нарушенных геосистем

При исследовании почв антропогенно-нарушенных геосистем, их температурные режимы, свойства и факторы почвообразования сравниваются с таковыми ненарушенных (фоновых) геосистем. В настоящей работе проведены исследования температурных режимов антропогенно-нарушенных почв, функционирующих под различными антропогенными воздействиями, характерными для геосистем Субарктики европейского северо-востока России. Исследованы почвы, функционирующие в тундровых геосистемах, нарушенных при прокладке сезонных и постоянных дорог, сельскохозяйственном освоении. Также исследования температурных режимов почв и подстилающих пород проводились на участках тундровых геосистем, где моделировалось изменение ландшафтных и микроклиматических условий.

При исследовании почв тундровых постагрогенных геосистем объектами исследования выбраны два агроглеезема (4Гп', 4Гк') сформированные на участках многолетних сеяных лугов, зарастающими естественной тундровой растительностью. В качестве целинных (фоновых) аналогов выбраны глеевые почвы: торфяно-глеезем мерзлотный (4Гт) и глеезем криометаморфический (4Гк). Сравнительные исследования температурного режима постагрогенных и естественных почв тундры проводили в районе 4 с 2009 по 2016 гг. Агроглееземы имеют ограниченное распространение и впервые были подробно изучены в окрестностях г. Воркута [Классификация..., 2004]. Агроглееземы отличаются от ненарушенных глееземов наличием дернового горизонта (AY) в верхней части профиля (приложение 2). Минеральные горизонты глубже 20 см сохранили естественное ненарушенное сложение. Глеевый горизонт в средней части профиля подстилается криометаморфическим, который в свою очередь постепенно переходит в почвообразующую породу (С). Исследуемые почвы развиты на дренированных суглинистых увалах. При этом рассматриваются две пары

почвенных профилей, сформированных на участках с преобладанием мелко- и крупнокустарниковой растительности соответственно. Участки 4Гп' и 4Гт находятся на расстоянии 400 м друг от друга, в 10 км к северо-востоку от г. Воркута (урочище Аяч-Яга) на приречном увале в условиях преобладания мохово-кустарничковой растительности и относительно близкого (1-2 м) залегания кровли ММП (рисунок 7, приложение 2).

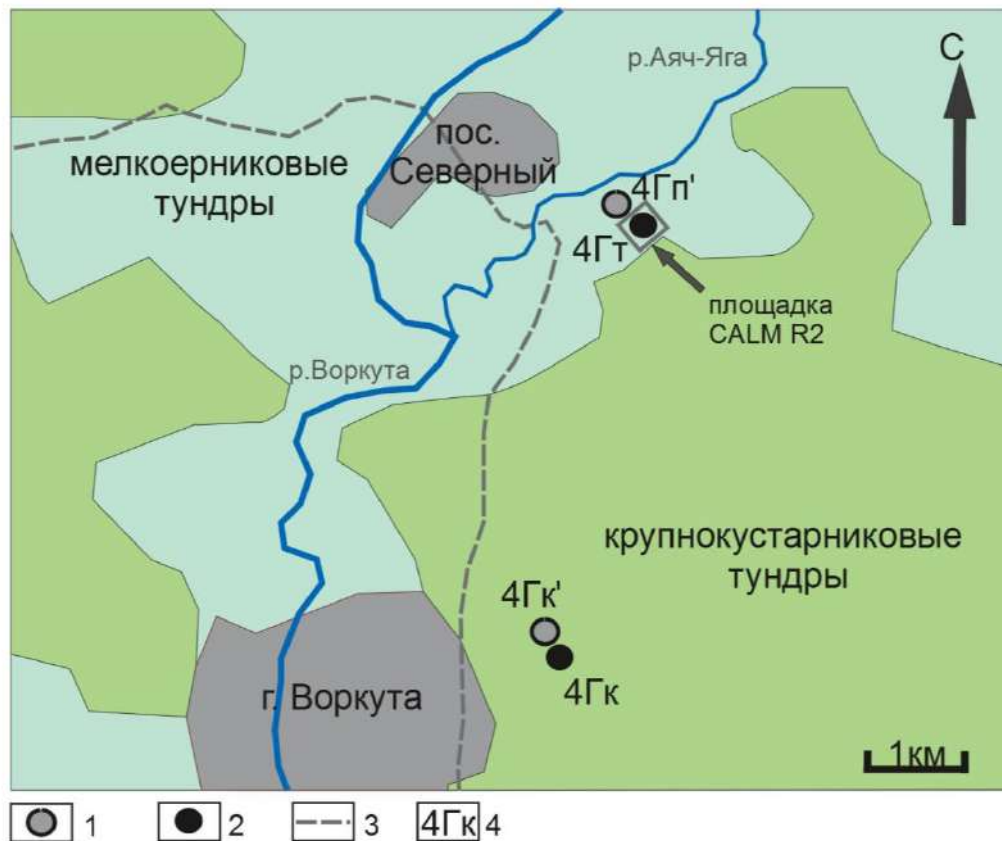


Рисунок 7 – Карта-схема расположения участков исследований в районе 4: 1 – постагрогенные; 2 – ненарушенные. 3 – автодорога; 4 – индексы участков.

Участки 4Гк' и 4Гк расположены на расстоянии 400 м друг от друга, в 3 км к северо-востоку от г. Воркута (урочище Нерусовой-Мусюр) на дренированном водораздельном увале, покрытом преимущественно крупнокустарниковой растительностью в условиях относительно глубокого (2 м и более) залегания кровли ММП. Все 4 участка исследований удовлетворительно охватывают преобладающие типы растительных сообществ. Расположение участков в тождественных ландшафтных условиях позволяет рассмотреть специфику изменений температурного режима почв, глубины залегания кровли ММП и растительного покрова постагрогенных геосистем (участки 4Гт и 4Гк) в сравнении с фоновыми аналогами (участки 4Гп' и 4Гк'). Освоение почв тундровых геосистем на исследуемых участках сопровождалось созданием сеяных лугов, используемых в качестве сенокосных в 1980-1990-е гг. Однако, с 1997 года внесение удобрений было приостановлено, уборка урожая проводилась

нерегулярно и в 2000-е гг. прекратилась совсем. Сеяные луга перешли в стадию постагрогенных агрогеосистем. Обилие, жизнеспособность и степень развития высеянных видов трав существенно снизились. Началось внедрение видов из окружающих естественных тундровых геосистем – ив, мхов и пионерных лишайников. В постагрогенных геосистемах кустарники и мхи еще не сформировали сплошного яруса, произрастая в виде отдельных куртин (таблица 5).

Таблица 5 – Характеристика постагрогенных и естественных геосистем района исследований 4.

Ландшафтная позиция	Дренажный склон юго-восточной экспозиции приречного увала		Дренажная вершина водораздельного увала.	
Участок	4ГТ' (постагрогенный)	4ГТ (ненарушенный)	4ГК' (постагрогенный)	4ГК (ненарушенный)
	Разнотравно-красноовсянищевый закустаренный луг	Мелкоерниковая травяно-кустарничковая моховая тундра	Разнотравно-мятликовый закустаренный луг	Ивняково-ерниковая кустарничково-моховая тундра
Почва	Агроглеезем криометаморфический	Торфяно-глеезем криометаморфический	Агроглеезем криометаморфический	Глеезем криометаморфический
Кустарниковый ярус				
Средняя высота, см	30±25	30±8	40±50	125±25
ПП, %	До 20	30-50	До 20	60-70
Видовой состав*	<i>Salix phylicifolia</i> (н) <i>Salix lanata</i> (н)	<i>Betula nana</i> (с) <i>Salix phylicifolia</i> (с) <i>Salix glauca</i> (с)	<i>Salix phylicifolia</i> (н) <i>Salix lanata</i> (р-н)	<i>Betula nana</i> (с) <i>Salix phylicifolia</i> (н-с) <i>Salix glauca</i> (н-с) <i>Salix lanata</i> (н-с)
Травяно-кустарничковый ярус				
Средняя высота, см	20±10	20±5	30±5	20±10
ПП, %	60-70	30-40	65-70	40
Видовой состав	<i>Festuca rubra</i> (с) <i>Calamagrostis neglecta</i> (н) <i>Poa pratensis</i> (н) <i>Alopecurus pratensis</i> (н) <i>Deschampsia cespitosa</i> (н) <i>Chaerophyllum prescottii</i> (н)	<i>Vaccinium uliginosum</i> (с-г) <i>Arctous alpina</i> (н-с) <i>Vaccinium myrtillus</i> (н) <i>Empetrum hermaphroditum</i> (н) <i>Carex arctisibirica</i> (н-с) <i>Calamagrostis neglecta</i> (н) <i>Festuca ovina</i> (н) <i>Poa pratensis</i> (н) <i>Poa alpina</i> (н)	<i>Poa pratensis</i> (с-г) <i>Alopecurus pratensis</i> (с) <i>Calamagrostis neglecta</i> (н) <i>Bistorta major</i> (н) <i>Rubus arcticus</i> (н)	<i>Empetrum hermaphroditum</i> (с) <i>Vaccinium myrtillus</i> (н) <i>Vaccinium uliginosum</i> (н) <i>Carex arctisibirica</i> (р-н)

Мохово-лишайниковый ярус				
Средняя высота, см	2	2	1	7
ПП, %	55	85	35	70
Видовой состав	<i>Pleurozium schreberi</i> (н) <i>Polytrichum strictum</i> (н)	<i>Pleurozium schreberi</i> (с-г) <i>Dicranum elongatum</i> (н) <i>Aulacomnium palustre</i> (р-н) <i>Polytrichum commune</i> (р-н) <i>Aulacomnium turgidum</i> (р-н) <i>Cladonia mitis</i> (н) <i>Cladonia rangiferina</i> (р-н)	<i>Pleurozium schreberi</i> (н) <i>Aulacomnium turgidum</i> (р-н)	<i>Pleurozium schreberi</i> (с) <i>Hylocomium splendens</i> (р-н) <i>Aulacomnium palustre</i> (р-н) <i>Polytrichum commune</i> (р-н) <i>Brachythecium turgidum</i> (р-н)

* Приведены виды, имеющие наибольшие показатели по шкале господства

Травянистый ярус постагрогенных геосистем представлен вейником, овсяницей, осокой, моховой покров сплошной, состоит из гипновых и политриховых мхов, редко сфагнума. В близлежащих окрестностях Воркуты небольшие площади заняты сеяными лугами, состоящими из лисохвоста лугового и мятлика лугового, чаще встречаются луга с преобладанием мятлика над лисохвостом или мятликовые с примесью щучки дернистой [Кононенко, 1986]. В настоящее время в луговых геосистемах происходит постепенное восстановление естественной тундровой растительности.

При исследовании почв, нарушенных при эксплуатации зимней дороги, полевые работы проводились в 2014-2015 гг. на территории района исследований 2, расположенного на границе типичной и южной тундры с преимущественно сплошным распространением ММП (таблица 1). Участки исследований локализованы на территории Северо-Хоседаюсского нефтяного месторождения (3 км к юго-западу от центрального пункта сбора нефти месторождения). В районе исследований зимняя дорога пересекает тундровые геосистемы с мохово-кустарничковой и крупнокустарниковой растительностью на глееземах, торфяно-глееземах и аллювиальных слоистых почвах (2Гк, 2Гт, 2Ас, 2Аг), плоскобугристое болото с торфяными олиготрофными мерзлотными почвами (2Тм) с кустарничково-лишайниковой растительностью (рисунок 8). Зимняя дорога была введена в эксплуатацию в 2007 г. и активно использовалась до 2010 г. в период строительства объектов инфраструктуры нефтяного месторождения. В последующие годы дорога периодически эксплуатировалась в зимнее время для транспортировки грузов на территорию месторождения. Колеи зимней дороги характеризуются корытообразной формой, глубиной 5-15 см, шириной 40-60 см.



Рисунок 8 – Карта-схема расположения участков исследований в районе 2.

Наибольшие различия между крупнокустарниковыми и мохово-кустарничковыми растительными сообществами определяются по высоте и сомкнутости кустарникового яруса, состоящего преимущественно из ивы и карликовой березки. На всех участках колея зимней дороги характеризуется значительными повреждениями ивы и в меньшей степени карликовой березки (таблица 6). Другие виды кустарничков в колее дороги выше, чем на ненарушенной поверхности. Максимальная степень разрушения растительного покрова наблюдается на торфяных буграх. Крупнокустарниковые тундры, в сравнении с мохово-кустарничковыми, характеризуются большим присутствием трав, количество которых снижается на поверхности колеи. Мохово-кустарничковые тундры, наоборот, отличаются большей долей мхов и трав в углублениях колеи. Практически для всех участков характерно уничтожение лишайников в пределах дорожной колеи. Участки с мохово-кустарничковой тундрой характеризуются большей мощностью торфянистого горизонта, который в колеях частично разрушен. Наименьшая глубина сезонного протаивания характерна для почв плоскобугристого болота (таблица 6; приложение 1).

Таблица 6. Средние показатели растительного и почвенного покровов для ненарушенных и антропогенно-нарушенных участков в районе исследований 2. * $p < 0,05$, ** $p < 0,01$ по критерию Манна-Уитни, *** почвенно-грунтовые воды

Показатель / Участок	Ненарушенный (2Ас)	Нарушенный (2Ас')	Ненарушенный (2Аг)	Нарушенный (2Аг')	Ненарушенный (2Тм)	Нарушенный (2Тм')	Ненарушенный (2Гк)	Нарушенный (2Гк')	Ненарушенный (2Гт)	Нарушенный (2Гт')
Показатели растительного покрова (в числителе - высота (см), в знаменателе - покрытие (%))										
Ивы	$\frac{0,0 \pm 0,0^*}{0,0 \pm 0,0^*}$	$\frac{2,5 \pm 2,5}{0,8 \pm 0,8}$	$\frac{40,3 \pm 7,1}{18,1 \pm 3,6}$	$\frac{16,0 \pm 7,5}{4,0 \pm 1,9}$			$\frac{14,6 \pm 1,6}{9,6 \pm 1,4}$	$\frac{7,5 \pm 7,5}{5,0 \pm 5,0}$	$\frac{128,8 \pm 10,3}{**}$ 57,3±4,7**	$\frac{0,0 \pm 0,0^*}{0,0 \pm 0,0^*}$
Ерник	$\frac{8,0 \pm 1,6}{4,6 \pm 1,0}$	$\frac{7,5 \pm 2,5}{6,7 \pm 2,8}$	$\frac{11,9 \pm 3,9}{4,4 \pm 1,7}$	$\frac{9,0 \pm 9,0}{4,0 \pm 4,0}$	$\frac{13,0 \pm 3,4}{5,7 \pm 1,7}$	$\frac{5,0 \pm 5,0}{1,0 \pm 1,0}$	$\frac{17,9 \pm 0,9}{13,9 \pm 1}$	$\frac{20,0 \pm 0,1}{15,0 \pm 0,1}$	$\frac{15,0 \pm 5,2}{8,6 \pm 2,9}$	$\frac{8,8 \pm 8,8}{5,0 \pm 5,0}$
Багульник					$\frac{4,1 \pm 1,4}{2,8 \pm 1,2}$	$\frac{5,0 \pm 5,0}{1,7 \pm 1,7}$	$\frac{3,8 \pm 1,3^*}{3,1 \pm 1,2^*}$	$\frac{12,5 \pm 2,5}{15,0 \pm 10,0}$		
Сабельник			$\frac{32,1 \pm 4,4^*}{21,0 \pm 3,6^*}$	$\frac{7,0 \pm 4,4}{2,0 \pm 1,2}$					$\frac{10,2 \pm 3}{6,9 \pm 2,6}$	$\frac{10,0 \pm 5,8}{3,8 \pm 2,4}$
Кустарнички	$\frac{4,0 \pm 0,9}{7,3 \pm 1,8}$	$\frac{4,0 \pm 1,1}{15,0 \pm 4,7}$			$\frac{5,3 \pm 0,9}{10,4 \pm 2,6}$	$\frac{7,3 \pm 1,5}{5,7 \pm 2,3}$	$\frac{8,8 \pm 0,7}{17,8 \pm 1,8}$	$\frac{10,0 \pm 0,1}{32,5 \pm 2,5}$	$\frac{1,5 \pm 0,7}{2,7 \pm 1,5}$	$\frac{1,3 \pm 1,3}{1,8 \pm 1,8}$
Осоки	$\frac{11,3 \pm 2,3}{4,5 \pm 1,3}$	$\frac{16,2 \pm 4,3}{9,2 \pm 3,0}$	$\frac{74,8 \pm 5,9^{**}}{56,0 \pm 5,6}$	$\frac{29,0 \pm 1,9}{60,0 \pm 10,5}$	$\frac{10,1 \pm 1,4}{12,0 \pm 3,3}$	$\frac{16,7 \pm 3,3}{36,7 \pm 20,5}$	$\frac{14,6 \pm 1,3}{8,8 \pm 1,4}$	$\frac{15,0 \pm 0,1}{20,0 \pm 15,0}$	$\frac{28,5 \pm 5,6}{20,9 \pm 4,8}$	$\frac{25,0 \pm 11,0}{33,8 \pm 19,1}$
Лишайники	$\frac{2,0 \pm 0,3^{**}}{42,9 \pm 6,6^{**}}$	$\frac{0,2 \pm 0,2}{2,5 \pm 1,7}$			$\frac{0,5 \pm 0,2}{15,9 \pm 4,4}$	$\frac{0,3 \pm 0,3}{26,7 \pm 26,7}$	$\frac{2,1 \pm 0,2}{30,4 \pm 4,2}$	$\frac{1,5 \pm 0,5}{17,5 \pm 7,5}$	$\frac{0,2 \pm 0,2}{2,7 \pm 2,5}$	
Мхи	$\frac{1,8 \pm 0,4}{12,5 \pm 2,4}$	$\frac{0,7 \pm 0,1}{20,8 \pm 4,2}$	$\frac{7,6 \pm 1,5}{61,2 \pm 6,7}$	$\frac{0,7 \pm 0,2}{54 \pm 12,1}$	$\frac{2,2 \pm 0,6}{24,5 \pm 5,6}$	$\frac{4,0 \pm 3,0}{41 \pm 29,9}$	$\frac{2,6 \pm 0,3}{38,3 \pm 3,8^*}$	$\frac{6,0 \pm 4,0}{82,5 \pm 7,5}$	$\frac{4,2 \pm 0,8}{38,8 \pm 4,7}$	$\frac{2,0 \pm 1,0}{45,0 \pm 18,6}$
Показатели почвенного покрова										
Мощность торфа (см)	5,6±0,7	5,4±1,3	50,2±6,9**	3,9±1,7	97,6±2,4	100,0±0,0	4,8±0,7	13,5±6,5	24,1±2,2	30,8±9,9
Глубина залегания ПГВ***	44,3±3,3**	22,5±6,3	4,5±3,9*	16,4±5,7	9,8±3,1	21,7±16,9	37,2±6	30,0±30,0	15,6±5,0	11,3±11,3
Мощность СТС (см)	78,3±3,9	89,3±11	117,8±4,3*	106,6±8,6	46,9±2,9	54,3±4,7	90,3±3,1	55,0±20,0	108,8±4,9* *	57,8±11,3

Исследования температурного режима антропогенно-трансформированных почв бугристого болота, пересекаемого насыпной дорогой с цементно-бетонным покрытием проведены в лесотундре с массивно-островным распространением ММП (район исследований 6). Исследования температурного режима почв и подстилающих пород проводили в 2015-2018 гг. на трех участках (рисунок 9, приложение 1). Участки 6Тм и 6Эг' расположены в зоне пересечения автодорогой Усинск-Харьяга крупного массива многолетнемерзлых бугристых болот. Мощность торфа в условиях ненарушенного бугристого болота составила около 3,5 м. Автодорога имеет статус региональной, используется преимущественно предприятиями нефтегазового комплекса. Общая длина автодороги составляет 164 км, большая часть трассы покрыта цементно-бетонными плитами.

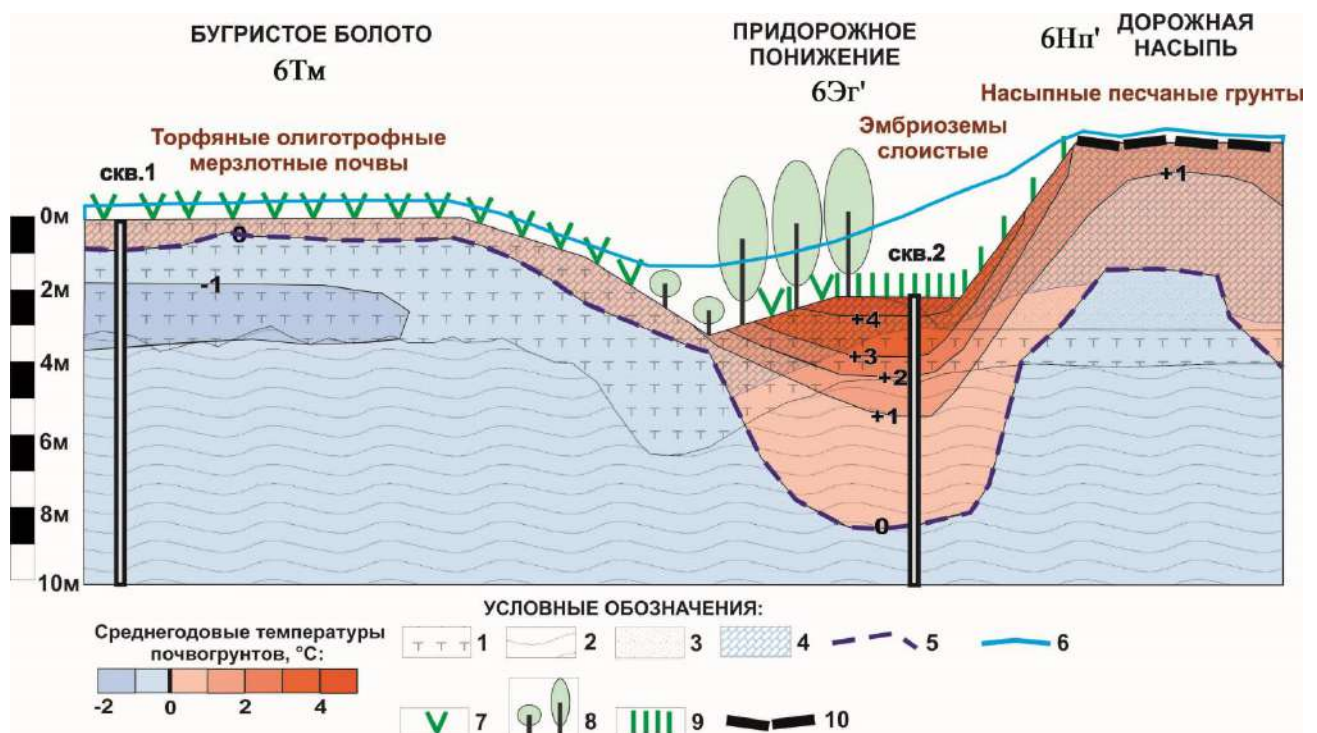


Рисунок 9 – Комплексный физико-географический профиль по линии «бугристое болото – насыпь автодороги».

Для бурения термоскважин 6Тм и 6Эг' и проведения в них температурного мониторинга Институтом биологии Коми НЦ УрО РАН получено разрешение № 4571/07 (25.11.2014) от ГКУ Архангельской области «Архангельскавтодор». Дорожная насыпь (6Нп') сложена песчаными почвогрунтами высотой 5 м; растительный покров фрагментарный, верхний органогенный горизонт отсутствует, снег зимой расчищается. Бугристое болото характеризуется преобладанием торфяных олиготрофных мерзлотных почв [Классификация, 2004; Полевой определитель, 2008]. В придорожном понижении функционируют эмбриоземы слоистые глееватые. Эмбриоземами являются слаборазвитые примитивные почвы с маломощным поверхностным органогенным горизонтом [Герасимова и др., 2003]. Георадиолокационное

зондирование почв и подстилающих пород проводилось на профиле, перпендикулярно пересекающем насыпную автодорогу Усинск – Харьяга в районе исследований 6 (рисунок 9) по линии «бугристое болото – автодорога» (6Тм – 6Нп').

Исследования динамики температурного режима почв и подстилающих пород, эволюционирующих в условиях кардинальных ландшафтных изменений после искусственного осушения термокарстового озера Опытное проведены в районе 3. Озерная котловина расположена в урочище Пятембой-Гладь, в пределах Печорской низменности, в юго-западной части Большеземельской тундры (рисунок 10). Котловина озера Опытное длиной 1,7 км и шириной 0,7-1,0 км имеет площадь 1,17 км² и является крупнейшей среди осушенных озер исследуемого района. До дренажа котловины, проведенного 12 сентября 1979 г., глубина озера варьировала от 1 до 2 м, средняя высота уреза воды составляла 87 м над ур. м. Дно озера было относительно плоским. Геологический профиль отложений котловины представлен слоем торфяно-минеральных пород мощностью 0,5-1,2 м, подстилаемым песками мощностью 2-6 м, ниже которых залегают 10-30 м мощностью глины и несортированные, преимущественно суглинистые моренные отложения. До дренажа под котловиной озера существовал несквозной талик, ММП существовали в отложениях озерной террасы, формирующей берега озера [Какунов, 1980].

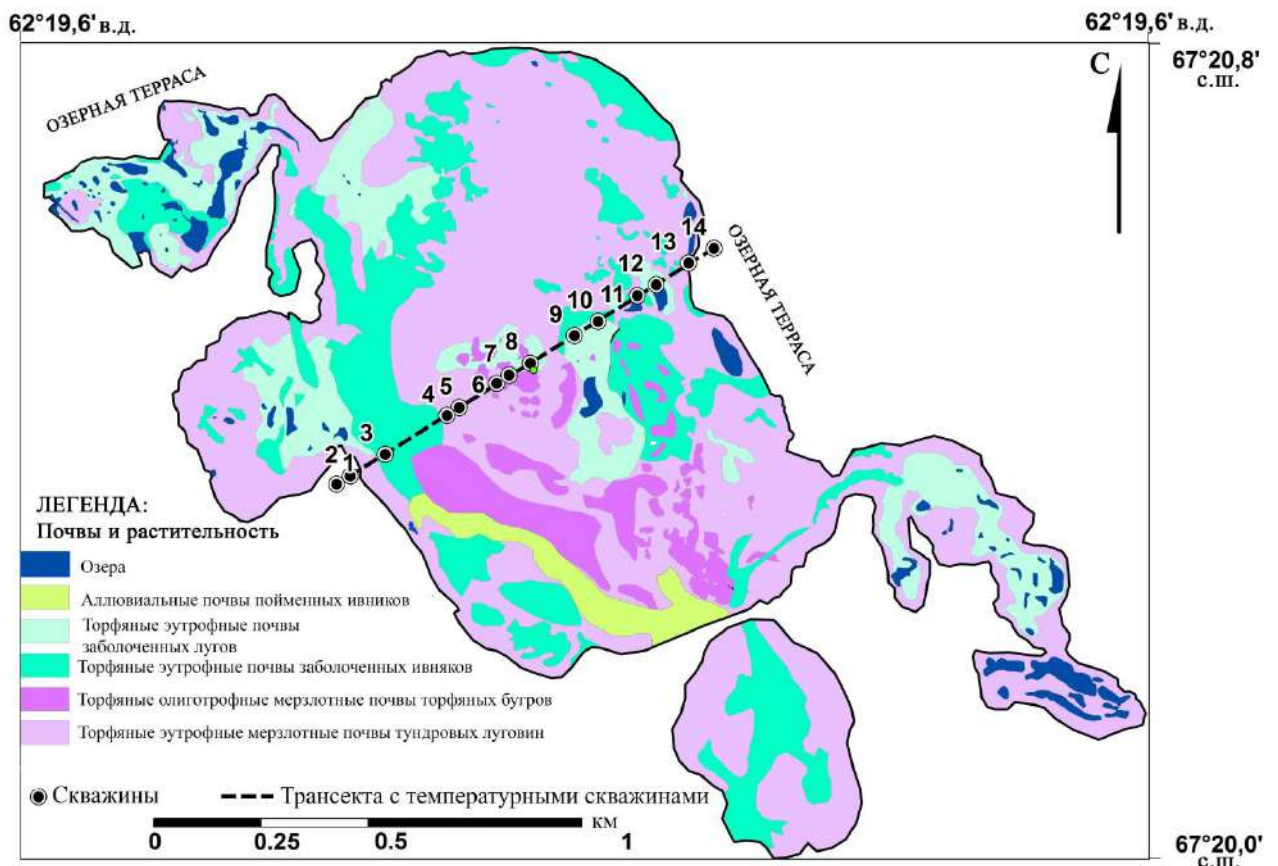


Рисунок 10 – Карта-схема почвенно-растительного покрова осушенной котловины озера Опытное (район 3, 2017 г.). Нумерованными пунсонами обозначены температурные скважины, расположенные вдоль трансекты.

Современная пространственная дифференциация ландшафтных элементов в пределах осушенной озерной котловины, показанная на рисунке 10, в целом не изменилась с 2010 года. Вытянутые мелководные озера диаметром не более 20 м все еще остаются в контуре осушенной котловины. Почти половину площади котловины занимают мерзлотные почвы, мощность СТС которых варьирует от 30 до 60 см. В котловине широко развиты торфяные бугры с торфяными олиготрофными почвами, тундровые луговины сформировались на торфяных эутрофных почвах. Заболоченные осоковые луга и ивняки развиты на торфяных эутрофных и молодых аллювиальных почвах, развитых вдоль низких молодых пойменных террас, сформировавшихся в котловине после ее осушения (рисунок 10). Эрозионная озерная терраса высотой до 4 м сложена многолетнемерзлым торфом мощностью 2 м, подстилаемым мерзлыми песками. Озерная терраса покрыта кустарничково-мохово-лишайниковой растительностью и сложена торфяными олиготрофными мерзлотными почвами. Склоны террасы покрыты преимущественно ивняковой и ерниковой растительностью (таблица 7). Нумерация скважин, используемая при исследовании температурного режима почвогрунтов осушенной котловины, дана цифрами и отлична от общей схемы индексации объектов исследований, используемой в данной работе.

Таблица 7 – Объекты исследований в пределах осушенной котловины озера Опытное

Тип ландшафта	Элемент ландшафта	Рельеф	Растительность	Почвы (Классификация, 2004]	Номер скважины (участка)
Котловина осушенного озера	Торфяные бугры	Торфяные бугры овальной формы, 30 м в диаметре, 1,5 м высотой. Поверхность бугров покрыта оголенными пятнами и морозобойными трещинами глубиной 0,5 м и шириной 0,2 м	Ерниково-травяно-лишайниково-моховое сообщество: <i>Salix glauca</i> , <i>Betula nana</i> , <i>Empetrum hermaphroditum</i> , <i>Rhododendron subarcticum</i> , <i>Calamagrostis purpureae</i> , <i>Eriophorum scheuzeri</i> , <i>Carex arctisibirica</i> , <i>Polytrichum</i> and <i>Dicranum mosses</i> , lichens: <i>Cladonia arbuscula</i> , <i>C. rangiferina</i> , <i>C. spp.</i> , <i>Tamnolia vermicularis</i> , <i>Empetrum hermaphroditum</i> , <i>Calamagrostis purpureae</i> , <i>Diphasiastrum alpinum</i> .	Торфяные олиготрофные мерзлотные	4
	Тундровые луговины	Кочковатый микрорельеф	Злаковый луг (преобладают <i>Calamagrostis purpureae</i> высотой до 70 см) с мхами (включая <i>Bryidae</i>)	Торфяные эутрофные мерзлотные	4
	Заболоченные луга	Кочковатый микрорельеф, кочки высотой 20 см, 10-15 см в диаметре	Травянисто-сфагновое сообщество с злаками (<i>Calamagrostis purpureae</i> , <i>Epilobium palustre</i>) и мхами (<i>Sphagnum</i> , <i>Dicranum</i> spp.)	Торфяные эутрофные	5, 8, 9, 10
	Заболоченные ивняки	Кочковатый микрорельеф	Ивняк осоково-сфагновый (<i>Salix</i> spp., <i>Carex</i> spp., <i>Eriophorum</i> spp <i>Sphagnum</i> , <i>Dicranum</i> spp.)		11, 12 3, 13
Озерная терраса	Торфяное плато	Плоскобугристый торфяник, бугоркато-полигональный микрорельеф	Ерниково-мохово-лишайниковое сообщество (<i>Rhododendron subarcticum</i> , <i>Rubus chamaemorus</i> , <i>Vaccinium vitis-idaea</i> , <i>Vaccinium uliginosum</i> , <i>Polytrichum</i> , <i>Cladonia arbuscula</i> , <i>C. rangiferina</i> , <i>C. sp.</i> , <i>Tamnolia vermicularis</i> , <i>Cladonia uncialis</i> , <i>Cladonia</i> sp., <i>Flavocetraria nivalis</i> , <i>F. cucullata</i> , <i>Dactylina arctica</i>)	Торфяные олиготрофные мерзлотные	1, 2
					14

Исследования влияния микроклиматических и ландшафтных изменений на температуру и глубину сезонного протаивания тундровых почв проводили в районе 5 на пятнадцати участках, десять из которых расположены в пределах бугристого болота (5 в контурах с кустарниково-мохово-лишайниковой растительностью, 5 на оголенных торфяных пятнах), 5 – на прилегающей водораздельной террасе (рисунок 11).

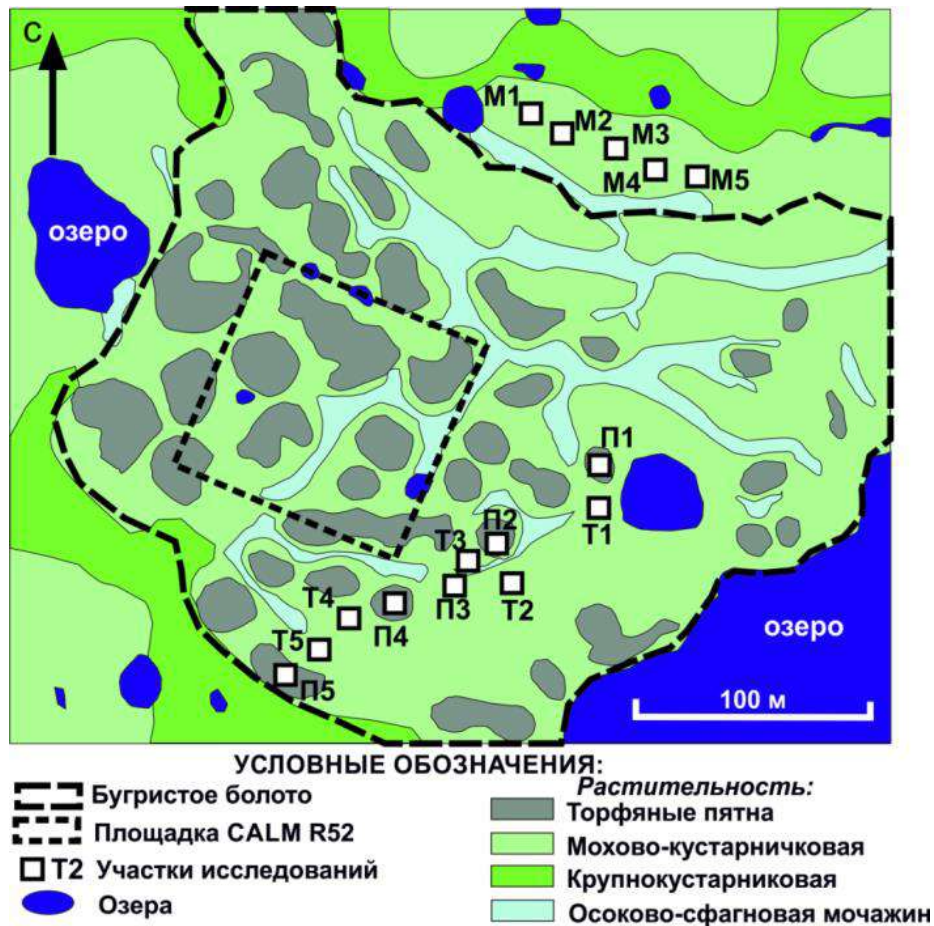


Рисунок 11 – Карта-схема участков исследований в рамках полевого эксперимента по влиянию микроклиматических и ландшафтных изменений на температуру и глубину сезонного протаивания почв. На карте обозначены границы площадки CALM R52 (3Тм).

Участки расположены в 50-100 м к востоку от мониторинговой площадки CALM R52 (4Гт). Данные участки охватывают основные типы ландшафтов, занимающие более 80 % исследуемой территории района исследований 5 [Marushchak et al., 2011]. Индексы участков, используемых для оценки влияния микроклиматических изменений на температурные режимы почв, отличны от таковых общей схемы индексации объектов исследований, используемой в данной работе. Для обозначения участков исследований использованы следующие буквенные индексы: М – водораздельная терраса; Т – торфяные бугры с мохово-кустарничковой растительностью; П – оголенные торфяные пятна. Порядковые номера участков обозначены цифрами после заглавных букв индекса (М1, Т4, П5 и т.д.). Каждый участок представлен двумя площадками: контрольной (фоновой) и экспериментальной с камерой, расстояние между ними

составляет около 3 м. Тип площадки обозначен прописными буквами («к» – контрольные, «э» – экспериментальные), добавляемыми к буквенно-цифровому индексу участка: Т4э, П5к и т.д.

2.3.3. Объекты исследований глубины сезонного протаивания почв

Площадка мониторинга мощности сезонноталого слоя CALM R2 (4Гт) расположена в 13 км к северо-востоку от г. Воркуты, локализована в пределах ландшафта с тундровыми мерзлотными почвами, широко распространёнными в Большеземельской тундре. Эти ландшафты занимают около 15-20 % площади района исследований 4, представляя собой наветренные пологие склоны и вершины увалов с мохово-кустарничковой растительностью и глубиной сезонного протаивания до одного метра. Конкретная площадка, характеризующая ландшафт, занимает площадь около 0,1 км², охватывая пологий юго-западный склон холма с максимальной абсолютной высотой 184,8 м над ур. м. и превышением над урезом воды ближайшего ручья 45 м. Мониторинговая площадка размером 100х80 м, организована в виде сетки постоянных пикетов с размером ячеек 10х10 м. Площадка находится на слабонаклонной поверхности (уклон около 3 градусов, ЮЮЗ экспозиция) с перепадом высот 5 м.

Для геоинформационного анализа сезонных изменений поверхности почв выбрана восточная часть Большеземельской тундры на границе с Полярным Уралом в подзоне южных тундр [Геоботаническое..., 1989] (рисунок 12).

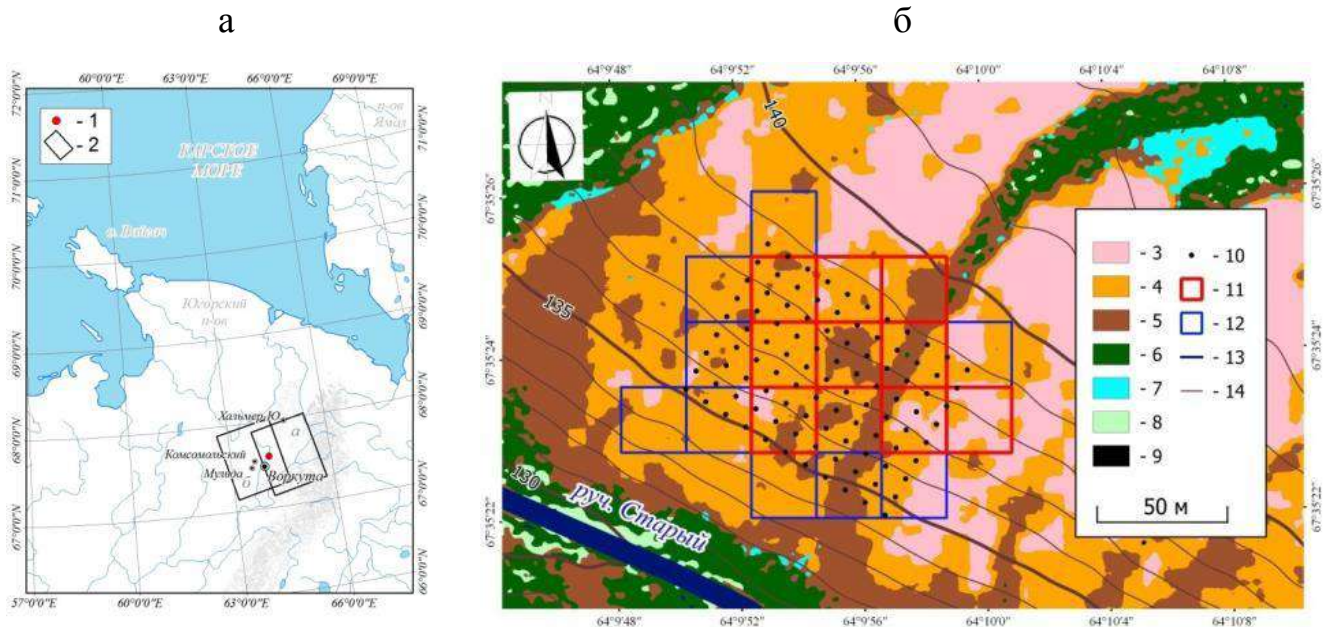


Рисунок 12 – Географическое положение площадки CALM R2 в границах отдельных сцен ALOS PALSAR (а). Распределение точек полевых наблюдений в пределах участка инструментальных измерений и пикселях спутниковой съемки (25х25 м) (б). Обозначения: 1 – мониторинговая площадка CALM R2; 2 – границы наборов сцен ALOS PALSAR; 3 – тундры кустарничково-лишайниковые; 4 – тундры мелкоерниковые; 5 – тундры кустарниковые; 6 – ивняки; 7 – болотные комплексы; 8 – травяные сообщества; 9 – пикеты полевых измерений; 10 – пиксели, отнесенные в 2007 г. к группе «верхние части увалов»; 11 – пиксели, отнесенные к группе «нижние части увалов»; 12 – изогипсы.

Согласно карте неоген-четвертичных образований территории Воркутинского района (масштаб 1:200 000) и опубликованной к ней Пояснительной записке [Шишкин, Малых, 2013] на территории исследований выделено 3 области. Западная часть области исследований расположена в пределах платформенной равнины с мощным осадочным чехлом ледниковых отложений (до 40 м) и менее мощными аллювиально-морскими отложениями (до 20 м) с участками низинных и верховых болот. К востоку ее сменяет район предгорных и межгорных равнин с зандровыми слабоволнистыми и аккумулятивно-денудационными равнинами. Восточная часть территории исследований частично затрагивает горный пояс – территорию с преобладанием плосковершинных и средних и низких гор. Территория характеризуется прерывистым и массивно-островным распространением ММП [Геоэкологическая..., 1998].

Для определения пространственно-временной variability мощности СТС в пределах бугристых болот на европейском Севере России в 2012 г. была дополнительно разбита мониторинговая площадка CALM R52 (5Тм). Площадка имеет размер 100x100 м и организована в виде сетки из 121 постоянных пикетов с размером ячейки 10x10 м, охватывая ландшафт бугристого болота общей площадью 0,6 км². Мониторинговая площадка расположена в 70 км к югу от г. Воркута. Бугристое болото локализовано в древней озерной котловине с абсолютной высотой 100 м над ур. м. площадью 6,7 км², осложненной термокарстовыми образованиями и озерными террасами. Торфяные отложения мощностью до 4-5 м подстилаются плейстоценовыми озерными суглинками [Ривкин и др., 2017].

Площадка находится на участке болота с преобладанием торфяных бугров (93 %) высотой от 1 до 3 м. Растительный покров бугристого болота представлен кустарничково-мохово-лишайниковыми сообществами краевых частей торфяных бугров и осоково-сфагновыми сообществами мочажин. Оголенные торфяные пятна диаметром от 4 до 25 м занимают преимущественно вершины торфяных бугров, имеют круглую или овальную, реже неправильную форму. Для поверхности пятен характерно полигональное растрескивание, полигоны четырех- и пятиугольные, диаметром около 1 м. Растительность на оголенных пятнах практически отсутствует. В краевой (пониженной) зоне пятен, а также в контурах крупных морозобойных трещин, присутствуют фрагментарные колонии *Cladonia* sp. и криптогамные корочки. Мочажины и оголенные торфяные пятна, как правило, оконтурены плотным поясом мохово-кустарничковой растительности. Мочажины на площадке занимают понижения между буграми. На торфяных буграх развиты торфяные олиготрофные мерзлотные почвы, на оголенных торфяных пятнах – торфяные олиготрофные деструктивные мерзлотные почвы (5Тм), в мочажинах – торфяные олиготрофные (сезоннопромерзающие) почвы [Классификация..., 2004]. Сравнительные исследования вариации глубины сезонного

протаивания во взаимосвязи с ландшафтными компонентами проведены как для почв мониторинговых площадок, так и в почвах районов исследований 1, 2, 4, 5, 6 (приложение 1).

2.3.4. Объекты исследований климатических и ландшафтных условий формирования температурного режима почв

При проведении геоинформационного анализа климатических условий формирования температурного режима почв в качестве территории исследований выбрана криолитозона европейского северо-востока России и прилегающие к ней районы со сплошным распространением сезоннопромерзающих почв (рисунок 13).

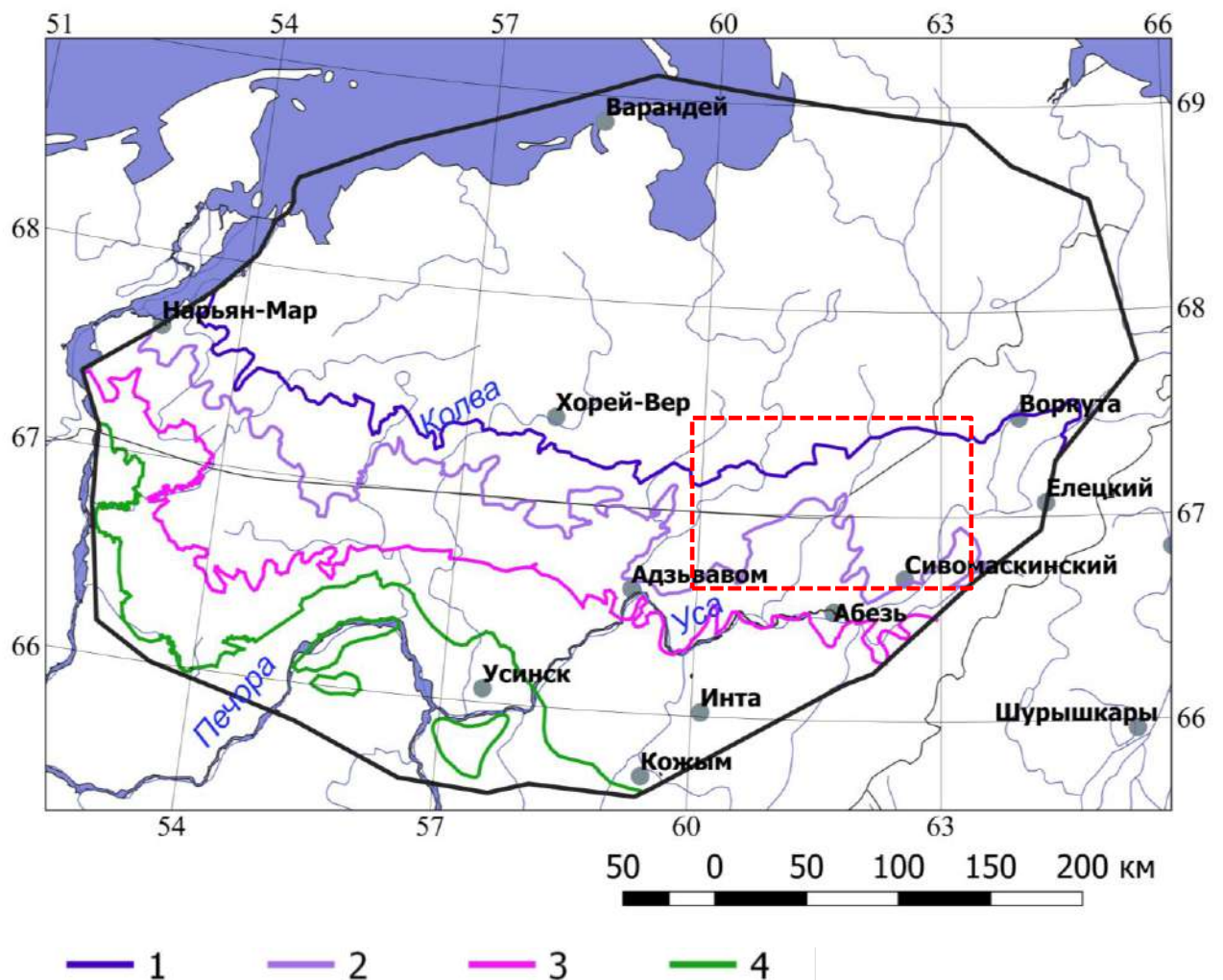


Рисунок 13 – Границы геокриологических подзон европейского северо-востока России [Осадчая, Тумель, 2012] с распространением ММП: 1 – сплошным; 2 – прерывистым; 3 – массивно-островным; 4 – редкоостровным. 5 – граница территории исследований. Красной пунктирной линией обозначен контур почвенной карты центральной части регионального тундрово-таежного экотона.

В качестве картографической основы выбрана цифровая полигональная геокриологическая карта Большеземельской тундры масштаба 1:1 000 000 [Осадчая, Тумель,

2012]. На карте обозначены южные границы геокриологических подзон со сплошным ($\geq 90\%$), прерывистым (50-90 %), массивно-островным (10-50 %) и редкоостровным ($<10\%$) распространением ММП.

В рамках геоинформационного анализа ландшафтных условий формирования температурного режима почв исследована структура почвенно-растительного покрова р-нов исследований 1, 3, 5, 7 [Каверин и др., 2016; Пастухов и др., 2016]. На региональном уровне исследованы географические закономерности почвенного покрова центральной полосы тундрово-таежного экотона площадью 17783 м², охватывающей среднюю часть бассейна р.Уса, включая р-ны исследований 3 и 5 [Пастухов и др., 2016] (рисунок 13; рисунок 14).

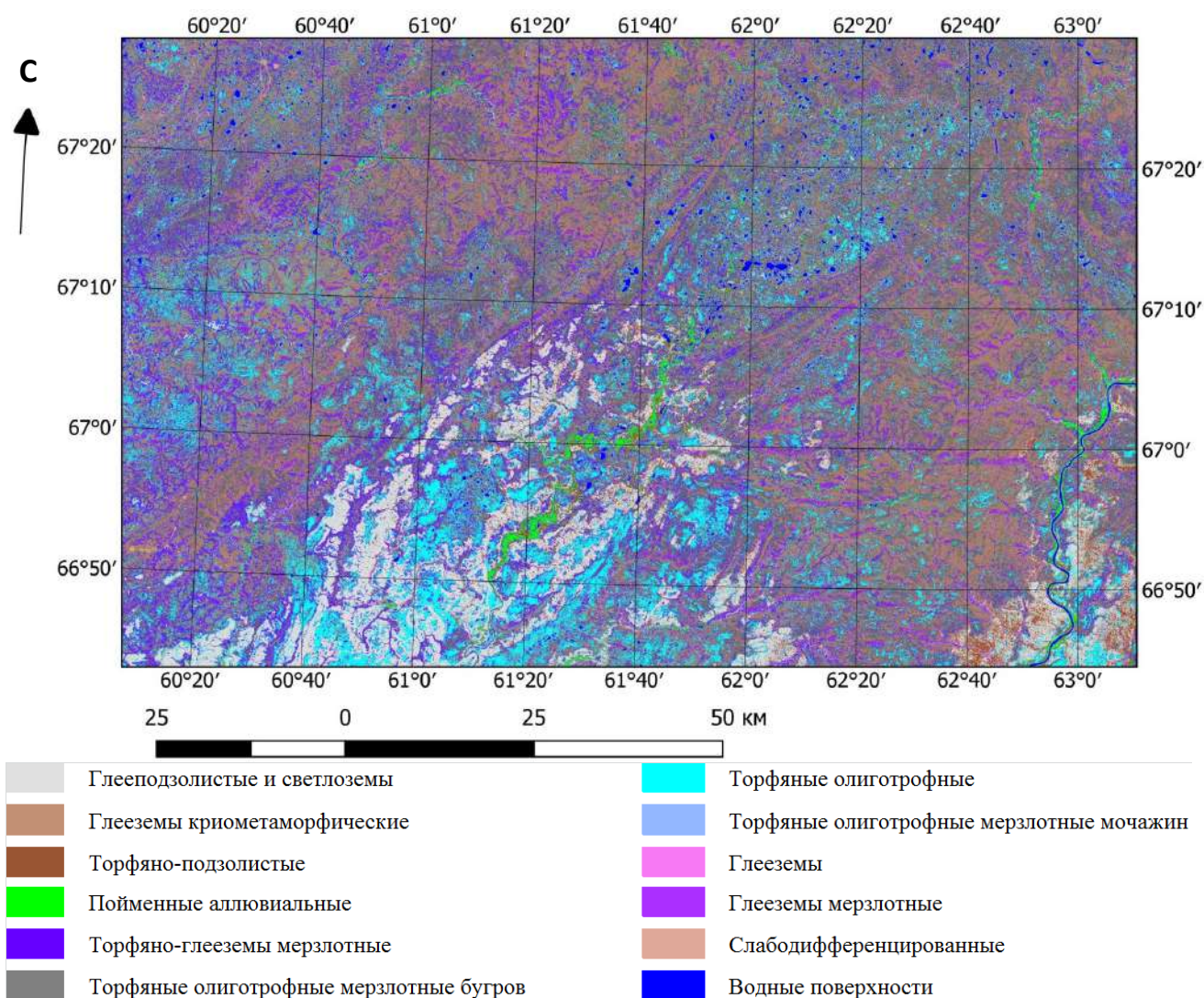


Рисунок 14 – Карта почв центральной части тундрово-таежного экотона европейского северо-востока России, цветными полигонами показаны типы и подтипы почв.

Объектами исследования для геоинформационного анализа дистанционных спектральных индексов почвенно-растительного покрова выбраны участки 4Гп', 4Гк'. В качестве фоновых аналогов выбраны участки 4Гт и 4Гк.

Для статистического анализа климатических условий формирования температурного режима почв в качестве объектов исследований выбрано 23 почвенных профиля, расположенных различных районах исследований: 3Тс, 3Гт, 3То, 3Тм, 3Гт, 3Тп, 4Гт, 4Гп', 4Гк', 4Гк, 5Гк, 5Сг, 5Си, 5К, 5Тм, 5Кг, 5Тп, 6Тм, 6Эг', 7То³, 7Тм³, 7Тм, 7То, 7Тм², 7То², 8Сг, 8Ст. Исследуемые почвы сформировались на торфяных (11 профилей), суглинистых и песчано-супесчаных (12 профилей) почвообразующих породах. Для статистического анализа в южной тундре выбрано 8 профилей, в лесотундре - 6, в крайнесеверной тайге - 7, в северной тайге - 2.

Глава 3. Методологические подходы и методы исследований

В методологии исследований применяли системный подход. Почвенные профили рассматривали в качестве единых с почвообразующими породами систем, функционирующими в определенных климатических и ландшафтных условиях. При анализе массивов температурных данных использован сравнительно-географический метод в сочетании с исследованием ландшафтных факторов, морфологических и физико-химических свойств почв.

При исследованиях был проведен комплекс полевых работ с дальнейшей статистической обработкой полученного материала. В полевых условиях проведены детальные исследования почвенного и растительного покровов. Для определения особенностей залегания кровли ММП применены методы георадиолокационного и ручного зондирования. На мониторинговых площадках проведен комплекс исследований по исследованию пространственно-временной дифференциации глубины сезонного протаивания почв и количественных характеристик влияющих ландшафтных факторов. Статистические методы исследований применяли для анализа взаимосвязей температурных режимов и глубины сезонного протаивания почв с климатическими и ландшафтными условиями. Геоинформационные методы исследований применяли при анализе влияния климатических и ландшафтных факторов на температурные режимы почв, анализе структуры почвенного покрова, исследованиях изменений высоты поверхности почв и спектральных индексов растительного покрова. Для характеристики физико-химических свойств почв проведены аналитические работы, отбор и пробоподготовка образцов почв и подстилающих пород проведены согласно ГОСТ 17.4.4.02.-84.

3.1. Методы полевых и лабораторных исследований

3.1.1. Методы исследований климатических характеристик

Расчеты климатических показателей производили на основе баз данных региональных метеостанций и собственных мониторинговых наблюдений. Использовались данные наиболее близко расположенные к участкам исследований метеостанций: Воркута, Петрунь, Хоседа-Хард, Троицко-Печорск, Ухта. Климатические характеристики фонового периода (1960-1990 гг.) для участков, удаленных от метеостанций (район 5) рассчитывались на основе атрибутивной базы данных климатической матрицы WorldClim 1.0 [Hijmans et al., 2005].

При проведении полевых исследований на удаленных от метеостанций участках температуру приземного слоя воздуха определяли с помощью цифрового логгера Hobo Water Pro (точность $\pm 1\%$), установленного на высоте 2 м над поверхностью почвы. Из климатических характеристик рассчитывали: среднегодовую температуру воздуха ($T_{\text{Год}}$), сумму

отрицательных температур воздуха (СОТ), сумму положительных температур воздуха (СПТ), годовое количество осадков (P_{CP}), зимнее (P^{W}) и летнее количество осадков. При расчете климатических показателей использовались данные за гидрологический год (1 сентября – 30 сентября).

Для оценки влияния температуры воздуха на температурные режимы почв региона рассчитывали индекс морозности воздуха (F) в виде отношения (3):

$$F = \frac{\text{СОТ}_+^{1/2}}{\text{СОТ}_+^{1/2} + \text{СПТ}^{1/2}} \quad (3) \quad [\text{Nelson, Outcalt, 1987}],$$

где F – индекс морозности воздуха, значение «+» подразумевает использование сумм отрицательных температур в виде положительных значений.

3.1.2. Методы исследований температурного режима почв и подстилающих пород

Мониторинговые измерения температуры почв выполняли цифровыми логгерами компании Onset Hobo: U-12-008. В пределах почвенного профиля датчики логгеров ТМС6-НД устанавливались на глубинах 0, 20, 50, 100 см в скважину (отверстие) диаметром 3 см и глубиной 100 см. Установка температурных датчиков в данных глубинах удовлетворительно охватывает верхние, средние и нижние горизонты почвенного профиля. В толще подстилающих пород датчики логгеров ТМС20-НД помещались на глубине 2, 3, 5, 10 м в десятиметровой скважине, выполненной в виде стальной трубы диаметром 7 см, в верхней части которой прикреплен оголовок для установки логгера. Таким образом, температурные исследования проводились как в профиле почв (включая СТС), так и в верхнем горизонте подстилающих пород (в т.ч. ММП). Точность измерения датчиков используемых логгеров составляет $\pm 0,1$ °C от абсолютного значения.

Бурение скважин для исследований температуры почв (0-100 см) проводили ударным ручным способом - забиванием трубы длиной 1,5 м диаметром 4 см с толщиной стенок 3 мм. Забивание трубы в почву производилось с шагом 10-20 см, после чего из трубы извлекался керн с материалом горизонта. Создание глубоких скважин для температурного мониторинга в толще подстилающих пород (2-10 м) проводилось машинным бурением установкой УКБ 12/25-02 «Помбур» до глубины 10 м. Оба способа бурения одинаково применялись для мерзлых и талых почв и подстилающих пород, как для минеральных (суглинистых, песчано-супесчаных), так и торфяных почвогрунтов.

Для характеристики температурного режима почв и подстилающих пород рассчитывались их среднегодовые температуры $T_{\text{Пгод}}$, суммы положительных (СПТп) и отрицательных температур (СОТп). При характеристике температурных режимов криометаморфических почв тундровых и таежных ландшафтов дополнительно рассчитывалась продолжительность периода

с околонулевыми температурами в диапазоне от $-0,1$ до $+0,1$ °C. При анализе влияния микроклиматических изменений на ландшафтные компоненты, температуру и глубину сезонного протаивания почв в условиях отепляющего полевого эксперимента определялось количество переходов температуры почв через 0 °C.

При характеристике температурных режимов почв постагрогенных геосистем значения температуры почв (0-50 см) использованы из базы температурных данных Г.Г. Мажитовой. Температурные показатели почв, функционирующих в агрогенных геосистемах, за 1997-1998 гг. выбраны в качестве сравнительных с таковыми постагрогенного периода (2009-2016 гг.). В районе 2 при исследовании естественных и антропогенно-нарушенных почв, пересекаемых зимней дорогой пробурено 10 микроскважин глубиной 40 см и диаметром 3 см. В микроскважины установлено 140 температурных логгеров компании «I-button» на глубинах 0, 2, 5, 10, 15, 20 и 40 см. Непрерывные температурные измерения на участках в районе исследований 2 проводились в период с 15 августа 2014 г. по 15 июля 2015 г.

Для проведения мониторинговых температурных исследований почвогрунтов озерно-термокарстовых ландшафтов государственной компанией «Полярноуралгеология» (Коми АССР) 12 сентября 1979 г. осушена котловина озера Опытное методом дренирующей траншеи. В контуре осушенной котловины в 1980-1981 гг. была разбита трансекта, пересекающая котловину озера через ее центр с Ю-З на С-В, вдоль которой пробурены четырнадцать скважин глубиной 15-30 м (рисунок 10). Три скважины (1, 2, 14) пробурены в толще почвогрунтов озерной террасы (таблица 7). Круглогодичный температурный мониторинг в скважинах проводился с 1982 по 1995 гг. В каждой скважине температура измерялась один раз в день с использованием ртутного термометра ТМ-10 (точность $\pm 0,1$ °C), опускаемого с вертикальным интервалом 1 м в пределах глубин от 1 до 20-30 м. В скважинах с мощностью СТС менее 1 м температуры почвогрунтов дополнительно измерялись на глубине 50 см. С учетом пространственной дифференциации температур почвогрунтов, скважины были разделены согласно их ландшафтному положению на две группы: в пределах котловины (11 скважин) и озерной террасы (3 скважины). Двадцатиметровая толща исследуемых отложений, в пределах которой проводился температурный мониторинг, была разделена на три слоя по глубине на основании различий температурной динамики: 1) верхний (глубина 1-5 м), 2) средний (глубина 5-10 м); 3) глубокий (глубина более 10 м). В результате были рассчитаны среднегодовые температуры почвогрунтов и определены их тренды, осредненные как по слоям, так и ландшафтными разностям.

Разовые точечные измерения температуры почв на мониторинговых площадках и трансектах проводились с помощью переносного термометра HANNA HI 935005 с прикрепленным проникающим термодатчиком HANNA HI 766TR2 (точность $0,1$ °C).

Построение температурных хроноизоплет проводилось с использованием функции радиального гриддинга в программе Software © Surfer 9.9.

Для классификации температурных режимов почв естественных геосистем тайги и тундры использовались авторская [Димо, 1972] и американская [Keys to Soil Taxonomy, 2014] системы. Классификация температурных режимов почв Димо [1972] – наиболее проработанная для территории бывшего СССР система. Классификация акцентирует внимание на температурных характеристиках корнеобитаемого слоя, используя температурные показатели для глубины 20 см. Критерии классификации Димо [1972]: 1) при выделении типов температурных режимов – наличие/отсутствие многолетней мерзлоты, ее сливающийся или несливающийся характер и среднегодовая температура, 2) при выделении подтипов: суммы среднесуточных температур почв $>10\text{ }^{\circ}\text{C}$, суммы среднесуточных температур $<0\text{ }^{\circ}\text{C}$, среднемесячные температуры самого холодного и самого теплого месяца на глубине 20 см. Подтипы годового цикла, летнего, зимнего сезонов и континентальности выделяются независимо. Внутри подтипов по среднегодовой температуре прописаны комбинации значений параметров с шагом $4\text{ }^{\circ}\text{C}$. В Таксономии почв [Keys to Soil Taxonomy, 2014] используются температурные характеристики на глубине 50 см. Данная система использует меньше критериев при классификации температурных режимов почв Субарктики: наличие/отсутствие многолетнемерзлых пород в пределах 2 м от поверхности, среднегодовая и среднелетняя температура почвы на глубине 50 см.

Необходимо отметить, что при исследовании температурных режимов и глубины сезонного протаивания почв в качестве климатических факторов рассматривались характеристики, значения которых получены в ходе метеорологических наблюдений: $T_{\text{год}}$, СОТ , СПТ , F и другие. Под ландшафтными факторами подразумеваются таковые, связанные с поверхностью почв и почвенно-растительным покровом, количественные характеристики которых можно разово измерить непосредственно на местности: высота растительного и снежного покрова, рельеф, мощность органогенного горизонта, экспозиция склонов и т.д. В данной работе температура почвы не рассматривается в качестве климатического фактора, так как является предметом исследований.

3.1.3. Методы исследований мощности сезонноталого слоя почв и его обуславливающих ландшафтных факторов

Регулярные мониторинговые исследования мощности сезонноталого слоя проводили на двух мониторинговых площадках, расположенных в пределах европейского северо-востока, и включенных в сеть мониторинговых исследований программы CALM (Циркумполярный мониторинг мощности сезонноталого слоя) [Brown et al., 2000]. На площадках CALM ежегодно (R2 (4ГТ) – с 1999 г., R52 (5Тм) – с 2013 г.) на каждом из пикетов измеряли мощность СТС в

конце вегетационного периода (3-я декада сентября), замеры выполняли градуированным металлическим зондом с круглым сечением диаметром 1 см и длиной 150 см [ГОСТ..., 1984]. Поверхность как сезонно- так и многолетнемерзлых горизонтов в пределах площадок настолько плотная, что ошибка за счет заглубления в нее зонда исключена.

В середине вегетационного периода глубина протаивания почв еще не достигает кровли ММП. Сезонная мерзлота, как правило, сохраняется в нижней части профиля почвы. В середине летнего периода в почвах со сливающейся мерзлотой глубина кровли ММП определялась криотекстурным методом [ГОСТ..., 1984]. В почвах с несливающейся мерзлотой (глубина ММП более 1-2 м) присутствие сезонной мерзлоты позволило ориентировочно определить глубину сезонного промерзания. При этом, глубина сезонного промерзания определялась по нижнему пределу остаточного сезонномерзлого слоя.

Исследования температурных режимов и криогенного строения почв и подстилающих пород в криолитозоне достаточно трудоемки ввиду близкого залегания ММП на обширных пространствах. В связи с этим, исследователям необходимо проводить значительный объем работ по бурению и отбору образцов многолетнемерзлых горизонтов при проведении почвенных и геокриологических исследований. Для облегчения данных задач разработан способ ручного бурения мерзлых горизонтов в почвах и верхнем слое многолетнемерзлых пород с одновременным отбором ненарушенных проб почвогрунтов (патент на изобретение № 2673571). Данный способ относится к методу ручного бурения, в частности для поверхностного бурения (до глубины 1,5 – 2,5 м) и отбора ненарушенных проб почвогрунтов в условиях криолитозоны в минеральных и торфяных почвогрунтах. Ручное бурение применялось для исследования морфологических (криогенного строения), физических и физико-химических свойств сезонно- и многолетнемерзлых горизонтов, определения глубины залегания кровли ММП и глубины сезонного промерзания. Данный способ ручного бурения активно использовался в ходе температурного мониторинга почв и подстилающих пород при установке датчиков температурных логгеров.

Для изучения многолетних процессов пучения/осадки поверхности почв на всех пикетах площадки CALM R2 (4Гт) с 1999 года ежегодно в конце вегетационного периода определялись абсолютные отметки поверхности почв и кровли ММП. С 2005 по 2016 гг. на площадке CALM R2 аналогичные измерения проводили также после схода снежного покрова (конец мая – начало июня) для оценки сезонного (зимнего) пучения поверхности почв. На площадке CALM R52 (5Тм) с торфяными мерзлотными почвами измерения относительной высоты поверхности почв выполняли дважды в 2013 и 2018 гг.

Измерения высоты поверхности почв проводили оптическим нивелиром Geobox N8-32, дающего ошибку 2 мм на 1 км возвратного хода. В качестве неподвижного репера и для

определения абсолютных высот поверхности почв использовали государственный геодезический знак ГУГК N-5346, расположенный в 100 м от мониторинговой площадки 4Гт. Процедура нивелирования предполагает установку рейки на поверхность почвы. Однако, нивелирная рейка при установке ее на мягкий моховой покров, подстилаемый органомогенным почвенным горизонтом, дает ошибку высотной отметки, сопоставимую с величиной годовой осадки поверхности. Для исключения данной ошибки, рейка ставится непосредственно на металлический зонд, углубляемый в сезонноталый слой вплоть до кровли ММП (рисунок 15). В результате определяются абсолютные отметки поверхности кровли ММП, а для определения высоты поверхности почвы к получаемым показателям прибавляется мощность СТС, определенную по градуированной шкале металлического зонда. Разность отметок поверхности почв двух смежных лет исследований составляет величину осадки (при опускании поверхности) или пучения (при ее поднятии).

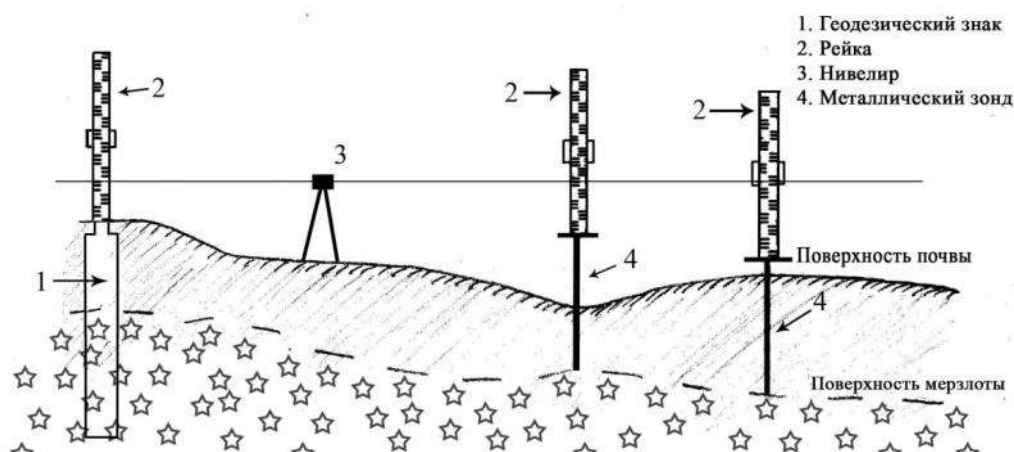


Рисунок 15 – Схема измерений высоты поверхности почв и мощности СТС.

Уравнение для расчетов годовых изменений высоты поверхности почв следующее: $ПП = \Delta ПМ - \Delta ДС$ (1), где $ПП$ – величина осадки или пучения поверхности почв; $\Delta ПМ$ – изменение абсолютной высоты поверхности кровли ММП между двумя сравниваемыми сроками наблюдений; $\Delta ДС$ – изменение мощности СТС между теми же сроками наблюдений.

На пикетах мониторинговых площадок проводился комплекс измерений, позволяющий определить влияние ландшафтных факторов на пространственную дифференциацию глубины сезонного протаивания. Ежегодные мониторинговые измерения высоты снежного покрова проводили в третьей декаде марта с помощью градуированного металлического зонда. Ежегодные измерения влажности верхнего десятисантиметрового горизонта почв проводили с помощью портативного влагомера HH2 Delta-T с сенсором ML3 Theta Probe (точность 0,1 %). Точечные измерения температуры почв на пикетах проводили с помощью переносного

термометра HANNA HI 935005 с проникающим термодатчиком HANNA HI 766TR2 (точность 0,1°C).

В рамках дополнительных измерений количественных характеристик ландшафтных факторов исследовался растительный покров и особенности рельефа площадок. На обоих мониторинговых площадках определяли высоту кустарниково-кустарничковой растительности (см). На площадке CALM R2 (4Гт) с суглинистыми почвами измерялась мощность поверхностного органогенного (торфяного) горизонта. На площадке CALM R52 (5Тм) дополнительно определяли экспозицию и угол склонов (градусы), среднюю высоту элементов микрорельефа (см) и глубину залегания почвенно-грунтовых вод (см) с использованием пластиковых труб диаметром 1,5 см.

Для визуализации результатов исследований в программном пакете GoldenSoftwareSurfer 8 составлены трехмерные модели мониторинговых площадок с наложенными картограммами, отражающие пространственную дифференциацию глубины сезонного протаивания и количественных значений ландшафтных факторов. Для улучшения визуализации рельефа площадки CALM R2 использована трехмерная модель с растянутой вертикальной шкалой.

3.1.4. Методы полевых исследований почв и растительного покрова

Морфологические описания почвенных разрезов выполняли с учетом ландшафтных и подзональных особенностей территории. Почвенные трансекты выбирались с учетом топографии, геоморфологии, структуры растительного и почвенного покрова, характера залегания ММП. При исследовании почв типичной тундры в районе 1 опорные почвенные разрезы закладывались по трансектам «озерная котловина / речная долина – водораздельный увал».

Таксономические названия почв и индексация почвенных горизонтов приведены в соответствии с Классификацией и диагностикой почв России [2004]. Применение отечественной системы классификации почв достаточно хорошо зарекомендовало себя при исследованиях почв тундрово-таежного экотона европейского северо-востока России [Тонконогов, 2010]. Международная система WRB [2014] используется дополнительно в связи с достаточно жестким определением диагностических горизонтов и их свойств, подразумевающих разделение почв на мерзлотные и сезоннопромерзающие профили.

Пробы образцов в почвенных разрезах отбирали через каждые 10-15 см или по горизонтам. Образцы сезонноталых горизонтов почв отбирали в мерные цилиндры для определения весовой влажности. Образцы сезонно- и многолетнемерзлых горизонтов почв и подстилающих пород отбирались в процессе машинного бурения в виде кернов диаметром 10 см или при ручном бурении – диаметром 4 см. При характеристике криогенного строения

сезонно- и многолетнемерзлых горизонтов в полевых условиях определялись типы криогенных текстур и особенности локализации льдистых горизонтов.

Растительный покров исследовали с использованием общепринятых геоботанических методов [Кучеров, Паянская-Гвоздева, 1995]: закладки пробных площадей (размером 5х5 м; выбор площадок обусловлен степенью однородности растительного покрова в рамках границ контуров растительных сообществ. При классификации геоботанического материала использовали подходы флористической классификации Браун-Бланке, программный пакет «Graphs» [Новаковский, 2006]. Названия видов приводятся по современной номенклатуре [Черепанов, 1995; Santesson, 1993; Игнатов и др., 2006]. Названия синтаксонов даны в соответствии с Кодексом фитосоциологической номенклатуры [Weber et al., 2000] и с учетом ранее опубликованных данных по растительности региона [Тетерюк, Кулюгина, 2014; Королева, Кулюгина, 2015].

При исследовании почв и растительности постагрогенных геосистем в контурах двух естественных и двух антропогенно-нарушенных участков заложены минитрансекты, на пикетах которых исследовали видовой состав, высоту и проективное покрытие ярусов растительного покрова, высоту снежного покрова и глубину залегания кровли ММП. Минитрансекты участков 4Гп', 4Гк', 4Гк представляют собой прямые линии длиной 50 м с равномерно установленными на них через каждые 5 м 11 пикетами. 100-метровая минитрансекта на участке 4Гт выделена из 11 пикетов ряда 6 мониторинговой площадки CALM R2 [Мажитова, Каверин, 2007].

При проведении исследований в различных тундровых ландшафтах, пересекаемых зимней дорогой и различающихся характером растительного и почвенного покровов, заложено 5 площадок (район 2). Площадки размером 50 на 50 метров состоят из 6 рядов по 6 пикетов в каждом. Все площадки пересекаются колеей зимней дороги, однако 80-90 % пикетов находятся на ненарушенной поверхности тундровых почв. На каждом пикете площадки проводились измерения ряда количественных характеристик растительного и почвенного покровов. При изучении растительного покрова определялись следующие параметры: высота и проективное покрытие ив (*Salix sp.*), ерника (*Betula nana*), багульника (*Ledum sp.*), сабельника (*Comarum palustre*), осок (*Carex sp.*), лишайников (*Cladonia rangiferina*), кустарничков (*Empetrum hermaphroditum*, *Vaccinium uliginosum*, *Vaccinium vitis-idaea*, *Rubus chamaemorus*) и мхов (*Polytrichum sp.*). В качестве характеристик почвенного покрова исследовались: мощность торфяного горизонта, глубина залегания почвенно-грунтовых вод, глубина залегания кровли ММП. В пределах каждой площадки исследования морфологического строения и температуры почв проводились на двух участках, расположенных на расстоянии 10-15 м друг от друга: в

антропогенно-нарушенной почве в колее зимней дороги и в естественной почве на прилегающем ненарушенном участке.

При исследовании утепляющего влияния насыпной автодороги с цементно-бетонным покрытием у основания дорожной насыпи и на прилегающем массиве бугристого болота выполнены почвенные разрезы глубиной 1 м и пробурены две 10 метровые и одна трехметровая скважины. Определено морфологическое строение профиля почв (глубина 0-1 м) и подстилающих пород (1-10 м) ненарушенных и антропогенно-нарушенных участков. Данные измеренных глубин залегания кровли ММП, а также разрезов буровых колонок и почв использовались в качестве привязочных при определении пространственной вариации топографии кровли ММП, нижних границ торфяных и техногенных (насыпных) горизонтов.

Для создания экспериментальных изменений микроклиматических и ландшафтных условий на температурный режим почв в июле 2012 г. на участках исследований установлены шестиугольные камеры (теплицы) с открытым верхом (рисунок 16). Изначально камеры зимой убирались, однако с 2014 г. они функционируют круглогодично. Камеры согласно стандарту ИТЕХ выполнены из прозрачного акрилового стекла толщиной 3 мм [Marion et al., 1997]. Стенки камер наклонены внутрь на 73° , диаметр верхнего открытого пространства – 115 см, основания камеры – 167 см, высота – 50 см. На участках проводили комплекс исследований, аналогичной таковому на мониторинговых площадках. Дополнительно измеряли глубину залегания надмерзлотной верховодки с помощью пластиковых труб диаметром 1,5 см. Значения индекса листовой поверхности (LAI) определяли с помощью портативного анализатора листового индекса LAI-2200C (диапазон волн 320- 490 нм).



Рисунок 16 – Фото камеры (теплицы), установленной на закусаренной поверхности торфяного бугра.

Для оценки влияния ландшафтных изменений на температурные режимы почвогрунтов в пределах осушенной котловины озера Опытное использовались данные, полученные сотрудниками «Полярноуралгеология». Детальные ландшафтные и геоботанические исследования проводились в 1980, 1982, 1985 и 1993 гг.

3.1.5. Методы геофизических исследований почв и подстилающих пород

Глубину залегания кровли ММП на участке пересечения бугристого болота насыпной автодорогой дополнительно определяли методом георадиолокационного зондирования георадаром «Zond-12E» (Radar Systems, Inc., г.Рига, Латвия) с подключенными к нему поверхностными экранированными антеннами частотой 300 и 900 МГц. Использование антенн разной частоты обусловлено апробацией их применения для исследования значительных вариаций глубины залегания кровли ММП и литологических контактов на ненарушенных и антропогенно-нарушенных участках. Использование разных высокочастотных антенн позволило исключить технические помехи, возникающие из-за сложного рельефа поверхности почвы. Поверхностные экранированные антенны 300 МГц и 900 МГц передвигались непосредственно по поверхности почвы с подключенным к ним мерным колесом диаметром 125 мм, выполняющим измерения с частотой 128 импульсов за оборот. Георадиолокационное зондирование проводили в непрерывном режиме при открытом канале данных, привязку к местности осуществляли с помощью контрольных пикетов профиля (ПК), установленных с интервалом 10 метров.

Полученные радарограммы обрабатывали в программном пакете Prizm 2.60.02 (Radar Systems, Inc., г. Рига, Латвия). При камеральной обработке полученных полевых радарограмм выполняли алгоритмы, рекомендуемые производителем: удаление звона сигнала; полосовую фильтрацию косинусным полосовым фильтром; автоматическую регулировку усиления; преобразование сигнала из шкалы времени в шкалу глубин; ввод данных рельефа поверхности почв. При преобразовании сигнала из временной шкалы в глубинную учитывали среднюю по профилям скорость электромагнитной волны (v), составляющую в сезонноталом слое 10 см/нс при диэлектрической проницаемости почв ($\varepsilon_r' = 9$). Для ММП $v = 15$ см/нс, $\varepsilon_r' = 4$, для водной массы (обводненные участки) $v = 3,3$ см/нс, $\varepsilon_r' = 81$. Предельную вертикальную разрешающую способность георадиолокационного зондирования рассчитывали по уравнению (2):

$$\frac{1}{2}\lambda = \frac{v}{2f} \quad (2),$$

где $\frac{1}{2}\lambda$ – разрешающая способность съемки по вертикали, равная половине длины электромагнитной волны, v – скорость распространения электромагнитной волны, f – верхняя граничная частота сигнала. Предельную разрешающую способность по горизонтали

рассчитывали по радиусу эффективной отражающей площади точечного источника: $\frac{1}{2}\sqrt{\lambda h}$ (3), где λ – длина волны, h – глубина исследуемого горизонта. С учетом диапазонов амплитудных спектров разных антенн и на основании расчетов по уравнениям (2, 3) [Боганик, Гурвич, 2006] получены оценки предельной разрешающей способности используемых высокочастотных антенн по вертикали и горизонтали.

3.1.6. Методы физико-химических исследований почв

Влажность сезонноталых и многолетнемерзлых горизонтов определяли весовым методом. Количественные физико-химические анализы почв выполнены в Экоаналитической лаборатории Института биологии Коми НЦ УрО РАН, аккредитованной в Системе аккредитации аналитических лабораторий (центров) Росстандарта России (аттестат РОСС RU.0001.511257 от 25.09.2015 г.). pH водный и солевой определены потенциометрически со стеклянным и проточным хлорсеребряным электродами; гидролитическая кислотность – вытеснением NH_4Cl с последующим атомно-абсорбционным определением на Хитачи 180-60, гранулометрический состав – по Качинскому с диспергацией и кипячением в присутствии NaOH . Содержание обменных катионов Ca^{2+} и Mg^{2+} определяли методом атомной абсорбции. Гигроскопическую влажность почв определяли методом высушивания образца при 105 °С до постоянной массы, величину потери при прокаливании почв – методом прокаливании образца при температуре до 900 °С.

3.2. Методы геоинформационных исследований

3.2.1. Методы геоинформационного анализа климатических условий формирования температурного режима почв

В качестве математической основы для геоинформационного анализа климатических условий формирования температурных режимов почв европейского северо-востока использовали базы данных биоклиматической матрицы WorldClim 1.0 [Hijmans et al., 2005] с пространственным разрешением 30" (около 1 км² / пиксель). Атрибутивная база матрицы включает в себя основные климатические характеристики, усредненные для периода 1960-90 гг.: среднемесячные, минимальные и максимальные температуры воздуха, среднемесячные количества осадков и т.д.

Для географического анализа климатических характеристик региона исследований в программном пакете Erdas Imagine 2014 выполнили объединение атрибутивной информации в единый растровый слой. На основе атрибутивных данных рассчитаны климатические параметры и индексы, выбранные в качестве возможных климатических маркеров почвенно-геокриологических границ: ($T_{\text{Год}}$), суммы отрицательных температур воздуха (COT), суммы

положительных температур воздуха (СПТ), годовое количество осадков ($P_{\text{ср}}$), количество зимних осадков (P^w), индексы морозности воздуха (F^a , F), индекс относительной суровости климата (I), индекс сухости (D), индекс сухости холодного периода (D^w). Термин «почвенно-географические границы» в настоящей работе подразумевает границы геокриологических подзон с различной долей распространения ММП, и, соответственно, мерзлотных почв.

Альтернативный индекс морозности (F^a) рассчитывался по уравнению (4):

$$F^a = \sqrt{\frac{COT_+}{СПТ}} \quad (4).$$

Расчеты индекса морозности (F) проведены для уменьшения возможных математических ошибок [Nelson, Outcalt, 1987]:

$$F = \frac{\sqrt{COT_+}}{\sqrt{COT_+} + \sqrt{СПТ}} \quad (5)$$

При расчетах климатических индексов суммы отрицательных температур воздуха приводятся к положительным значениям ($COT_+ = COT_- - 1$) в связи с излечением из них квадратного корня [Heginbottom, 1984]. Индекс относительной суровости климата (I) предполагает собой отношение среднемесячной температуры самого холодного месяца (T_{min}) к самому теплomu (T_{max}) [Демченко и др., 2002]: $I = T_{\text{min}}/T_{\text{max}}$ (6). Индекс сухости (D) обозначает отношение годового количества осадков к сумме положительных температур воздуха: $D = P_{\text{ср}}/СПТ$ (7). Для оценки зимних климатических условий отдельно использовали индекс сухости холодного периода (D^w), рассчитанный в виде отношения количества осадков холодного периода (P^w) к суммам отрицательных температур: $D^w = P^w/COT$ (8).

Геоинформационный анализ включал в себя наложение векторных границ геокриологических подзон на растровый слой, содержащий значения рассчитанных климатических характеристик и индексов. В результате определены значения исследуемых климатических характеристик вдоль всех почвенно-геокриологических границ региона, определены средние, максимальные, минимальные значения и коэффициенты вариации климатических характеристик. Коэффициенты вариации рассчитывались по уравнению: $Kvar = S/M \cdot 100 \%$ (9), где $Kvar$ – коэффициент вариации (%), S – стандартное отклонение, M – среднее значение. На основании расчетов определены климатические параметры и индексы, которые могут использоваться в качестве маркеров почвенно-геокриологических границ в регионе.

Мультирегрессионный анализ для определения климатических характеристик почвенно-геокриологических границ выполняли в Институте экологии Волжского бассейна РАН по методике, предложенной П.А. Шарым и др. [2011]. Зависимой переменной являлись условные

значения границ геокриологических подзон (*SubZ*), которые ранжировались в виде баллов, отвечающих порядковому номеру подзоны, возрастающему с юга на север: 1- подзона сплошного распространения многолетнемерзлых пород; 2 – редкоостровного (<10 %); 3 – массивно-островного (10-50 %); 4 – прерывистого (50-90 %); 5 – сплошного (≥ 90 %). Применение множественной регрессии для дополнительной условной границы области сезонного промерзания почв значительно улучшило результаты модели для региональной криолитозоны. При анализе сформирована матрица, на основе которой для каждой из пяти границ выбирались сорок ее элементов. Полученные в точках векторных границ значения сравнивались со всеми климатическими характеристиками: температурами воздуха и осадками, как помесечными, так и сезонными, включая 19 биоклиматических параметров базы WordClim 1.0. Регрессионные модели верифицировались методом кросс-валидации [Шарый, Пинский, 2013].

3.2.2. Методы геоинформационного анализа ландшафтных условий формирования температурного режима почв

Наиболее широко картографический метод применяется для анализа структуры географических явлений, что в ряде случаев приводит к выявлению географических закономерностей [Дьяконов и др., 1996]. В географии почв широко используется метод почвенного картографирования [Добровольский, 1999]. Построение цифровых почвенных карт участков исследований позволяет проводить геоинформационный анализ структуры почвенного покрова с учетом температурного режима и глубины сезонного протаивания почв. Для построения крупномасштабных (масштабом 1:100000 и выше) цифровых карт растительности и почв использовали спутниковые изображения Landsat 7, Quickbird, данные полевых ландшафтных и почвенных описаний с географической привязкой.

Основой для создания региональной карты почв послужили спутниковые многозональные изображения Landsat 7 ETM+ с комбинацией каналов 4, 5, 3 в спектральных диапазонах 0,75-0,9, 1,55-1,75, 0,63-0,69 мкм соответственно (дата съемки: 31.07.2009 г.); географически привязанные топографические (масштаба 1:100000) и крупномасштабные (1:25000) почвенные карты отдельных ключевых участков исследования [Каверин и др., 2012]. Почвенная карта строилась в три этапа. На первом этапе проводили преобразование всех материалов (спутниковых изображений и топографических карт) в заданную картографическую проекцию (UTM, эллипсоид WGS 1984, зона 41), каталогизацию материалов съемки, пространственную привязку исследованных почвенных профилей и геоботанических описаний. На втором этапе выполняли тематическую обработку с использованием подготовленных изображений методом управляемой классификации (Supervised Classification) в программном пакете ERDAS

IMAGINE 2014 [ERDAS, 1999]. Комбинация каналов Landsat – 4, 5, 3 дает наиболее выраженные цветовые контрасты, удобные для исследований почвенно-растительного покрова тундры и лесотундры.

Данные полевых исследований (152 географически привязанных почвенных разреза и геоботанических описания) были представлены в виде точечной темы шейп-файла, содержащей информацию о преобладающем типе растительности и почв с их географической привязкой. Географически привязанные точки опорных разрезов были наложены на спутниковые изображения. При наложении опорных точек на определенные спектральные области снимков были выделены сигнатуры типов растительного покрова. В результате получена информация о спектральных характеристиках поверхности почвенно-растительного покрова. Для оценки точности управляемой классификации построена матрица взаимного совпадения типов растительности по полевым точкам и полученной карте растительности. Расчитанный коэффициент Каппа-статистики (мера согласованности между полевыми данными и построенной картой почв) в 42,1 % является средним удовлетворительным результатом, что позволяет использовать построенную карту для последующей обработки [Landmann, 2010]. Применение только математических методов оценки точности, таких как Каппа-статистика даже при удовлетворительных результатах проверки, не позволяет получить почвенную карту без экспертной обработки данных [Сухих, 2005].

На третьем этапе проводили экспертную обработку карты. При картировании растительного покрова, особенно в тундрах, растровые карты являются достаточно точными и могут представлять собой конечный продукт, так как растительный покров может классифицироваться по спутниковым снимкам напрямую, то совпадение ареалов почв в регионе исследования не всегда представляется удовлетворительным. На основе анализа полевых данных получена связь типов растительности с типами почв. Однако почвенный покров не может полностью классифицироваться только на основе спутниковых изображений, содержащих информацию преимущественно о спектральных характеристиках растительности. Нанесение почвенных полигонов на карту должно базироваться на отношении: тип почвы = тип растительности + ландшафтные факторы, отражающие пространственную неоднородность рельефа и почвообразующих пород. С использованием этой информации карту растительности трансформировали в карту почв на основе таблицы соответствия типов растительности типам почв, построенной по полевым данным (с последующей корректировкой по растрам абсолютной высоты, угла наклона и экспозиции склонов для разделения/объединения некоторых типов растительности на два-три типа почв и коррекции контуров почвенных типов в зависимости от характеристик рельефа).

При последующей обработке карты использовались цифровые модели рельефа SRTM с разрешением 90 м., содержащие значения высоты местности в каждом пикселе. Определены топографические переменные (крутизна склона, экспозиция склона, абсолютная высота) в комбинации со спектральными характеристиками космических изображений для уточнения пространственной дифференциации различных почвенных классов. При этом значения топографических переменных рассчитаны для каждого пикселя создаваемой почвенной карты [The Shuttle..., 2014]. По средним значениям крутизны склона (slope mean) произведена коррекция части полигонов по степени дренированности. Например, под кустарниково-лишайниковой растительностью формируются в основном глееземы, в том числе мерзлотные, которые выделяются по комбинации значений южной экспозиции и крутизны склонов более $1,5^\circ$. Формирование глееземов мерзлотных объясняется преобладанием зимой ветров южного направления и значительных зимним охлаждением этих участков. Полигоны минеральных почв со значениями среднего угла наклона $<1,5^\circ$ в большинстве случаев относятся к группе полугидроморфных профилей (торфяно-глееземы, в т.ч. мерзлотные и торфянистые пойменные аллювиальные почвы) с мощностью торфяного горизонта от 10 до 40 см. В результате все этапов обработки построена крупномасштабная растровая почвенная карта с разрешением 30 м в 1 пикселе. Крупномасштабные почвенные карты для районов исследований 1 и 7 построены по аналогичной методике.

При составлении цифровых карт почв усовершенствован метод управляемой классификации спутниковых снимков, адаптированный для региональной криолитозоны. Разработан механизм распознавания ландшафтов с мерзлотными и немерзлотными почвами и характерными для них подтипами. В рамках ГИС анализа обоснованы преимущества включения в анализ цифровых моделей рельефа и снимков высокого пространственного разрешения.

Геоинформационный анализ многолетних изменений растительного покрова на участках исследований 4Гт, 4Гк, 4Гк', 4Гп' проводили в программном пакете Erdas Imagine 2014 на основе растровых спутниковых изображений Landsat 4 TM (1988), Landsat 5 TM (1986, 1987, 1989, 1994, 2009), Landsat 8 OLI (2016, 2017) с разрешением 30 м/пиксель. Изображения отбирали для середины вегетационного периода (конец июля – первая половина августа) с 1986 по 2017 гг на основе наличия безоблачных изображений для участков исследований. Выбраны спектральные индексы и каналы, наиболее эффективно отражающие изменения растительного покрова постагрогенных биогеоценозов. Для корректного сопоставления спектральных характеристик их значения рассчитаны в виде коэффициентов от 0 до 1. Индекс LWCI (Leaf Water Content Index) использован для оценки содержания влаги в листьях: $LWCI = -\ln(1 - (B4 - B5)/255)$ (1), где B4 – значение отражения в ближней инфракрасной, а B5 – в средней

инфракрасной области спектра. Индекс NDMI (Normalized Difference Moisture Index) отражает общее содержание влаги в надземной фитомассе [Goodwin et al., 2008]: $NDMI = (B4 - B5) / (B4 + B5)$ (2). Индекс NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) – количественный показатель фотосинтетической активности биомассы: $NDVI = (B4 - B3) / (B4 + B3)$ (3), где B3 – значение отражения в видимой красной области спектра. Индекс PSRI (Plant Senescence Reflectance Index) оценивает общее количество отмершей (сухой) биомассы в биогеоценозах: $PSRI = (B4 - B2) / B5$ (4), где B2 – значение отражения в видимой зеленой области спектра. Значения спектрального канала B3 показывают вегетационную активность растений, позволяя сравнивать области разреженной и сомкнутой растительности. Спектральный канал B5 чувствителен к содержанию воды в надземной биомассе растительности и верхнем горизонте почв.

Работу со спутниковыми изображениями, содержащими количественные данные высоты поверхности почв, выполняли в модуле ENVI SARscape. 12 снимков ALOS PALSAR за 2007-2011 гг. (режим сканирования FD, L – диапазон, длина волны 23,5 см, с углом падения 34,3°) использованы для построения двух наборов перекрывающихся интерферометрических пар. Расчет относительных смещений за сезон наблюдений проводили путем сопоставления сцен с мастер-снимками (15.08.07 и 18.09.07). Анализ пространственной привязки ALOS PALSAR показал субпиксельную точность геопозиционирования [Баранов и др., 2008]. Мониторинговая площадка CALM R2 полностью покрыта 19 пикселями матрицы спутникового изображения (рисунок 12). Для выполнения сравнительного анализа по расхождению данных ALOS PALSAR с инструментальными измерениями результаты полевых наблюдений усредняли согласно их локализации в сетке пикселей спутникового изображения, количество полевых измерений в пикселе варьировало от 1 до 10. Сравнения результатов спутниковых наблюдений и полевых инструментальных измерений выполнены для летнего периода 2007 и 2010 гг., зимнего периода 2007-2008 гг.

3.3. Методы статистических исследований

3.3.1. Методы статистической обработки данных

Расчет сумм отрицательных и положительных температур воздуха и почв, статистический анализ количественных характеристик растительного и почвенного покровов с дальнейшей визуализацией результатов проводились в программах Microsoft Excel 2010, IBM SPSS, пакете R, STATISTICA 10.0 (модуль General Linear Models). При расчете коэффициентов корреляции (R) начислыми считались показатели с уровнем значимости $p < 0,05$. При расчете значений R суммы отрицательных температур воздуха и почвы учитывались со знаком «минус».

При исследованиях температурного режима в естественных и нарушенных почвах участков в районе 2, пересекаемых зимней дорогой, значения среднегодовой температуры рассчитывались в программном пакете Matlab 7.0. В связи с тем, что период температурного мониторинга почв не полностью охватывал календарный год, значения среднегодовой температуры почв, полученные в результате обработки данных аппроксимированы по уравнению: $T_{\text{Год}}(z) = C * \exp(-\gamma * z) + d$ (10), где γ – параметр, характеризующий затухание температурных колебаний с глубиной (см-1), C – константа среднегодовой температуры на поверхности почвы, d – температура почвы на глубине затухания колебаний температуры. Коэффициенты в уравнении (10) при фиксированном значении γ определялись методом наименьших квадратов с помощью метода Крамера [Корн, Корн, 1977]. Выбор данной функции аппроксимации среднегодовой температуры обусловлен необходимостью выполнения асимптотических свойств решения, а именно стремления температуры на больших глубинах к некоторой постоянной величине (d) при затухании температурных колебаний.

При исследовании влияния насыпной автодороги на температурные режимы почв и подстилающих пород оценку скорости затухания сезонных температурных колебаний в почвах и подстилающих породах проводили на основе изменений коэффициентов стандартного отклонения температур на разных глубинах. Уменьшение величины стандартного отклонения с глубиной рассмотрено в качестве параметра, отражающего скорость затухания температурных колебаний почвогрунтов. Аппроксимацию проводили экспоненциальной функцией вида по уравнению: $y = ae^{bx}$, (11), где a – начальное значение коэффициента стандартного отклонения на глубине $x=0$ см, b – скорость изменения значений стандартного отклонения, x – глубина размещения температурного датчика [Полякова, Кашарин, 2004].

Для оценки влияния микроклиматических изменений на температурный режим и глубину сезонного протаивания почв статистический анализ проводился в двух направлениях: 1) попарное сравнение температурных показателей между экспериментальными и контрольными площадками участками. Оценка значимости различий средних арифметических проводилась методом t -критерия Стьюдента. Для оценки изменчивости температурных показателей использовали стандартное отклонение и F -критерий Фишера; 2) сравнение усредненных показателей участков между собой проводилось методом двухфакторного дисперсионного анализа. Первым фактором являлся тип участка (экспериментальный, контрольный), вторым фактором – тип ландшафтной разности.

Для оценки современного температурного состояния почв и подстилающих пород бугристых болот на крайнем южном пределе криолитозоны рассчитывались коэффициенты охлаждения и нагревания. Значения коэффициента охлаждения (12) почвогрунтов были приняты как отношение сумм отрицательных температур воздуха к таковым в почвогрунтах:

$K_f = \frac{COT}{COT_{\Pi}}$ (12), где K_f – коэффициент охлаждения почвогрунтов.

Аналогичным образом, рассчитывался коэффициент нагревания почвогрунтов (13):

$K_w = \frac{CPT}{CPT_{\Pi}}$ (13), где K_w – коэффициент нагревания почвогрунтов.

Для характеристики неоднородности поверхности площадок мониторинга глубины сезонного протаивания (4Гт и 5Тм), находящихся на склоне суглинистого увала и бугристом болоте соответственно, рассчитаны значения отклонений поверхности от условной плоскости. Количественные значения данного параметра – отклонения высотных отметок пикетов от расчетной плоскости, наилучшим образом аппроксимирующей неоднородную по рельефу поверхность, на которой расположена мониторинговая площадка. Значения отклонений от аппроксимирующей плоскости рассчитывали методом мультирегрессионного анализа (независимые переменные – координаты пикета по осям x и y , зависимая – высотная отметка пикета). Отклонения высотных отметок пикетов от расчетного склона рассматривали как количественную характеристику мезорельефа. Данный метод не универсален, но применим при небольших перепадах высот. При этом, положительные отклонения соответствуют выпуклым элементам рельефа, отрицательные – вогнутым. Необходимо отметить, что название ландшафтного фактора «мезорельеф» является условным, т.к. он в основном характеризует неоднородность поверхности площадки. В условиях площадки 4Гт использование аппроксимирующей плоскости обусловлено расположением площадки на склоне приречного суглинистого увала. В условиях бугристого болота использование значений отклонений от аппроксимирующей плоскости объясняется расчлененностью рельефа на фоне общего наклона бугристого торфяника с юга на север.

Комплексное влияние климатических и ландшафтных факторов на пространственно-временную дифференциацию глубины сезонного протаивания мониторинговых площадок оценивалось: 1) при помощи коэффициентов корреляции; 2) методом мультирегрессионного анализа (GLM – GeneralLinearModel) [Dobson, 2002]. Влияние ландшафтных факторов на глубину сезонного протаивания почв оценивали по корреляции между всеми пикетами и ландшафтными показателями для каждого года. При проведении множественного регрессионного анализа глубина сезонного протаивания в модели выступала в качестве зависимой переменной. Предикторами (независимыми переменными) многомерной регрессионной модели являлись количественные значения ландшафтных факторов. При этом, наборы независимых переменных для мониторинговой площадки 4Гт, расположенной на приречном увале и 5Тм на бугристом болоте несколько различались ввиду специфики ландшафтного положения.

Для площадки 4Гт с суглинистыми почвами использованы переменные следующие количественные переменные: 1) абсолютные высоты поверхности площадки (высота над уровнем моря, диапазон 5 метров); 2) мезорельеф (отклонения абсолютных отметок поверхности площадки от аппроксимирующего линейного склона, диапазон (0-1,2 м); 3) мощность торфяного горизонта почв (диапазон 4-20 см); 4) высота мохового яруса (диапазон 0,2-5 см); 5) высота кустарничково-кустарникового яруса (диапазон 5-60 см); 6) высота снежного покрова (диапазон 0-123 см); 7) объемная влажность верхних горизонтов почв слоя почв (диапазон 0-100 %).

Для площадки 5Тм использованы следующие переменные: 1) ОП – относительная высота поверхности над самой низкой точки площадки (диапазон 0,00 – 3,64 м); 2) ОВО – отклонения высотных отметок поверхности площадки от аппроксимирующей плоскости (мезорельеф), диапазон (от -68 до +35 см); 3) наклон поверхности (0-27°); 4) микрорельеф – средняя высота элементов микрорельефа в радиусе 0,5 м от пикета (диапазон 2-40 см); 5) максимальная высота кустарничково-кустарникового яруса (0-65 см); 6) высота снежного покрова (0-150 см); 7) объемная влажность верхних горизонтов почв (9-100 %). Для определения пространственного положения оголенных торфяных пятен использованы данные по экспозиции поверхности почв (0-360°).

Все показатели являются непрерывными и использованы в качестве ковариатов линейной модели. Ландшафтные переменные, имеющие существенные пропуски (более 50 %), в ряде лет исключались из линейной модели для данного года. Оценка качества полученных моделей проводилась на основе значений Фишера F и соответствующих им уровня значимости p . Не все анализируемые данные подчинялись нормальному закону распределения, что является необходимым условием для построения регрессионных моделей и корреляционного анализа. В связи с этим, использовали бутстреп (bootstrap) анализ [Шитиков, Розенберг, 2013], который относится компьютерно-интенсивным (computer-intensive) технологиям, не требуя априорной информации о распределении анализируемых характеристик. Подобный анализ является менее требовательным к исходным данным, чем использование стандартных асимптотических подходов.

Долю вклада анализируемых факторов в общую вариацию зависимой переменной оценивали по уравнению (14):

$$D_i = \frac{SS_i}{\sum SS_i} \cdot R^2 \cdot 100\% \quad (14),$$

где D_i – доля объясненной дисперсии в изменчивости зависимого параметра i фактором, SS_i – сумма квадратов отклонений зависимой переменной от предсказанных по модели

значений без учета i -го параметра (вклад i -го фактора в общую модель), R^2 – коэффициент детерминации (доля объясненной дисперсии моделью).

Для оценки влияния климатических факторов на межгодовую вариабельность глубины сезонного протаивания на мониторинговых площадках использованы суммы положительных и отрицательных температур воздуха, индекс морозности воздуха F , количество осадков за холодный (октябрь-апрель) и теплый (май-сентябрь) периоды года, годовое количество осадков. Для оценки связи глубины сезонного протаивания с климатическими характеристиками (факторами) использовали линейную регрессию, где в качестве зависимой переменной (y) взяли среднее по площадке значение глубины сезонного протаивания, в качестве независимой переменной (x) – год наблюдения, либо климатические показатели.

В районе 2 при оценке влияния ландшафтных факторов на глубину сезонного протаивания почв участков, пересекаемой зимней дорогой характеристики растительного и почвенного покровов не соответствовали нормальному закону распределения, поэтому для их сравнения на ненарушенных участках и под колеей дороги использовался непараметрический критерий Манна-Уитни [Москалев, Новаковский, 2014]. Оценка взаимосвязей характеристик растительного и почвенного покровов с суммами положительных и отрицательных среднесуточных температур почв проводили при помощи непараметрического метода – ранговой корреляции Спирмена [Лакин, 1990].

При исследовании ландшафтных факторов, определяющих глубину сезонного протаивания на крайнем северо-востоке Большеземельской тундры (район 1) влияние мощности органогенных горизонтов и высоты растительного покрова определяли расчётом корреляционных связей. В почвах низкорослых болотных и тундровых сообществ определены коэффициенты корреляции (R) между мощностью органогенного горизонта и глубиной сезонного протаивания. Для почв, функционирующих под крупнокустарниковой растительностью использован мультирегрессионный анализ, где в качестве зависимой переменной принята глубина протаивания почв, а независимыми переменными выбраны: мощность органогенного горизонта (см), высота (см) и сомкнутость кустарникового яруса (%).

3.3.2. Методы статистического анализа климатических условий формирования температурных режимов почв

В рамках мультирегрессионного анализа температурных режимов почв в качестве зависимых переменных выбраны среднегодовые температуры на глубинах 0, 20, 50 и 100 см (T_0 , T_{20} , T_{50} , T_{100}), осредненные для периодов мониторинговых исследований: 2007-2016 гг. (5 профилей), 2008-2016 гг. (6 профилей), 2009–2016 гг. (3 профиля), 2013–2016 гг. (6 профилей), 2014–2016 гг. (2 профиля) и 1998-2016 гг. (1 профиль). В качестве предикторов (независимых

переменных) использовали 110 климатических характеристик и 4 географических параметра: многолетние нормы за год, период, сезон, месяц для температуры воздуха и количества осадков, а также 19 биоклиматических параметров из базы данных высокого пространственного разрешения (900 м) базового климата (1950-2000 гг.) WorldClim [Hijmans et al., 2005].

Статистические и мультирегрессионные расчеты выполняли по методике из работы [Шарый и др., 2011]. Регрессионные модели верифицированы методом кросс-валидации Аллена с использованием критерия деградации *Degr* при его значении 50 % [Шарый, Пинский, 2013]. В результате получено уравнение множественной регрессии: $T_{ПХ} = aA + bB + cC + dD + e$ (15), где $T_{ПХ}$ – температура почвы на глубине x (зависимая переменная); A, B, C, D – климатические предикторы (независимые переменные); a, b, c, d, e – регрессионные коэффициенты, рассчитанные по данным измерений и значениям климатических предикторов в 23 точках наблюдения. Независимость предикторов проверялась по максимуму фактора «вспухания» дисперсии $\max(VIF_i)$. При этом считалось, что предикторы независимы, если $\max(VIF_i) < 5,15$ [Шарый, Пинский, 2013]. Любые комбинации климатических предикторов, для которых этот критерий нарушался, исключали из анализа. Из всех климатических предикторов выбирали четыре с наибольшим коэффициентом детерминации R^2 . Процент объясненной предикторами дисперсии $T_{ПХ}$ равен $100 \cdot R^2$.

Предикторы в моделях упорядочены по убыванию значимости, определенной по значениям модулей t -статистик Стьюдента. Для учета в модели разделения почв на торфяные и минеральные введена индикаторная переменная *torf*, принимающая два разных значения в торфяных (*torf*=1) и минеральных (*torf*=0) профилях [Montgomery, Peck, 1982]. Этот индикатор использовался как сомножитель для климатического предиктора [Шарый и др., 2011]. Поскольку значение климатического показателя X линейно связано с квадратом этого значения X^2 , то для уменьшения указанных линейных эффектов в расчетах использованы центрированные квадраты $(X - X_{CP})^2$, где X_{CP} – среднее значение климатического параметра X по всем 23 исследуемым профилям. Расчеты проводили с помощью разработанной П. А. Шарым программы «Аналитическая ГИС Эко v1.08r» [Wood, 2009].

Глава 4. Строение и свойства почв и подстилающих пород

4.1. Мерзлотные почвы

4.1.1. Почвы бугристых болот

Морфологическое описание почв и подстилающих пород бугристых болот приведены в приложении 2. По строению и свойствам почв почвы бугристых болот дифференцируются на две основные группы: торфяные олиготрофные мерзлотные почвы бугров и торфяные олиготрофные (сезоннопромерзающие) почвы мочажин. Мощность торфяной залежи бугров варьирует от 1 до 4-5 м, торф по всей толще темно-коричневый, преимущественно хорошо разложившийся перегнойного типа. В верхней части профиля почв торфяных бугров с мохово-кустарничковой растительностью формируется грубогумусовый моховой горизонт, подстилаемый ниже торфяными сезоннотальными горизонтами большей степени разложенности (рисунок 17).

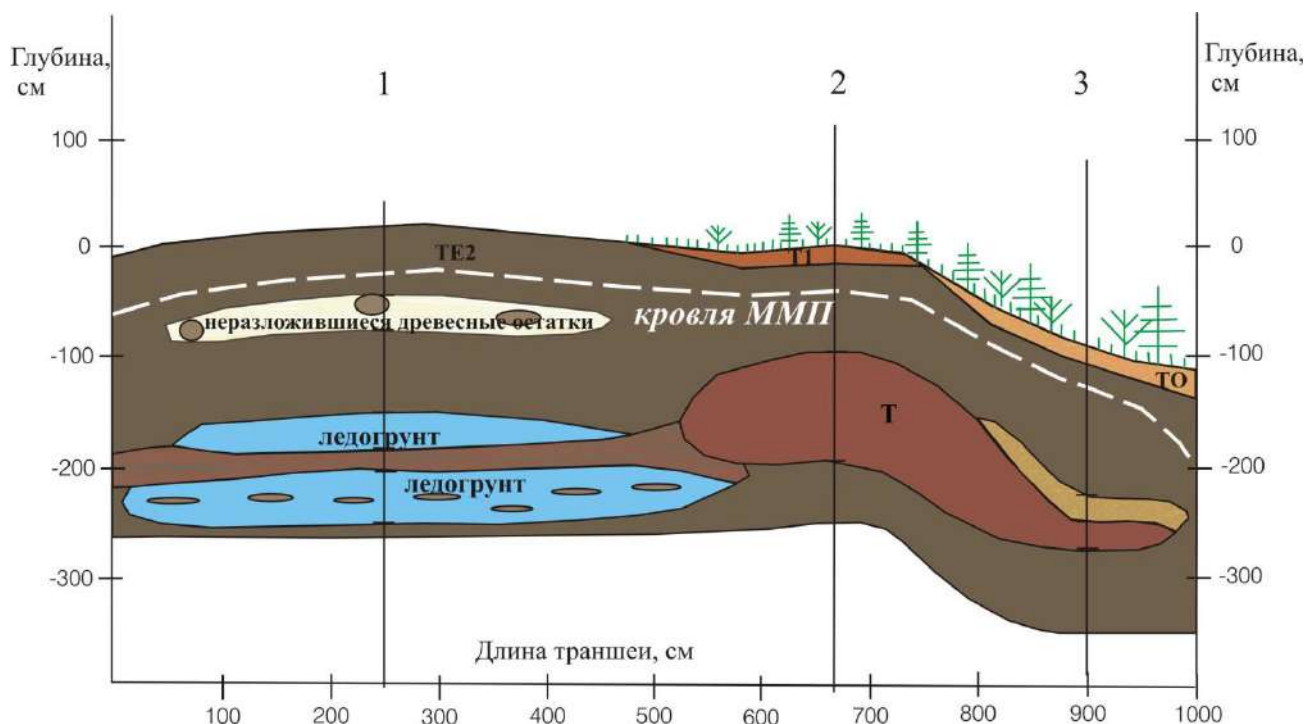


Рисунок 17 – Профиль почв и подстилающих ММП торфяного бугра (участок 5Тм). 1 – торфяное пятно; 2 – край торфяного пятна; 3 – склон торфяного бугра.

Торфяные бугры часто покрыты оголенными торфяными пятнами диаметром от двух-трех до десяти и более метров [Каверин и др., 2016]. Пятна часто характеризуются полигональным растрескиванием, полигоны четырех- и пятиугольные, диаметром около 1 метра, их поверхность имеет мелкобугорковатый микрорельеф образованный столбчатыми бугорками

высотой 3-10 см. По краям пятна часто оконтурены приподнятыми валиками с мохово-кустарничковой растительностью (рисунок 18). Оголенные торфяные пятна характеризуются обнажением на дневной поверхности бугра торфа различной степени разложения, отсутствием сплошного кустарничково-мохово-лишайникового яруса и поверхностного грубогумусового горизонта.



Рисунок 18 – Оголенное пятно на торфяном бугре.

При характеристике оголенных участков торфяных бугров в российской геокриологической литературе применяется термин «торфяной круг», или «торфяное кольцо» [Мудров, 2007], «торфяное пятно» [Максимова, Оспенников, 2012], «незадернованные участки бугров» [Осадчая, Тумель, 2012]. Западные ученые используют термин «peat circles» [Marushchak et al., 2011]. Имеется несколько точек зрения насчет генезиса торфяных пятен. Осадчая и Тумель [2012] формирование торфяных пятен объясняют ростом торфяных бугров. Максимова и Оспенников [2012] считают, что появление на поверхности бугров торфа обусловлено естественной сукцессионной сменой на хорошо дренированных участках моховых сообществ лишайниковыми, их иссушением и повышением термоизоляционных свойств, вследствие дальнейшего обнажения приповерхностных слоев верхового торфа. В последующем разрушение таких бугров происходит при ведущей роли ветровой эрозии и термоэрозии, практически не приводящих к развитию термокарста. Оголенные пятна также рассматриваются как остаточные элементы обширных оголенных торфяных площадей, существовавших в климатический оптимум голоцена [Valiranta et al., 2021]. На фоне различных точек зрения на генезис пятен, необходимо отметить, что и рост бугров, и эрозия их поверхности могут происходить одновременно. Сосуществование этих процессов продолжается до тех пор, пока

сезоннотальный слой не начнет заглубляться в подстилающие высокольдистые ММП, что приводит к активизации термокарстовых процессов, которые могут привести к разрушению бугра. Доказательством этому является существование пятен на низких позициях рельефа в контурах плоскобугристых болот (район 5).

Проведенные исследования подтверждают ведущую роль зимних ветров в формировании поверхности торфяных пятен. В зимний период с наветренных участков бугров, где формируются пятна, происходит сдувание снега и его переотложение на периферийные участки торфяных бугров [Каверин и др., 2016; Каверин и др., 2020]. На фоне малой высоты снежного покрова в оголенных пятнах наветренные поверхности микробугорков южной и юго-западной экспозиции частично отшлифованы снеговой коррозией. Вероятно, именно здесь происходит современное разрушение верхнего горизонта почв торфяных бугров (рисунок 19). Подветренные поверхности микробугорков и межбугорковое пространство зимой покрыты наледным льдом толщиной до 1 см, защищающим их от снеговой коррозии.



Рисунок 19 – Генезис микробугорков на оголенном торфяном пятне (участок 5Тм)

На задернованных участках краевой зоны и склона бугра возраст почвенного органического вещества (ПОВ) поверхностных горизонтов варьирует в диапазоне от 22 до 50 лет [Routh et al., 2014]. Верхние горизонты почв пятен имеют возраст 3540 лет, а на глубине 40-50 см – свыше 5500 лет [Biasi et al., 2014]. Торфяные почвы имеют специфический поверхностный горизонт мощностью до 10 см, сложенный рыхлым хорошо разложившимся торфом. Его формирование обусловлено активизацией сезонных криогенных процессов на поверхности обнаженного торфа, когда при замерзании воды и сегрегации льда происходит неравномерное пучение и оструктуривание поверхностного торфяного горизонта. Очевидно,

что хорошо разложившийся торф по своим свойствам близок к пучинистым гидрофильным увлажненным почвам, расширяющимся в объеме при промерзании. Пучение поверхностного торфяного горизонта почв пятен обуславливает формирование пустот и трещин, на внутренней поверхности которых происходит сезонное формирование друз сублимационного льда (рисунок 19). В результате формируются микробугорки, за счет которых происходит частичная регенерация поверхности оголенных пятен. Признаки педотурбаций в почве пятна ограничены поверхностным десятисантиметровым горизонтом. Нижележащие сезонноталые горизонты (глубина 10-50 см) и подстилающие ММП (50-250 см) в пределах торфяного бугра характеризуются слоистым сложением (рисунок 17).

В сезонномерзлых горизонтах торфяных мерзлотных почв наблюдаются слоистые, массивные и порфировидные криогенные текстуры. ММП бугристых болот характеризуются высокой льдонасыщенностью, преобладанием атакситовых (в т.ч. порфировидных), слоистых (в т.ч. линзовидных) и массивных криотекстур. В бугристых болотах мощные слои льда формируют ледогрунтовое ядро торфяных бугров. В верхнем торфяном горизонте ММП часто обнаруживаются линзовидные пустоты, очевидно, свидетельствующие об оттаивании ледяных включений и образовании полостей с последующим их промерзанием.

Зимой содержание влаги (льдистость) в сезонномерзлом слое относительно высокое на фоне повышенного количества осадков и низкого испарения осенью. В сезонномерзлых горизонтах почв бугров количество ледяных включений и, соответственно, лдистость постепенно уменьшаются вниз по профилю. В ММП, наоборот, лдистость с глубиной возрастает, массивные криогенные текстуры сменяются атакситовыми, сетчатыми и слоистыми. По сравнению с сезонномерзлым слоем, в верхнем горизонте ММП до глубины 110 см лдистость возрастает в 2-3 раза (приложение 4). Глубже содержание льда в торфяной толще еще почти двукратно увеличивается. ММП почв оголенных пятен на глубине 1,5-2 м и ниже характеризуются наличием ледогрунтовых горизонтов, составляющим часть ледогрунтового ядра в торфяном бугре. При исследовании маломощных многолетнемерзлых торфяников (0,4-1 м), залегающих на минеральных субстратах, в зоне контакта отложений, как правило, фиксируется горизонт повышенной лдистости (разрезы 3То, 3Тм). Тем не менее, данный горизонт не может считаться переходным слоем, так как формирование лдистых горизонтов в целом характерно для пограничных зон между торфяной и минеральной толщами, обладающими различной тепло- и влагопроводностью [Губин, Лупачев, 2008].

Мерзлотные почвы бугристых болот кислые, величина pH незначительно возрастает с глубиной в диапазоне сильнокислых и кислых значений (приложение 4). Сезонноталые горизонты, по сравнению с подстилающими ММП, характеризуются повышенными показателями потенциальной обменной кислотности (pH KCl-вытяжки). Торфяные горизонты

СТС почв характеризуются низким содержанием обменных оснований, но возрастающим по мере перехода к ММП (приложение 4). Максимум обменных оснований наблюдается на контакте сезонно- и многолетнемерзлых горизонтов. Живой очес торфяных олиготрофных почв, в котором сосредоточена основная микробиологическая деятельность, характеризуется минимальными значениями зольности (потеря при прокаливании равна 90-95 %). Зольность постепенно увеличивается вниз по профилю в пределах нижележащих сезонноталых и многолетнемерзлых горизонтов до 7 и более % (приложение 4). Многолетнемерзлые горизонты сложены низинным торфом из травянистых (осоки) и древесных (различные виды березы и ели) растений с небольшой примесью бриевых мхов [Routh et al., 2014] при зольности торфа 8-12 %. Максимальные значения зольности торфа наблюдаются в нижних горизонтах торфяной залежи на глубине 2-3 и более метров (приложение 4).

Содержание углерода (C) исследуемых почв и подстилающих пород бугристых болот составляет 40-50 %. Минимумы содержания C в ММП обычно приурочены к ледогрунтовым горизонтам, либо связаны с наличием в торфе слаборазложившихся фрагментов березы и ели [Каверин и др., 2016]. Нижележащие суглинистые горизонты, подстилающие торфяную залежь в зоне их контакта обогащены органическим углеродом. Содержание азота (N) варьирует в более широких пределах, что связано с различиями в ботаническом составе торфа и степенью его разложенности. Почвы и подстилающие породы бугристых болот заметно отличаются по величине соотношения C/N, указывающим на степень разложения торфа и его обогащенность азотом. Обычно соотношения C/N выше, а степень разложения торфа ниже, в торфяных сезонноталых горизонтах, в сравнении с подстилающей толщей ММП. В верхних сезонноталых горизонтах (0-20 см) соотношение C/N максимально (30-35) (приложение 4).

По характеру изменения C/N в пределах почвенно-геокрологического комплекса выделяется три слоя [Каверин и др., 2016]. Первый слой включает сезонноталые горизонты до глубины 40-50 см, характеризующиеся значительными вариациями C/N в зависимости от ландшафтных условий торфяных бугров. В целом почвенные горизонты характеризуются относительно низкой степенью разложенности торфа в отличие от подстилающих ММП (приложение 4). Второй слой приурочен к глубинам 40-90 см, где нижние сезонноталые и верхние многолетнемерзлые горизонты периодически включаются в процессы сезонного оттаивания – промерзания. В отличие от СТС, данный слой отличается меньшей вариабельностью C/N, показатели которого отличаются по профилям, что обусловлено ландшафтно-климатическими особенностями формирования торфа. В целом, количественные показатели данного соотношения ниже таковых в СТС, а зачастую и нижележащих многолетнемерзлых горизонтов (приложение 4), что объясняется периодическими оттаиваниями второго полуметра профиля почв при потеплениях в субатлантическом периоде

[Андреичева, Голубева, 2008] с активизацией процессов минерализации органического вещества. Данный слой является может рассматриваться в качестве аналога переходного слоя мерзлотных почв [Шур, 1988]. Третий слой охватывает торфяную залежь глубже 90 см, включающий толщу эпигенетических ММП, где соотношение C/N обычно варьирует в диапазоне 19-24. В данном слое торф остается законсервированным многолетней мерзлотой, не оттаивавшей уже в течение последних двух тысяч лет [Максимова, Оспенников, 2012].

Почвы мочажин в структуре почвенного покрова бугристых болот занимают до 20-40 % площади [Атлас, 2010]. Почвы сильно обводнены, насыщены водой в течение вегетационного периода, в растительном покрове мочажин преобладают сфагновые мхи, пушица, багульник. В мочажинах современное торфообразование происходит по верховому типу, что обуславливает специфику их морфологического строения и физико-химических свойств. Торфяные олиготрофные почвы мочажин характеризуются залегающим под очесом мхов (мощность 10-20 см) олиготрофно-торфяным горизонтом, мощностью до 50 см, состоящим преимущественно из сфагновых мхов разной степени разложенности, не превышающей 50 %. Олиготрофно-торфяной горизонт имеет светлую окраску, низкую (менее 5 %) зольность, сильноокислую или кислую реакцию (приложение 4). Очень низкая степень разложенности органического вещества почв мочажин соотносится с высокими значениями C/N, достигающими 30-50 и более.

4.1.2. Почвы тундровых геосистем

Исследуемые почвы в регионе относятся преимущественно к подтипам глееземов и торфяно-глееземов мерзлотных. Глееземы мерзлотные (O-G-CG $\perp$) характеризуются наличием подстильно-торфяного горизонта, иногда в сочетании с прослойками перегнойного или грубогумусового материала, и глеевого горизонта, залегающего на оглеенной почвообразующей породе [Классификация..., 2004]. Глеевый горизонт ярко голубой окраски, часто оторочен охристой каймой, расположенной в верхней, а иногда и в нижней части горизонта. Минеральная часть почв может быть тиксотропной и/или криотурбированной. В регионе исследований мерзлотные глееземы приурочены преимущественно к северной части криолитозоны.

Торфяно-глееземы мерзлотные (T-G-CG $\perp$) характеризуются наличием торфяного горизонта, мощностью 10-30 см, подстилаемого глеевым горизонтом. Данные почвы в региональной криолитозоне являются наиболее широко распространенными мерзлотными профилями, формирующимися на суглинистых почвообразующих породах. Занимают вершины и склоны слабодренированных увалов, образуя комбинации с глееземами и торфяными олиготрофными почвами.

Верхний горизонт ММП, подстилающий глеевые почвы характеризуется слоистыми и массивными криогенными текстурами [Каверин и др., 2012]. Толсто-, среднеслоистые и сетчатые криогенные текстуры сменяются тонкослоистыми, и массивными с низкой льдистостью. Толщина ледяных шпиров в суглинистых почвах обычно увеличивается с глубиной, на глубине 5-10 м в суглинках встречаются слои толщиной до 5-6 см. Оглеение, характерное для сезонноталых горизонтов глееземов и торфяно-глееземов характерно и для подстилающих многолетнемерзлых пород. Верхний горизонт ММП (до глубины 3 м) характеризуется повышенной льдистостью по сравнению с нижележащими горизонтами, здесь преобладают атакситовые криотекстуры и ледогрунтовые слои.

Исследованные глееземы и торфяно-глееземы сложены пылеватыми легко- или среднесуглинистыми отложениями, иногда с примесью гальки и щебня (приложение 4). В мелкоземе преобладают крупнопылеватая и мелкопесчаная фракции. Исследованные глеевые почвы различаются между собой по физико-химическим свойствам не значительно (приложение 4). Подстилки почв, сложенные преимущественно опадом низкозольных мхов, характеризуются сильнокислой реакцией, высокой гидролитической кислотностью, низким содержанием обменных оснований. Наиболее кислая реакция и максимальные значения обменной и гидролитической кислотности характерны для органогенных горизонтов, в минеральной части профиля эти показатели резко снижаются (приложение 4).

В пределах суглинистых горизонтов ММП вниз по профилю рН постепенно увеличивается: от кислых значений в сезонноталом слое до слабощелочных в многолетнемерзлых горизонтах ниже 5-6 метров. Содержание органического углерода в подстилающих суглинистых горизонтах находится на уровне около 1 %. Необходимо отметить, что одним из критериев определения переходного слоя в минеральных субстратах является повышение содержания углерода [Shur et al., 2005]. В изученных минеральных профилях в кровле ММП не было выявлено такой закономерности. В верхних многолетнемерзлых горизонтах, непосредственно подстилающих СТС, может даже отмечаться относительное снижение содержания С (%) в сравнении с СТС и нижележащей многолетнемерзлой толщей. Степень выраженности переходного слоя в верхней толще ММП определялась согласно ряду морфологических и физико-химических характеристик. Нельзя с уверенностью сказать о существовании универсального переходного слоя, характерного для большинства почв региона. Верхние горизонты многолетнемерзлых пород характеризуются постепенным изменением различных параметров, занимая промежуточное положение между СТС и подстилающими ММП. В данном случае, более целесообразно пользоваться термином «верхняя часть разреза многолетнемерзлых грунтов», который соответствует глубинам переходного слоя. Современные многолетнемерзлые породы в региональной криолитозоне сформировались около

2000 лет назад [Андреичева, Голубева, 2008]. За этот период в регионе периодически происходили частичные деградации и аградации многолетнемерзлых пород. В позднем субатлантическом периоде наиболее оптимальные условия для сохранения ММП наблюдались в XVI – начале XX вв. (т.н. малый ледниковый период). Поэтому, с большой долей вероятности можно сказать, что верхние горизонты ММП (1-3 м) последние 300-400 лет находятся в многолетнемерзлом состоянии. В настоящее время наблюдается протаивание этого «продукта» малого ледникового периода на фоне потепления [Оберман, Шеслер, 2009].

В озерно-болотных ландшафтах широко распространены аллювиальные слоистые мерзлотные почвы, характеризующиеся чередованием по профилю слоев различного гранулометрического состава (от песчаного до тяжелосуглинистого). Они развиты на озерных и надпойменных террасах, вышедших из пойменного режима. Это старые аллювиальные почвы, в верхней части которых сформировался грубогумусовый горизонт, профиль оглеен и подстилается многолетнемерзлыми породами. В профилях аллювиальных почв встречаются погребенные горизонты озерно-болотного генезиса [Десяткин, 2006]. Исследуемые аллювиальные почвы близки по физико-химическим свойствам к глееземам, но характеризуются относительно низкими рН и степенью насыщенности основаниями (приложение 4). Однако ввиду своей слоистости отличаются контрастностью профиля, содержанием органического углерода и величиной потерь при прокаливании, что обусловлено присутствием погребенных торфяных горизонтов и неоднородностью гранулометрического состава профилей.

Серогумусовые глеевые почвы (AY-G-CG) характеризуются наличием серогумусового и глеевого горизонтов. Поверхностный серогумусовый горизонт характеризуется тёмно-серым цветом с сизым оттенком, творожистой или икряной структурой. Под серогумусовым горизонтом залегает серовато-сизый глеевый горизонт, верхняя часть которого имеет буроватый оттенок; горизонт характеризуется ореховато-комковатой структурой с сизо-серыми глинистыми кутанами на поверхности педов. Данные почвы в регионе распространены ограниченно, локализуясь под луговыми сообществами в условиях избыточного почвенно-грунтового увлажнения на склонах приречных и озерных террас. Серогумусовые глеевые почвы, в сравнении с глееземами, отличается меньшей величиной потерь при прокаливании поверхностного горизонта, большими величинами рН и содержания органического углерода (приложение 4).

Антропогенно нарушенные почвы исследовали на участках тундровых геосистем с преимущественно сплошным и массивно-островным распространением ММП. В районе исследований 2 антропогенные нарушения в колеях зимних дорог были минимальны и затрагивали лишь верхние органогенные горизонты почв. В связи с этим, различия по физико-

химическим свойствам с фоновыми почвами выражены слабо. Верхние органогенные горизонты почв колеи (РАТ) отличались от ненарушенных повышенным уровнем рН, большей насыщенностью основаниями (приложение 4). Верхние РАТ горизонты антропогенно-нарушенных почв отличались большими потерями при прокаливании и относительно высоким коэффициентом гигроскопической влажности. Это обусловлено частичным смешиванием материалов органогенного горизонта с нижележащей массой минеральных горизонтов при проезде техники. В условиях прокладки насыпной дороги с цементно-бетонным покрытием в придорожных понижениях формируются эмбриоземы слоистые, не характерные для естественных тундровых геосистем. Данные почвы отличаются слоистым сложением, преимущественно супесчаным гранулометрическим составом, значениями рН в слабокислом и нейтральном диапазонах, относительно высоким содержанием поглощенных оснований (приложение 4).

Агроглееземы (АУ-G-CRM-C) имеют ограниченное распространение в окрестностях г. Воркута [Классификация..., 2004]. В отличие от ненарушенных глеевых почв, агроглееземы в верхней части профиля характеризуются наличием дернового горизонта (АУ). Минеральные горизонты ниже 20 см сохранили естественное ненарушенное сложение. По физико-химическим свойствам агроглееземы близки к ненарушенным глееземам (приложение 4). Они характеризуются кислой или слабокислой реакцией, углерод и азот сосредоточены в основном в дерновых горизонтах почвы.

4.2. Сезоннопромерзающие почвы

4.2.1. Почвы тундровых геосистем

Сезоннопромерзающие почвы тундровых геосистем наиболее широко распространены в южной тундре и лесотундре на участках, где многолетнемерзлые породы отсутствуют, либо залегают на глубине несколько метров, практически не влияя на современные почвообразовательные процессы. Среди сезоннопромерзающих почв тундровых геосистем наиболее распространены глееземы криометаморфические (О-G-CRMg-CG), характеризующиеся сочетанием в профиле подстильно-торфяного, глеевого и криометаморфического горизонтов. Глеевый горизонт с нижней границей на глубине 20-25 см имеет яркую голубую окраску, часто с верхней и/или нижней охристой каймой. Во влажном состоянии тиксотропный, при обсыхании приобретает тенденцию к горизонтальной делимости. Ниже залегает неоглеенный криометаморфический горизонт серовато-бурого цвета, слабо отличающийся от цвета почвообразующей породы (приложение 2). Горизонт G характеризуется творожистой, а при высыхании крупитчатой структурой, с глубиной оструктуренность профиля уменьшается, проявляется криогенное плитчатое сложение.

В южной части региональной криолитозоны оглеение встречается реже и выражено слабее [Пастухов, 2008]. В дренированных ландшафтах южной тундры и лесотундры часто встречаются органо-криометаморфические почвы (O-CRM-C), характеризующиеся присутствием в профиле криометаморфического ггоризонта CRM. По физико-химическим свойствам глееземы криометаморфические не имеют принципиальных отличий от мерзлотных глееземов, рассмотренных выше за исключением отсутствия многолетнемерзлого водоупора в нижней части профиля почв и большей криометаморфической оструктуренности срединных горизонтов.

4.2.2. Почвы лесных геосистем

Исследуемые светлоземы (O-Eg-CRM-Cg) лесных геосистем сформировались на вершинах и склонах дренированных увалов. Минеральные горизонты светлоземов включают подзолистый, криометаморфический и иллювиально-железистый горизонты. Криометаморфический горизонт характеризуется рассыпчатым сложением и угловато-крупитчатой или острореберной линзовидной криогенной структурой, слабо отличаясь от почвообразующей породы по цвету. Почвы не оглеены или имеют слабые признаки оглеения. Профиль светлоземов формируется в результате сочетания процессов педогенного структурирования минеральной массы при длительном сезонном промерзании и альфегумусового подзолообразования [Классификация..., 2004].

Светлоземы слабо дифференцированы по гранулометрическому составу за исключением некоторого обеднения илистой фракцией верхних горизонтов, что объясняется литологической неоднородностью покровных суглинков (приложение 3). По физико-химическим свойствам светлоземы лесных геосистем характеризуются сильнокислой реакцией, при этом почвы кислые на большую глубину. Значительное накопление поглощенных оснований наблюдается в подстилках. Элювиальный и иллювиально-гумусовый горизонты характеризуются высокой обменной и гидролитической кислотностью и сильной выщелоченностью от обменных оснований. Глубже содержание обменных оснований заметно повышается при снижении величины обменной и гидролитической кислотности. Корреляция между почвенной кислотностью и содержанием гумуса в минеральных горизонтах в значительной мере обусловлена присутствием перегнойных кислот [Игнатенко, 1979]. Это свидетельствует об интенсивном промывании почвенного профиля при неполной нейтрализации перегнойных кислот, мигрирующих и осаждающихся в иллювиально-гумусовом горизонте. Степень ненасыщенности основаниями и мощность ненасыщенной толщи в них заметно больше, чем в почвах тундровых геосистем.

Исследуемые светлоземы характеризуются низким содержанием углерода, сосредоточенного преимущественно в подстилке. Светлоземы северной тайги заметно отличаются от своих аналогов в лесотундре по характеру распределения гумуса в профиле. Для северотаежных почв характерна выраженная элювиально-иллювиальная дифференциация, а для лесотундровых – постепенное снижение содержания гумуса от подзолистых горизонтов к иллювиальным (приложение 3). В целом сезоннопромерзающие светлоземы северной, крайнесеверной тайги и лесотундры принципиально близки, однако интенсивность почвенных процессов, в частности иллювиально-гумусового оподзоливания, различна. В почвах северной тайги современное почвообразование обуславливает повышение интенсивности процесса оподзоливания вследствие улучшения биоклиматических условий и увеличения емкости биологического круговорота, с чем связаны четкая элювиально-иллювиальная дифференциация и наличие сравнительно мощных подзолистого и иллювиально-гумусово-железистых горизонтов.

Глава 5. Температурные режимы почв естественных тундровых и лесных геосистем: ландшафтные и зональные особенности

5.1. Температурный режим мерзлотных почв тундровых геосистем (южная тундра и лесотундра с несплошным распространением ММП)

Исследована специфика температурного режима мерзлотных почв тундровых геосистем южной тундры и лесотундры. Промерзание мерзлотных почв начинается в октябре с поверхности, в ноябре отрицательные температуры фиксируются по всему профилю почвы. Средняя (20-50 см) и нижняя части (50-100 см) профиля становятся слоями нулевых завес [Сумгин, 1937], где при воздействии на температурное поле фазовых переходов влаги при промерзании почв наблюдаются околонулевые температуры. В мерзлотных почвах период околонулевых температур относительно короткий (около 1 месяца), его продолжительность возрастает с глубиной по мере приближения к кровле ММП (рисунок 20).

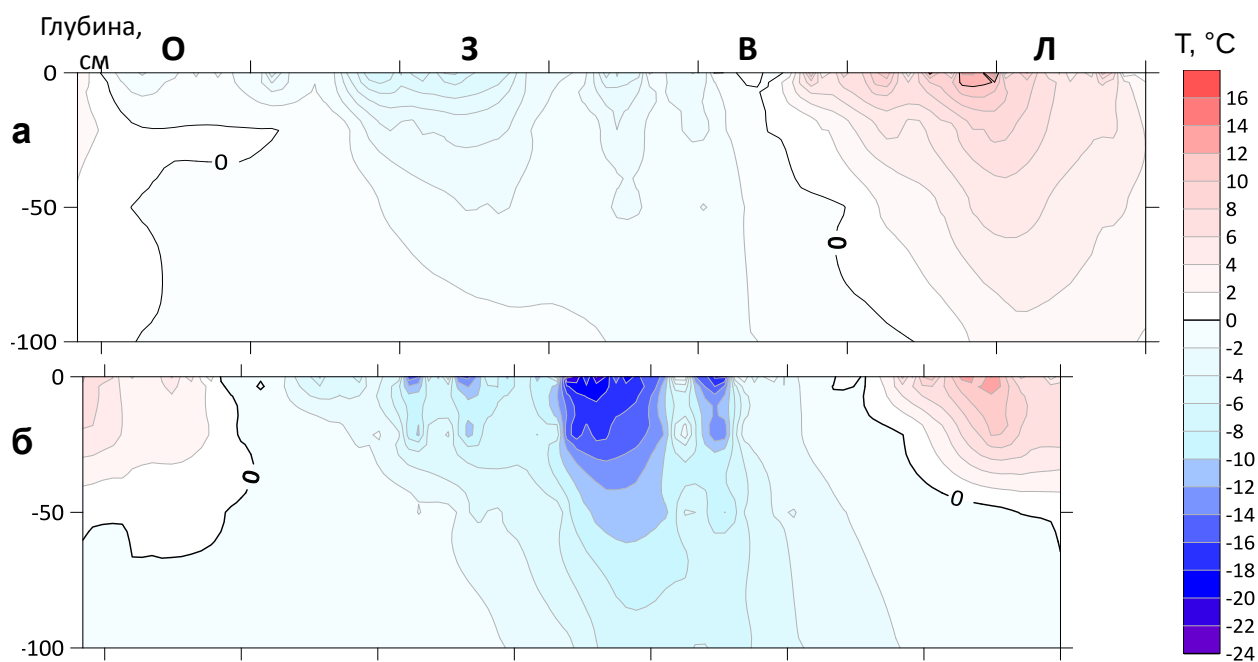


Рисунок 20 – Температурные хроноизоплеты мерзлотных почв тундровых геосистем (2008-2009 гг.): а – аллювиальная слоистая (3Ас); б – торфяная олиготрофная (5Тм). О – осень; З – зима; В – весна; Л – лето.

В период исследований (2007-2011 гг.) диапазон сумм отрицательных температур поверхности тундровых мерзлотных почв составил 171...2508 °С·сут (приложение 3). Выраженные различия значений сумм отрицательных температур (СОТп) между минеральными и торфяными почвами не выявлены. Однако, различия по зимним температурам ($p < 0,001$)

связаны в основном в связи с их ландшафтным положением. Почвы участков 3То, 5Тп, 4Гт сформировались на относительно пологих либо пониженных участках с высотой снежного покрова 30-45 см. Почвы 3Тс, 3Тм, 5Тм и 3Ас приурочены к возвышениям рельефа (до 5 м), сложенных торфяными и песчано-супесчаными почвообразующими породами. Относительно невысокий снежный покров (0-30 см) бугров обуславливает сильное охлаждение мерзлотных почв. В связи с тем, что ландшафтное положение мерзлотных почв определяет существенные различия в зимнем температурном режиме, их можно условно разделить на две группы: почвы пологих и возвышенных участков. Наибольшее охлаждение многолетнемерзлых горизонтов происходит в торфяных почвах бугров на глубине 100-120 см. ММП, подстилающие торфяную переходную (5Тп) и торфяную олиготрофную почвы (3То), значительно теплее (в среднем на $570^{\circ}\text{C}\cdot\text{сут}$), чем таковые подстилающие почвы торфяных бугров (3Тс, 5Тм). Наименьшими значениями СОТп по всему профилю характеризуется мерзлотный торфяно-глеезем на суглинистых отложениях (4Гт) (приложение 3).

Минимальные значения среднемесячных температур на глубине 0 и 20 см наблюдаются в период с января до марта (рисунок 20). В почвах наветренных бугров, сильнее реагирующих на изменения температуры воздуха зимой, минимальные температуры наблюдаются в январе – феврале. Наибольшее охлаждение многолетнемерзлых горизонтов фиксируется с февраля по апрель, когда их среднемесячные температуры варьируют в диапазоне от $-0,1$ до -12°C . Максимальное охлаждение ММП наблюдаются на участках с песчано-супесчаными и торфяными буграми (рисунок 20).

В мае начинается сезонное протаивание верхних горизонтов почв, где максимальные среднемесячные температуры наблюдаются в июле или августе (рисунок 20). Наибольшие температуры нижних сезонноталых горизонтов фиксируются с августа по октябрь, в многолетнемерзлых горизонтах – с сентября по декабрь.

Диапазон сумм температур $>0^{\circ}\text{C}$ на глубине 0 см в период 2007-2011 гг. в мерзлотных почвах составил 529...1312 $^{\circ}\text{C}\cdot\text{сут}$ (приложение 3). Нагрев поверхности минеральных и торфяных почв различается слабо ($p=0,4$). При сравнении групп мерзлотных почв пологих и возвышенных участков, отмечены, что первые получают меньше тепла (в среднем на $144^{\circ}\text{C}\cdot\text{сут}$), что связано с большей затененностью их поверхности кустарничковой растительностью. На глубине 20 см значения СПТп в 1,5-3 раза ниже по сравнению с поверхностью (приложение 3). Наибольшие суммы положительных температур на глубине 20 см зафиксированы в слоистой аллювиальной (3Ас) и торфяной олиготрофной почвах (3То) почвах. В почве озерной террасы маломощная торфянистая подстилка (6 см) и относительно легкий гранулометрический состав способствуют большему прогреванию профиля, где увеличивается и глубина сезонного протаивания (110 см). Значительный прогрев верхних

горизонтов торфяной олиготрофной почвы обусловлен разреженной мохово-лишайниковой растительностью бугра.

Общий диапазон среднегодовых температур ($T_{\text{год}}$) СТС на глубинах 0, 20, 50 см в исследуемых мерзлотных почвах составил 1,1...-4,8 °С, ММП – -0,2...-4,4° С (приложение 3). В шести из семи профилей мерзлотных почв значения $T_{\text{год}}$ сезонноталых горизонтов были отрицательными, постепенно снижаясь вниз по профилю. Обычно отрицательные среднегодовые температуры наблюдаются в мерзлотных почвах, а положительные – в сезоннопромерзающих [Кудрявцев и др., 1981; Burn, 2004]. Минимальные среднегодовые температуры наблюдаются в почвах торфяных бугров (приложение 3). При этом более теплые почвы пологих участков по значениям $T_{\text{год}}$ ближе к сезоннопромерзающим почвам тундры. В сезонноталых горизонтах торфяно-глеезема (4Гт) на глубине 0-50 см зафиксированы положительные среднегодовые температуры. В последние десятилетия на участке 4Гт наблюдалось постепенное повышение среднегодовой температуры сезонноталых горизонтов, сопровождаемое оттаиванием ММП, происходившие за счет повышения как летних, так и, особенно, зимних температур. Положительные значения среднегодовой температуры в верхних горизонтах почвы при отрицательных на остальных глубинах (temperature offset) является одним из признаков протаивания многолетнемерзлых пород [Burn, 2004].

Мерзлотные почвы в регионе формируются на наветренных участках, где максимальная высота снега обычно не превышает 50 см [Мажитова, 2008]. Исследуемые мерзлотные почвы существенно больше различаются между собой по зимнему температурному режиму, чем по летнему. Диапазон сумм положительных температур на глубине 20 см составляет 708 °С, тогда как значений СОТ – 2204 °С, т.е. в 3,1 раза больше (приложение 3). Среди почв южной тундры региона данный коэффициент является максимально высоким для мерзлотных профилей с относительно суровым зимним температурным режимом. Мерзлотные почвы, значительно различающиеся ($p < 0,001$) по зимнему климату, формируются в непосредственном соседстве при схожей температуре воздуха. Причина различий – неодинаковая высота снежного покрова, различающаяся как на ландшафтном, так и региональном уровнях [Димо, 1972; Оберман, 1998; Павлов, Москаленко, 2001; Шаманова, 1970; Yli-Halla, Mokma, 1998].

Дифференцированная высота снежного покрова оказывает прямое влияние на зимние температуры сезонноталых и многолетнемерзлых горизонтов. При максимальной за год декадной норме высоты снежного покрова на метеостанции Воркута 60 см, ее диапазон на участках исследований мерзлотных почв варьировал от 10 до 45 см. При малой высоте снега (0-30 см) почвы бугров значительно охлаждаются, что в определенной мере способствует сохранению подстилающих многолетнемерзлых пород. На пологих участках часто

произрастающая кустарниковая растительность способствует снегозадержанию, обуславливая повышение температуры мерзлотных почв.

Степень нагрева и охлаждения почвенных профилей выражается отношением сумм положительных и отрицательных температур на поверхности почвы к аналогичным суммам в воздухе за тот же период. В англоязычной литературе данный показатель называется N-фактором [Lunardini, 1978]. Зимний N-фактор, т.е. отношение СОТ на поверхности почвы к таковому в воздухе, сильно зависит от высоты снежного покрова. Значения зимнего N-фактора для 6 из 7 рассматриваемых профилей варьировали в диапазоне 0,28-0,76, что в целом характерно для мерзлотных почв [Мажитова, 2008]. Исключением является торфяно-глезем 5Гт со значениями 0,07-0,15. В данном случае крайне низкий зимний N-фактор объясняет, почему на территории со среднегодовой температурой воздуха $-5...-4$ °С существуют мерзлотные почвы с положительными значениями $T_{пГОД}$ в сезонноталых горизонтах.

Сохранение многолетнемерзлых пород при их несплошном распространении обусловлено как суровостью климата, так и влиянием ландшафтных (экосистемных) условий. На возвышенных участках невысокий снежный покров способствует значительному охлаждению почв зимой. Наличие мощного торфяного горизонта (более 10-20 см) предохраняет мерзлотные почвы от глубокого протаивания в летний период. Следуя принципам классификации генезиса ММП [Shur, Jorgenson, 2007] торфяные мерзлотные почвы (3Тс, 5Тм, 5Тп) в условиях несплошной криолитозоны функционируют в условиях климатически-обусловленных экосистемно-защищенных (КО+ЭЗ) ММП, и соответственно могут рассматриваться как мерзлотные почвы с аналогичным названием. В регионе данные почвы являются наиболее холодными как по зимнему, так и летнему температурному режиму, характеризуясь неглубоким сезонным протаиванием (40-60 см). Полугидроморфные суглинистые почвы (3Гт, 4Гт) могут быть отнесены к климатически-обусловленным мерзлотным почвам, однако в их профиле есть и факторы экосистемной защиты. Они не полностью соответствуют категории климатически-обусловленных экосистемно-модифицированных почв [Shur, Jorgenson, 2007], т.к. почвенный покров в регионе уже существовал до агградации современных ММП [Андреичева, Голубева, 2008; Русанова, 2008]. В связи с этим предлагается обозначать данные почвы как климатически-обусловленные с частичной экосистемной защитой (КО^{ЭЗ}). Данные почвы существенно промерзают зимой, однако характеризуются большей глубиной сезонного протаивания (до 1 м и более). Автоморфный супесчаный профиль 3Ас может быть рассмотрен в качестве климатически-обусловленной (КО) мерзлотной почвы. Почва характеризуется холодным зимним температурным режимом, однако в летний период глубина сезонного протаивания превышает 1 м.

5.2 Температурный режим сезоннопромерзающих почв тундровых геосистем (южная тундра и лесотундра с прерывистым распространением ММП)

Сезоннопромерзающие почвы тундровых геосистем развиты в условиях глубокого залегания либо отсутствия ММП, функционируя при повышенной высоте растительности и снежного покрова (50-150 см), характерной для пологих и пониженных участков (тундра), увалов с примыкающей редколесной растительностью (лесотундра). В региональных тундровых геосистемах специфика температурного режима сезоннопромерзающих почв, как и мерзлотных, обусловлена положением в рельефе, определяющим интенсивность снегонакопления, высоту и тип растительности [Каверин, Пастухов, 2017]. При исследовании температурного режима сезоннопромерзающих почв тундровых геосистем четко проявляется дифференцирующее влияние кустарниковой и кустарничковой растительности ($p < 0,001$). Осеннее промерзание верхних горизонтов сезоннопромерзающих почв, аналогично мерзлотным профилям, начинается в октябре. Устойчивые отрицательные температуры на поверхности почв под мохово-кустарничковой растительностью (5Гк, 5К) наблюдаются с середины октября до середины ноября. В почвах 4Гк и 5Кг устойчивые отрицательные температуры наблюдаются позже – в конце октября – ноябре, что связано с большим снегонакоплением под крупнокустарниковой растительностью.

На глубине 20 см отрицательные температуры в почвах мохово-кустарничковых тундр устанавливаются в ноябре, тогда как под крупнокустарниковой – в декабре. В сезоннопромерзающих почвах мохово-кустарничковых тундр отрицательные температуры в ноябре-декабре достигают глубины 50 см. В относительно теплых почвах крупнокустарниковых тундр отрицательные температуры на 50 см наблюдаются только во второй половине декабря – середине февраля. На глубине 100 см отрицательные температуры почв мохово-кустарничковых тундр устанавливаются в декабре-январе, крупнокустарниковой – только в феврале – марте. При этом, температура средних и нижних горизонтов (глубина 50-100 см) почв не опускается ниже $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Относительно теплым профилем является органо-криометаморфическая почва участка 5Кг в 2009-2011 гг., где в период от апреля до июня на глубине 100 см регистрировались только околонулевые температуры в отрицательном диапазоне (рисунок 21).

В целом, при сезонном промерзании исследуемых почв на глубине 20-100 см наблюдаются околонулевые температуры (рисунок 21), продолжительность периода которых варьирует от нескольких дней до нескольких месяцев, увеличиваясь с глубиной. Так, средняя продолжительность периода околонулевых температур на глубине 20-50 см составила 35 дней, на глубине 100 см – 55 дней. При этом продолжительность периода околонулевых температур в

отрицательном диапазоне ($-0,1 \dots 0$ °C) обычно в 1,2-1,5 раза больше такового в положительном ($0 \dots +0,1$ °C) (рисунок 21). Длительность периода околонулевых температур в сезоннопромерзающих почвах тундровых геосистем увеличивается по сравнению с таковым мерзлотных почв.

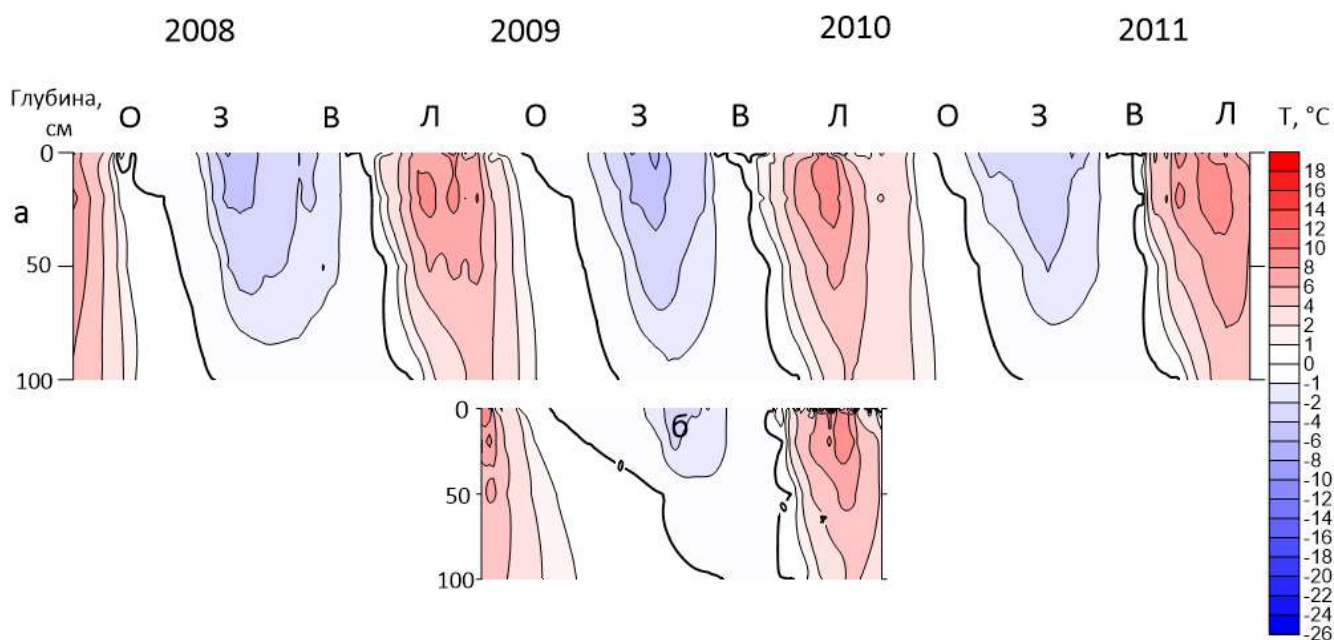


Рисунок 21 – Температурные хроноизоплеты сезоннопромерзающих почв (2008-2011 гг.): а – мохово-кустарничковых тундр (5Гк); б – крупнокустарничковых тундр (5Gr). О – осень; З – зима; В – весна; Л – лето.

Почвы крупнокустарничковых тундр характеризуются наиболее длительным периодом осенне-зимних околонулевых температур, продолжительность которых увеличивается с глубиной до четырех месяцев (рисунок 21). Продолжительность периода околонулевых температур в почвах мохово-кустарничковых тундр обычно сопоставима с таковым в мерзлотных почвах тундры. Осенне-зимний период околонулевых температур обычно сменяется периодом отрицательных температур по всему профилю, включая горизонты CRM. На основе морфологических исследований определено, что срединные горизонты автоморфных сезоннопромерзающих почв тундровых геосистем во второй половине зимы находится либо в мерзлом, либо пластичном состоянии. При этом, пластичное состояние CRM горизонтов больше характерно для почв крупнокустарничковых тундр, тогда как в почвах мохово-кустарничковых сообществ данные горизонты находятся в твердом замерзшем состоянии. В профиле более холодных сезоннопромерзающих почв (0-100 см) в зимний период преобладают отрицательные температуры. Средняя часть профиля сезоннопромерзающих почв отличается минимальной льдистостью (таблица 8), характеризуясь отсутствием видимых ледяных включений в пластичном состоянии, либо наличием редких мелких кристаллов и гнезд льда диаметром не более 1 мм. Данные по низкой льдистости срединных горизонтов согласуются с

результатами исследований криогенного строения сезонномерзлого слоя почв в регионе [Шаманова, 1964, Бакулин, 1958]. В осенне-зимний период влага мигрирует к верхнему фронту промерзания, что способствует зимнему иссушению срединных горизонтов, влажность которых приближается к уровню верхнего предела пластичности [Шаманова, 1964]. При этом, в диапазоне от 0 до -1 °С суглинистые горизонты продолжают оставаться в пластичном состоянии, т.к. в почве еще содержится значительное количество незамерзшей влаги [Шаманова, 1964].

Таблица 8 – Весовая влажность (льдистость) и криогенные текстуры сезоннопромерзающих почв тундры, %

Глубина керна, см	Почвенный горизонт	Криогенная текстура	Глеезем (5Гк)	Глеезем (4Гк)
			Влажность (льдистость), %	
0-20	O+G	слоистая	50	58
20-30	G/CRM1	тонкослоистая	36	42
30-40	CRM	массивная	23	29
40-45	CRM	массивная	17	23
45-55	CRM	массивная	18	18
55-65	CRM	массивная	-	18

Толща криометаморфических горизонтов в целом совпадает по глубине с современным слоем длительных нулевых завес (20-80 см). На территории регионального тундрово-таежного экотона криометаморфический горизонт в автоморфных суглинистых сезоннопромерзающих почвах тундровых геосистем морфологически выражен максимально [Тонконогов, 2010]. К югу, в северной тайге зимний температурный режим почв становится значительно мягче при уменьшении мощности слоя нулевых завес. К северу, увеличивается скорость сезонного промерзания на фоне более сурового климата. В почвах северных тундр криометаморфический горизонт имеет менее выраженную структуру, сильно оглеен, в переходных к почвообразующей породе горизонтах признаки криометаморфического оструктурирования не наблюдаются. Можно предположить, что одним из условий существования криометаморфического горизонта является длительный процесс осенне-зимнего промерзания почвы с продолжительным периодом околонулевых температур в первой половине зимы. Широкое распространение почв с криометаморфическими горизонтами в региональном тундрово-таежном экотоне можно объяснить наличием упомянутых температурных условий не только в настоящем, но и в прошлом, когда климат в регионе был холоднее [Андреичева и др., 2007]. Формированию ячеистой и хлопьевидной структуры почвы способствует образование льда-цемента [Втюрин, 1975], которое при понижении температуры сменяется обрастанием льдом частиц.

Общий диапазон сумм отрицательных температур сезоннопромерзающих почв на поверхности почв составил 145...2402 °C·сут (приложение 3). Невысокий снежный покров (до 50 см) в мохово-кустарничковых тундрах способствует большему охлаждению почв зимой. Наиболее холодным профилем является 5К, который по зимнему режиму находится ближе к мерзлотным почвам. В почвах под мохово-кустарничковой на глубинах 20-100 см суммы отрицательных температур в 3-10 раз выше таковых профилей под крупнокустарничковой растительностью (приложение 3). Минимальные температуры на глубине 0-50 см в почвах кустарничковых тундр наблюдаются в феврале. В относительно теплых почвах крупнокустарничковых тундр период минимальных среднемесячных температур смещается к марту. Наибольшее охлаждение нижних горизонтов (глубина 100 см) отмечается в марте – апреле при среднемесячных значениях -0,4...-10 °C в почвах мохово-кустарничковых, 0...-0,8 °C в почвах крупнокустарничковых тундр.

Сезонное оттаивание верхних горизонтов почв мохово-кустарничковых тундр начинается в первой половине мая. В крупнокустарничковых тундрах, в связи с более поздним сходом более высокого снежного покрова (до 100 см и более) протаивание начинается на 2-4 недели позже. Весенне-летний период околонулевых температур, возникающих при сезонном протаивании почв, значительно короче такового в осенне-зимний период. Максимальные температуры в поверхностных горизонтах почвы наблюдаются в июле-августе. Наибольшие среднемесячные температуры срединных горизонтов (50 см) наблюдаются только в августе, в нижних горизонтах – в августе-сентябре. Диапазон сумм отрицательных среднесуточных температур на поверхности почв составил 779...1404 °C·сут (приложение 3). Почвы крупнокустарничковых тундр получают меньше тепла, в сравнении с аналогами под мохово-кустарничковой растительностью, что связано с большей затененностью их поверхности кустарничковой растительностью. На глубине 20 см суммы положительных температур снижаются на 10-30 % по сравнению с поверхностью (приложение 3). Максимальные суммы положительных температур на глубине 20 см зафиксированы в органо-криометаморфической почве (5К) в лесотундре. На глубине 20 см различия по суммам положительных температур между сезоннопромерзающими почвами различных типов тундры практически отсутствуют ($p < 0,05$). На глубине 50 см значения СПТп в почвах крупнокустарничковых участков несколько выше, чем в мохово-кустарничковых, на глубине 1 метр разница значений сумм СПТп составляет уже 20-100 %.

Общий диапазон среднегодовых температур на глубинах 0-50 см в сезоннопромерзающих почвах тундры составил +3...-3 °C (приложение 3). В самой холодной почве 5К наблюдались отрицательные среднегодовые температуры. В целом, температурный режим сезоннопромерзающих почв мохово-кустарничковых тундр является в большей мере

климатически-обусловленным, по сравнению с почвами, где выражено тепляющее влияние крупнокустарникового яруса. Диапазоны значений $T_{\text{ПГОД}}$ в почвах крупнокустарниковых тундр температуры несколько выше.

5.3. Температурный режим почв многолетнемерзлых бугристых болот (крайнесеверная тайга с редкоостровным распространением ММП)

Особенности температурного режима почв бугристых болот ($7T_m$, $7T_m^2$, $7T_m^3$) изучены на крайнем южном пределе распространения ММП Восточно-Европейской равнины [Каверин, Пастухов, 2018]. Сезонное промерзание верхних горизонтов почв торфяных бугров начинается в октябре с приходом устойчивых отрицательных температур воздуха. В октябре-ноябре среднемесячные температуры верхней части СТС почв торфяных бугров становятся отрицательными (рисунок 22). Ниже по профилю темпы сезонного промерзания замедляются, на глубине 20 см уже наблюдаются периоды околонулевых температур продолжительностью до 2 месяцев.

В подзоне редкоостровного распространения ММП почвы торфяных бугров ($7T_m$, $7T_m^2$, $7T_m^3$) характеризуются малой высотой снежного покрова (10-20 см). Диапазон сумм отрицательных температур в 2013-2016 гг. на поверхности почв составил 655...1567 °С·сут, на глубине 20 см – 303...1092 °С·сут (приложение 3). Наиболее холодным профилем является торфяная мерзлотная почва бугра $7T_m^3$, что объясняется суровыми климатическими условиями Приполярного Урала. Значения $СОТ_{\text{П}}$ на глубине 1,0 м варьировали в диапазоне 138...624 °С·сут, на глубине 10 м – 22...425 °С·сут. Сезонные колебания температур, наиболее выраженные в сезонномерзлых горизонтах (СМС), постепенно затухают в подстилающих ММП, и на глубине 10 м практически не выражены (рисунок 22). В почвах бугров наиболее низкие температуры СМС наблюдаются в феврале (рисунок 22). Наибольшее охлаждение многолетнемерзлых горизонтов на глубине 1-3 м отмечается в марте – апреле, на глубине 5 м – мае-июне. Среднемесячные температуры самого холодного месяца варьируют в диапазоне -8...-17 °С на поверхности почвы, и в пределах -2...-7 °С в ММП на глубине 1 м. Суровость зимнего климата почв бугров обусловлена относительно невысоким снежным покровом. В 2015 г. средняя максимальная высота снежного покрова на наиболее теплом участке $7T_m^2$ составила 44 см, тогда как на более холодном ($7T_m$) – 20 см. Самой холодной почвой является профиль $7T_m^3$, что связано с малой высотой снега (около 20 см).

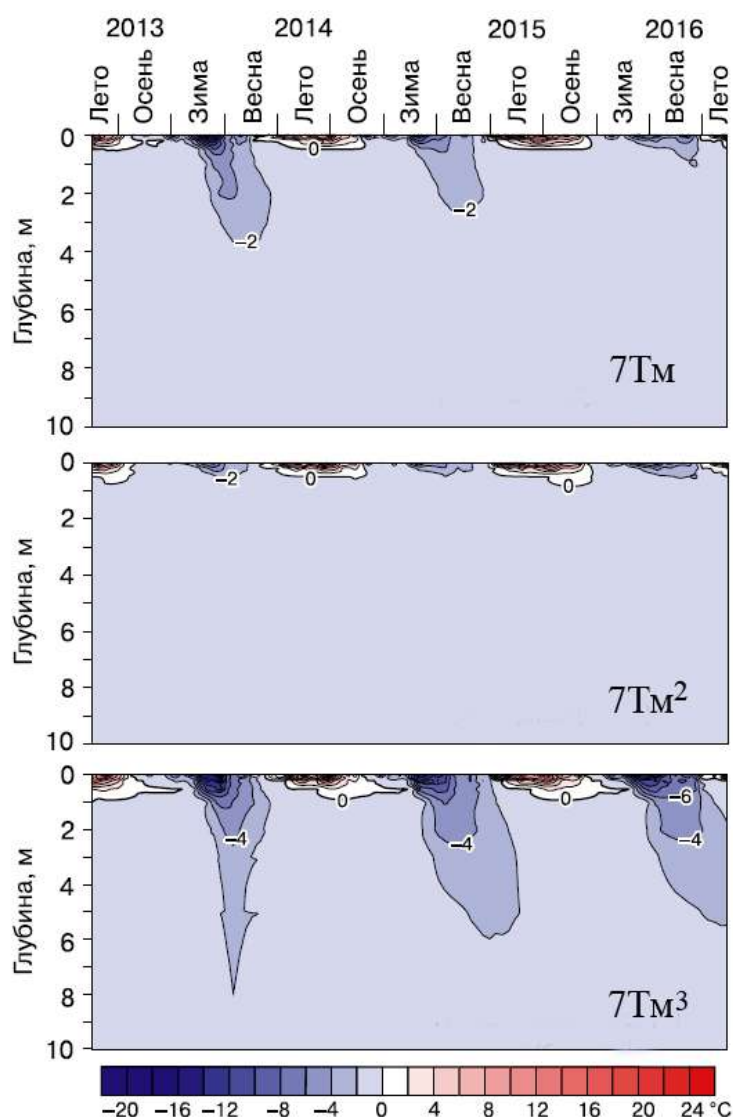


Рисунок 22 – Температурные хроноизоплеты почв и подстилающих пород торфяных многолетнемерзлых бугров (2013-2016 гг.) участков 7Тм, 7Тм² и 7Тм³.

По зимнему температурному режиму почвы мочажин сильно отличаются от таковых торфяных бугров ($p < 0,001$). В мочажинах зимнее промерзание охватывает поверхностные горизонты, где наблюдаются отрицательные околонулевые температуры (рисунок 23). Почвы мочажин с поверхности характеризуются малыми суммами СОТп (приложение 3). На глубине 20 см значения СОТп равны либо близки к нулю. В почвах мочажин минимальные среднемесячные температуры, как правило, наблюдаются в феврале, составляя $-0,1 \dots -2,3$ °С, снижаясь от почвы участка 7То к 7То³. На глубине 20 см в почвах мочажин 7То и 7То² зимой наблюдаются только положительные среднемесячные температуры ($+0,1$ °С). В мочажине наиболее холодного участка 7То³ среднемесячные зимние температуры на поверхности почвы колебались в диапазоне $-0,1 \dots -1,2$ °С. Минимальные среднемесячные температуры на глубине 2-3 метра смещаются к маю – июню ($+0,3 \dots +1,4$ °С).

Сезонное протаивание верхних горизонтов почв бугристых болот начинается в мае. Температуры почв бугров летом значительно ниже таковых почв мочажин (приложение 3), что объясняется охлаждающим влиянием ММП в дренированных торфяных буграх и значительной обводненностью мочажин (приложение 4), сопровождающейся их повышенной теплоемкостью. Емкость обводненной торфяной толщи может достигать значения $1,0 \text{ кал/см}^3 \cdot ^\circ\text{C}$ [Шурыгин, Денисенко, 2020]. Суммы положительных температур сезоннотальных горизонтов исследуемых почв торфяных бугров близки к таковым торфяных мерзлотных почв южной тундры и лесотундры. Среднемесячные температуры самого теплого месяца (июль – август) на поверхности торфяных бугров варьируют в пределах $+10...+11^\circ\text{C}$ (рисунок 22). В верхних многолетнемерзлых горизонтах торфяных бугров (глубина 1 м) максимальные среднемесячные температуры ($-0,1...-1,2^\circ\text{C}$) наблюдаются с сентября по декабрь.

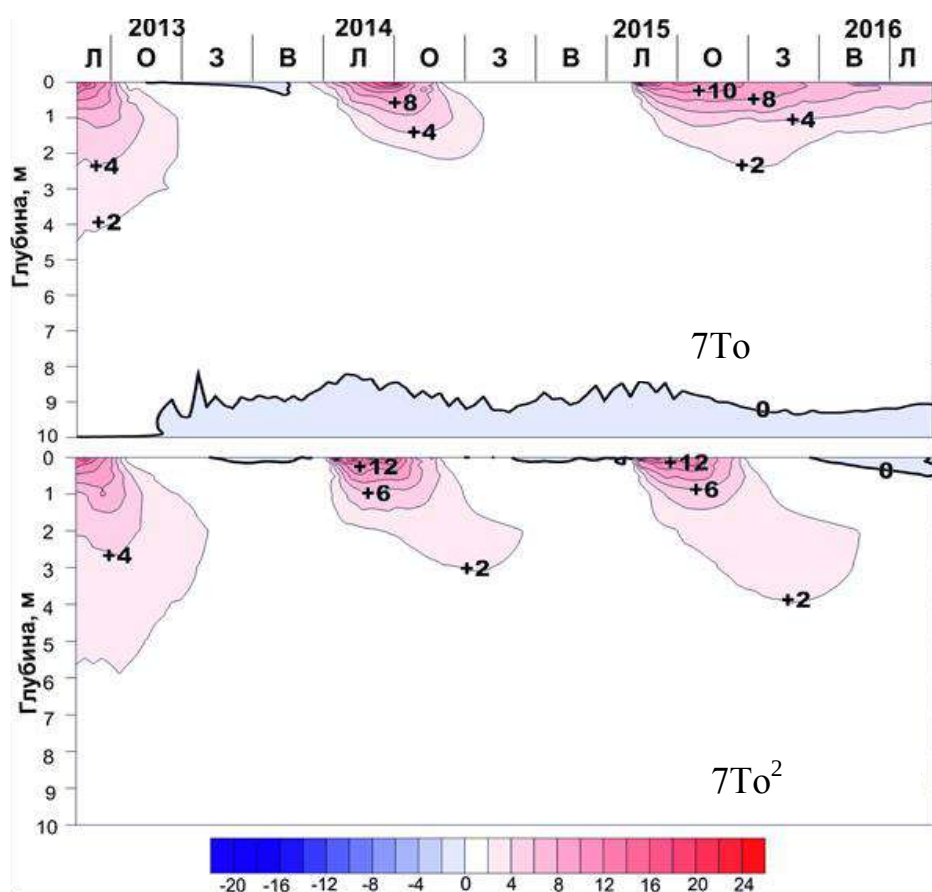


Рисунок 23 – Температурные хроноизоплеты почв и подстилающих пород мочажин (2013-2016 гг.) участков 7To и 7To². Заглавные буквы верхней горизонтальной шкалы обозначают сезоны года.

Почвогрунты мочажин (7To, 7To²) прогреваются значительно лучше торфяных бугров ($p < 0,001$) ввиду отсутствия и/или глубокого залегания ММП, малой аккумуляции зимнего холода и повышенной теплоемкости (рисунок 23). В июне температуры почв и подстилающих пород мочажин значительно повышаются, что отражается в относительно высоких суммах

положительных температур (приложение 3). Максимальные среднемесячные температуры снижаются от $+12\text{ }^{\circ}\text{C}$ на поверхности почвы до $+6...+7\text{ }^{\circ}\text{C}$ на глубине 1 м (август). Максимальные среднемесячные температуры на глубине 2-5 м наблюдаются уже в декабре ($+1...+2\text{ }^{\circ}\text{C}$). Сезонные колебания температур охватывают толщу до 5 м, что объясняется высокой теплоемкостью. При отсутствии подстилающих ММП в мочажине 7То², относительно высокие СПТ наблюдаются на глубине до 10 м.

Общий диапазон среднегодовых температур сезонноталых горизонтов почв бугров составил $+2,0...-2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, верхних многолетнемерзлых (глубина 1-5 м) – $-0,3...-2,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ (приложение 3). Минимальные значения $T_{\text{ПГОД}}$ в ММП почв торфяных бугров наблюдаются на глубине 1-3 м, что связано с сезонным охлаждением верхнего горизонта ММП. На глубине затухания сезонных колебаний температур (10 м) $T_{\text{ПГОД}}$ варьирует от $-0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $-1,2\text{ }^{\circ}\text{C}$. По значениям $T_{\text{ПГОД}}$ наиболее теплыми являются почвы и подстилающие породы торфяного бугра участка 7Тм², где горизонты СТС имеют стабильные положительные, а подстилающие ММП на глубине 10 м – суботрицательные среднегодовые температуры. В почвогрунтах торфяных бугров участков 7Тм и 7Тм³ положительные среднегодовые температуры верхних горизонтов наблюдаются в двух из трех лет мониторинговых наблюдений. Очевидно, что на крайнем южном пределе восточноевропейской криолитозоны положительные значения среднегодовой температуры в целом становятся характерными для сезонноталых горизонтов торфяных почв, так как климатические условия здесь относительно неблагоприятны для сохранения ММП [Каверин и др., 2019].

Почвогрунты мочажин отличаются относительно высокими положительными среднегодовыми температурами (приложение 3). В подстилающих постоянно талых горизонтах мочажин значения $T_{\text{ПГОД}}$ постепенно снижаются в пределах положительного диапазона. Глубокое залегание ММП (9 м) в мочажине 7То оказывает влияние на температурный режим подстилающих пород, где среднегодовые температуры снижаются до суботрицательных значений на глубине 10 м.

Анализ коэффициентов охлаждения и нагревания позволяет сравнивать скорость затухания температурной волны в исследуемых мерзлотных и сезоннопромерзающих почвах и подстилающих их породах. Анализ средних коэффициентов охлаждения мерзлотных почв выявил различия, обусловленные, прежде всего, высотой снежного покрова. Сравнительно слабое с глубиной затухание отрицательных температур характерно для почвы бугра 7Тм³, где на уровне 10 м значения коэффициента охлаждения составляют 0,2 (рисунок 24). На участке 7Тм², напротив, значение коэффициента охлаждения на данной глубине близко к нулю, что может быть связано с незначительной мощностью здесь многолетнемерзлой толщи (10-15 м). Мощность ММП в подзоне их редкоостровного распространения варьирует от 0 до 30 м

[Геокриологическая..., 1998]. Коэффициент нагревания более применим для сравнительной анализа нагревания почвогрунтов мочажин. Почвы и подстилающие породы участка 7То² в условиях отсутствия ММП характеризуется большими значениями данного коэффициента. Охлаждающее влияние глубокозалегающей многолетнемерзлой кровли на участке 7То начинает сказываться уже на глубине 2 м (рисунок 24).

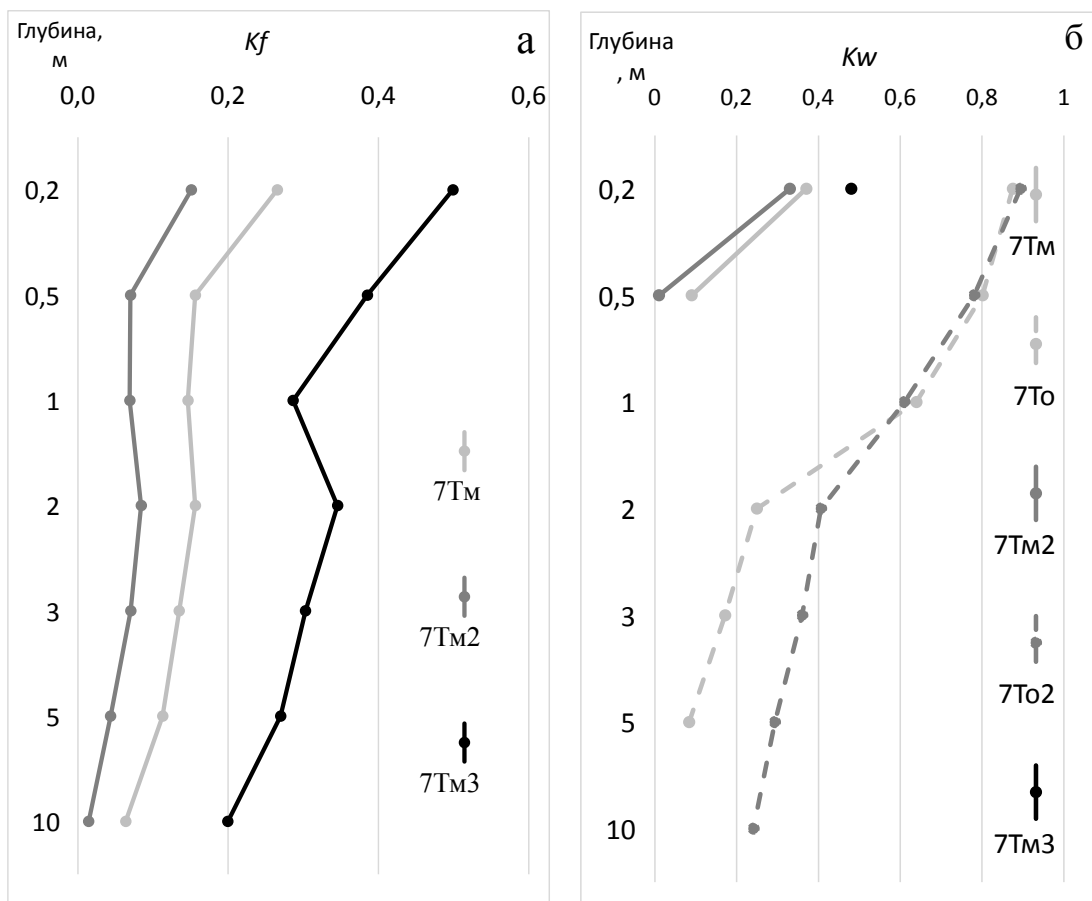


Рисунок 24 – Коэффициенты: а – охлаждения (K_f), б – нагревания (K_w) в почвогрунтах бугристых болот района исследований 7.

Для оценки современных климатических условий функционирования мерзлотных почв на крайнем южном пределе распространения ММП, проведен сравнительный анализ индексов морозности воздуха F . Расчеты индекса морозности воздуха F применяются в области климатического моделирования для выделения территорий, климатически благоприятных для сохранения ММП [Sazonova, Romanovsky, 2003]. В течение так называемого фонового периода (1960-1990 гг.) с относительно стабильным существованием ММП средний показатель индекса F в регионе составил 0,6. Очевидно, что в данных климатических условиях редкоостровные ММП, а равно и мерзлотные почвы, сохранялись в бугристых болотах в качестве климатически-обусловленных экосистемно-защищенных [Shur, Jorgenson, 2007]. Однако за последние пятьдесят лет наблюдался слабый линейный тренд снижения индекса морозности воздуха ($R^2=0,27$), среднее значение которого за период исследований (2013-2016 гг.) составило 0,55. В

фоновый период (1960-1990 гг.) данные значения индекса были характерны только для южной половины подзоны крайнесеверной тайги ($65^{\circ} 30' - 66^{\circ} 00'$ с.ш.), где ММП отсутствуют. Таким образом, изменения значений индекса морозности воздуха сигнализируют о постепенном ухудшении климатических условий, обеспечивающих сохранение ММП на крайне южном пределе их распространения. При этом торфяные мерзлотные почвы продолжают функционировать исключительно в экосистемно-защищенных условиях, лишившись своей климатической обусловленности.

**5.4. Температурный режим сезоннопромерзающих почв лесных геосистем
(лесотундра с прерывистым распространением ММП, крайнесеверная и северная
тайга со сплошным распространением сезоннопромерзающих почв)**

Изучены особенности температурного режима автоморфных почв лесных геосистем [Каверин и др., 2016]. На поверхности почв лесотундры отрицательные температуры устанавливаются в конце октября – первой половине ноября, в северной тайге – в ноябре. В почвах лесных геосистем осеннее промерзание происходит постепенно, устойчивые отрицательные температуры на глубине 20 см наблюдаются лишь в декабре-январе (рисунок 25).

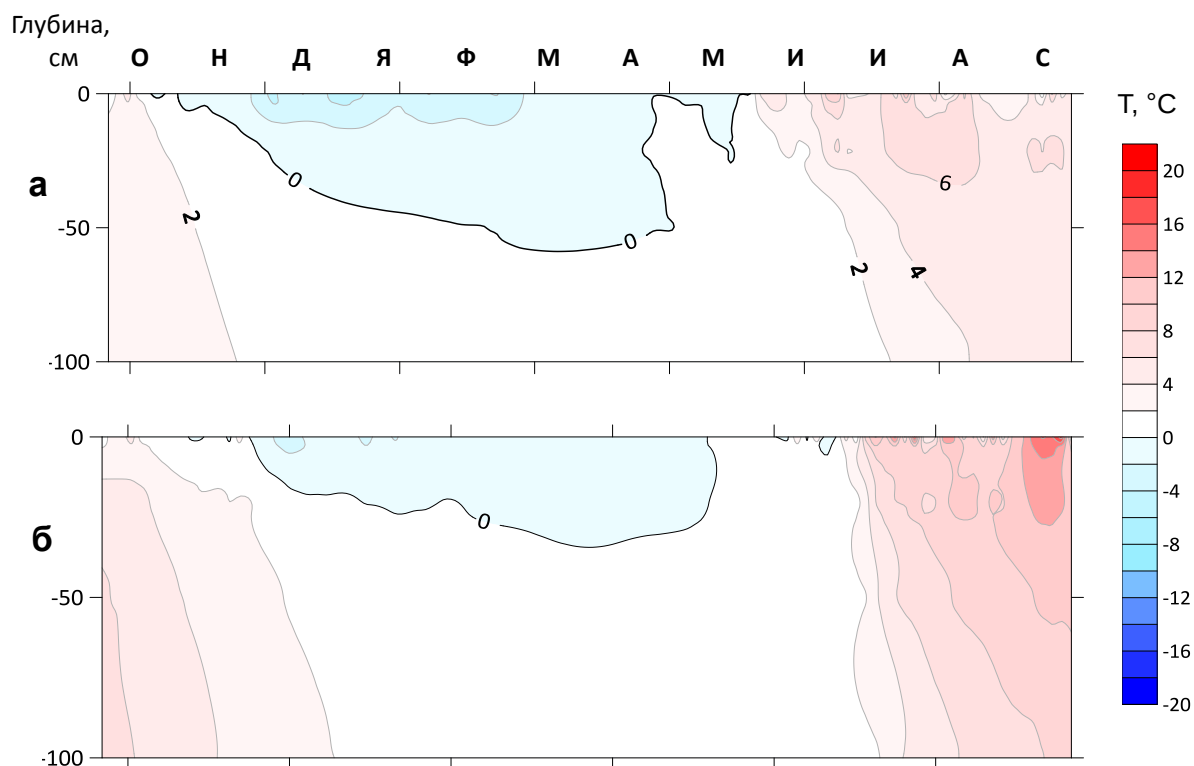


Рисунок 25 – Температурные хроноизоплеты сезоннопромерзающих почв лесных геосистем (2009-2010 гг.) в природных зонах: а – лесотундры (5Cr); б – крайнесеверной тайги (7Си). Буквы на верхней горизонтальной шкале обозначают месяцы года.

В почвах лесотундры (5Сг, 5Си) сезонное промерзание происходит быстрее, в сравнении с таежными, с середины февраля до конца апреля здесь на глубине 50 см наблюдаются околонулевые температуры. Диапазон СОТп в 2008-2011 гг. почв лесных геосистем на поверхности составил 65...429 °С·сут (приложение 3). В почвах лесотундры и тайги на глубине 20 см диапазоны сумм отрицательных температур перекрываются лишь частично ($p=0,13$) (приложение 3). Наибольшее охлаждение наблюдается в почвах лесотундры и крайнесеверной тайги, меньшие значения СОТп выявлены в почвах двух северотаежных участков (приложение 3).

Околонулевые температуры продолжительностью от 15 до 30 дней в почвах тайги наиболее выражены на глубине 20 см, где залегает горизонт ВФ. Светлоземы лесотундры промерзают глубже, длительные околонулевые температуры наблюдаются на глубине 50 см, где локализован горизонт СРМ. Данные температуры здесь устанавливаются только во второй половине зимы, глубина проникновения и продолжительность периода околонулевых температур определяется суровостью зимнего температурного режима почв. В относительно холодных почвах лесотундры околонулевые температуры наблюдаются в СРМ горизонте гораздо чаще в сравнении с более теплыми почвами таежных участков. Морфологическая выраженность криометаморфического горизонта в светлоземах лесотундры выражены лучше, в сравнении с таежными аналогами [Тонконогов, 2010].

Минимальные среднемесячные температуры (-0,7...-4,2 °С) на поверхности почв наблюдаются в зимние месяцы, на глубине 20 см – в феврале-марте (+0,1...-1,1 °С). На глубине 50 см минимальные среднемесячные температуры фиксируются в весенние месяцы, составляя в светлоземах лесотундры +0,1...-0,2 °С, в таежных почвах +0,8...+0,1 °С. На глубине 100 см минимальные среднемесячные температуры (+0,9...+0,2 °С) наблюдаются в апреле – мае. С глубиной различия диапазонов СОТп почв лесотундры и тайги увеличиваются, что объясняется охлаждающим эффектом почвообразующих пород в лесотундре, находящейся в подзонах несплошного распространения ММП. В целом, в почвах лесотундры устойчивые отрицательные температуры фиксируются в верхней и средней части профиля (0-60 см), тогда как в северной тайге почвы промерзают, как правило, не глубже 50 см.

Оттаивание почв лесных геосистем начинается со сходом снежного покрова в конце апреля – первой половине мая. Максимальные температуры на поверхности почв (+9...+15 °С) и глубине 20 см (+6...+12 °С) наблюдаются в июле – августе, на 50 см (+4...+11 °С) – в августе. На глубине 1 метр в светлоземах лесотундры максимальные температуры (+4...+6 °С) фиксируются в сентябре или августе, в таежных почвах – в августе (+7...+10 °С), что связано с замедленным распространением тепла вглубь светлоземов лесотундры. Диапазон сумм положительных температур на поверхности лесных почв за 2008-2011 гг. составил 886...1767

°С·сут (приложение 3). Светлоземы лесотундры получают меньше тепла, в сравнении с таежными почвами, что связано с понижением летних температур воздуха к северу (таблица 2). На глубине 20 см значения СПТп в 1,2-2 раза ниже по сравнению с поверхностью (приложение 3), при этом меньшие суммы характерны для светлоземов лесотундры. На глубине 50 см суммы положительных температур таежных почв (886...1767 °С·сут) почти в 2 раза выше, чем в лесотундровых (553...789 °С·сут), однако максимальные различия выражены на глубине 1 м (приложение 3).

Общий диапазон среднегодовых температур на глубине 20 и 50 см составил 1,5...3,8 °С, и 1,5...3,7° С соответственно (приложение 3). Среднегодовые температуры почв тайги на глубинах 0-50 см в 1,5 раза выше лесотундровых, наибольшие различия проявляются на глубине 1 м. Значения среднегодовых температур (около +2 °С) в почвах редколесий лесотундры приближаются к таковым тундровых сезоннопромерзающих почв. Северотаежные автоморфные почвы со среднегодовыми температурами +2...+4 °С являются самыми теплыми почвами в пределах регионального тундрово-таежного экотона. Среднегодовая температура почв практически одинакова по всей толще профиля, что объясняется компенсирующим влиянием друг на друга сумм положительных и отрицательных температур, пропорционально уменьшающихся с глубиной. В целом, температурные различия лесных почв определяются зонально-биоклиматическими особенностями южной части регионального экотона (лесотундра – северная тайга). Иными словами можно говорить о климатически-обусловленных различиях температурного режима автоморфных почв лесных геосистем.

Глава 6. Анализ влияния ландшафтных изменений на температурные режимы почв

6.1. Влияние ландшафтных изменений на температурный режим почв постагрогенных геосистем (южная тундра с прерывистым распространением ММП)

Постагрогенные тундровые геосистемы представляют собой уникальные объекты, показывающие взаимосвязанное влияние ландшафтных (антропогенных) и климатических изменений в криолитозоне. Климатические изменения последних десятилетий стали одной из причин активизации самовосстановительной сукцессии тундровой растительности [Елсаков, 2013]. В постагрогенный период функционирования исследуемых луговых геосистем (2000-2016 гг.) в районе 4 зафиксировано изменение климатических характеристик: повышение значений $T_{\text{Год}}$ ($R^2=0,22$), уменьшение COT ($R^2=0,24$), снижение F с 0,66 (1996-1999 гг.) до 0,60 (2009-2016 гг.).

Постагрогенные растительные сообщества участков 4Гп' и 4Гк' физиономически схожи друг с другом, представляя собой варианты разнотравно-злаковых лугов (таблица 5). После снятия агрорежима на обоих участках происходит изреживание сеяного злакового травостоя с одновременным внедрением видов из соседних целинных сообществ. В ходе активизации самовосстановительной сукцессии тундровой растительности в 2009-2016 гг. на участках 4Гп' и 4Гк' начал формироваться кустарниковый ярус из ив (*Salix sp.*) и карликовой березы (*Betula nana L.*). Высота и проективное покрытие кустарникового и мохового ярусов существенно ниже таковых для ненарушенных участков 4Гт и 4Гк, где видовой состав кустарникового яруса одинаков: преобладает карликовая березка со значительной примесью ив (таблица 5). Высота и проективное покрытие кустарникового яруса участка 4Гт значительно ниже таковых для 4Гк. На слабодренированном участке 4Гт проективное покрытие мохового яруса на 20 % выше такового дренированного участка 4Гк (таблица 5).

Ландшафтные изменения в луговых сообществах обусловили значительные изменения температурных и мерзлотных характеристик почв, произошедшие со второй половины 1990-х до 2009-2016 гг. (приложение 3). В почвах ненарушенных и постагрогенных участков значительное сократились суммы отрицательных температур. Это обусловлено повышением зимней температуры воздуха и высоты снежного покрова в 2009-2016 гг. по сравнению с предыдущими десятилетиями. Увеличение высоты снежного покрова было обусловлено как повышением зимних осадков, так и экспансией крупнокустарниковой растительности на участки низкорослых мохово-кустарничковых тундр [Елсаков, Кулюгина, 2014]. Значительное повышение зимних температур почв наблюдается на ненарушенном участке с мерзлотными почвами 4Гт. Наименьшие различия между периодами 1996-1999 гг. и 2009-2016 гг.

зафиксированы в сезоннопромерзающей почве целинного участка с крупнокустарниковой растительностью 4Гк.

В 2009-2016 гг. почвы постагрогенных участков зимой были холоднее целинных аналогов (приложение 3), что объясняется меньшей высотой и сомкнутостью кустарникового яруса (приложение 1), задерживающим снег [Чигир, 1975]. В данный период почвы участков 4Гк' и 4Гк еще существенно различаются, а профили наветренных участков 4Гп' и 4Гт приближаются друг к другу по зимним температурным характеристикам. Это объясняется меньшими различиями в высоте снежного покрова, высоте и сомкнутости кустарниковой растительности ($p < 0,05$) между участками 4Гп' и 4Гт по сравнению с 4Гк' и 4Гк (приложение 1). Различия в суммах отрицательных температур почв участков 4Гк' и 4Гк уменьшились. В 1990-е гг. в агроглееземе на глубине 20 см суммы отрицательных температур были в 8-10 раз ниже таковых для почвы ивняковой тундры [Арчегова, 2007], в 2009-2016 гг. они различались уже в 1,5-4 раза (приложение 3). На участке 4Гп' в 1997-1998 гг. сумма отрицательных температур на глубине 50 см была выше таковой целинной почвы участка 4Гт, при заглубленной кровле ММП и большим летним прогреванием агроглеезема наветренной поверхности приречного увала.

В 1997-1998 гг. сумма положительных температур в сезоннопромерзающей почве постагрогенного участка 4Гк' была ниже таковой целинного 4Гк, что обусловлено накоплением зимнего холода. Из-за отсутствия данных не представляется возможным сравнить летний температурный режим сезоннопромерзающей почвы 4Гп' и мерзлотной 4Гт. Однако, по динамике изменения глубины залегания ММП с 1,5 до 1,8 м можно предположить, что суммы положительных температур постагрогенной почвы 4Гп' были выше таковых 4Гт. Это согласуется с результатами ранее проведенных исследований А.В. Кононенко [1986], зафиксировавшей большее летнее прогревание агроглееземов освоенных участков по сравнению с целинными. Усиление летнего прогревания при распашке почв связано с разрушением поверхностного органогенного горизонта [Шаманова, 1964].

В 2009-2016 гг. по сравнению с сельскохозяйственным периодом в исследуемых почвах суммы положительных температур значительно повысились (приложение 3). В 2009-2016 гг. почва постагрогенного участка 4Гк' продолжала прогреваться летом хуже целинного аналога, что объясняется неполным восстановлением здесь кустарникового яруса (таблица 5, приложение 3). Верхние горизонты (0-20 см) агроглеезема 4Гп' летом остаются холоднее своего целинного аналога, однако на глубинах 50-100 см суммы положительных температур сопоставимы (приложение 3). Меньшее летнее прогревание агроглееземов также обусловлено наличием плотного теплоизолирующего травянистого очеса, сформированного в результате медленной биологической трансформации отмершей биомассы [Арчегова и др., 2009].

Данные по среднегодовой температуре почв района исследований 4 в 1990-е гг. отрывочны. И.Б. Арчегова [2007] фиксирует снижение среднегодовой температуры почв участка 4Гк' в сравнении с целинным аналогом, не приводя конкретных значений. В 1997-1998 гг. положительные среднегодовые температуры наблюдались в глееземе 4Гк, тогда как почвы 4Гт и 4Гк' характеризовались отрицательными среднегодовыми температурами (приложение 3). В 2009-2016 гг. в почвах постагрогенных участков, как и целинных аналогов, наблюдались преимущественно положительные среднегодовые температуры. По среднегодовой температуре почвы постагрогенных участков еще остаются холоднее целинных. Почвы наветренных участков (4Гп', 4Гт) холоднее таковых, формирующихся на подветренных массивах (участки 4Гк', 4Гк), что связано с региональными особенностями дифференциации геоэкологических условий [Оберман, Шеслер, 2009]. Различия годовых и летних температурных характеристик между этими группами почв усиливаются с глубиной (приложение 3).

В условиях преобладания мелкоерниковой растительности при близком залегании кровли ММП (до 1,0 м) разрушение теплоизолирующего торфяного горизонта в период сельскохозяйственного освоения на участке 4Гп' способствовало понижению уровня кровли ММП до 1,5 м [Mazhitova, Lapteva, 2004]. Полного оттаивания ММП не произошло, так как луговые сообщества продолжили функционировать в условиях относительно малой высоты снежного покрова при сильном зимнем охлаждении почв. При наличии поверхностного теплоизолирующего органогенного горизонта ММП мерзлотные почвы участка 4Гт можно рассматривать в качестве климатически-обусловленных с частичной экосистемной защитой [Shur, Jorgenson, 2007]. При разрушении во время распашки поверхностного органогенного горизонта на участке 4Гп' ММП мерзлотные почвы потеряли экосистемную защиту, оставаясь преимущественно климатически-обусловленными. В 2009-2016 гг. активизация самовосстановительной сукцессии на фоне смягчения климатических показателей способствовала дальнейшему опусканию кровли ММП на участке 4Гп' с 1,5 до 1,8 м.

На участке 4Гк функционируют сезоннопромерзающие почвы, которые в начале 2000-х гг. подстилались кровлей ММП глубже 2 м. Высокий и сомкнутый кустарниковый ярус, задерживающий снег, и маломощная оторфованная подстилка обуславливают относительно мягкий температурный режим почв и отсутствие ММП в почвенном профиле. Сведение крупнокустарниковой растительности при сельскохозяйственном освоении на участке 4Гк' привело к усилению зимнего охлаждения почв и поднятию кровли ММП до уровня 1,5 м в 1990-2000 гг. [Mazhitova, Lapteva, 2004]. В 2009-2016 гг. сукцессионные изменения растительного покрова способствовали усилению снегонакопления, что наряду со смягчением зимнего климата обусловило протаивание ранее аградированных ММП до глубины 2 м.

Динамика сукцессионных изменений растительного покрова, влияющих на температурные режимы почв, подтверждается данными геоинформационного анализа. На участках естественных биогеоценозов за период 1986-2017 гг. наиболее выраженные линии тренда наблюдаются для значений канала B5 ($R^2=0,4-0,7$). В луговых сообществах (4Гп', 4Гк') спектральные значения LWCI, NDMI были максимальны во второй половине 1980-х гг. – $0,14\pm 0,06$ и $0,26\pm 0,07$ соответственно, в 2000-е гг. они снизились. Аналогичная ситуация наблюдается и с индексом NDVI (рисунок 26). Для всех трех перечисленных индексов в луговом биогеоценозе участка 4Гп' характерны выраженные тренды снижения спектральных значений ($R^2=0,6$) на протяжении периода, охватывающего агрогенный и постагрогенный этапы функционирования лугов (1986-2017 гг.). Спектральные значения PSRI и канала B3 в луговом сообществе были минимальны в 1980-е гг. и постепенно увеличивались в последующие годы ($R^2 = 0,4-0,5$). В 2000-2010-е гг. спектральные значения B5 луговых сообществ приблизились к таковым мохово-кустарничкового сообщества 4Гт.

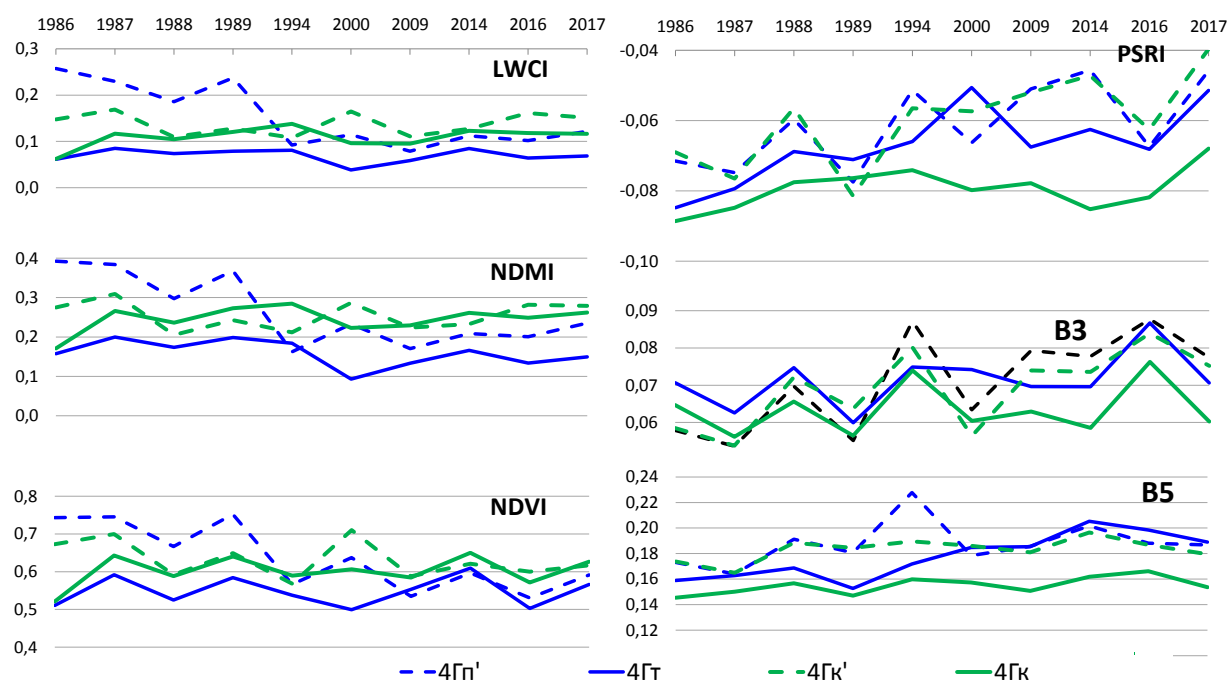


Рисунок 26 – Динамика значений спектральных индексов и каналов почвенно-растительного покрова участков в районе исследований 4, 1986-2017 гг. LWCI – индекс для оценки содержания влаги в листьях, NDMI – индекс содержания влаги в надземной фитомассе; NDVI – количественный показатель фотосинтетической активности биомассы; PSRI – индекс содержания отмершей биомассы; B3 – спектральный канал видимой красной области; B5 – спектральный канал средней инфракрасной области.

В период самовосстановительной сукцессии растительного покрова значения исследуемых спектральных индексов почвенно-растительного покрова постагрогенных сообществ постепенно приближались к таковым фоновых биогеоценозов. После снятия

агрорежима в растительных сообществах сеяный злаковый травостой изреживался при постепенном внедрении видов из соседних ненарушенных сообществ. Снижение спектральных значений индексов, отражающих содержание влаги и фотосинтетическую активность фитомассы растений (LWCI, NDMI, NDVI) в постагрогенный период было обусловлено прекращением внесения удобрений. Постепенное повышение значений индекса PSRI в 1990-е гг. объясняется нерегулярным сенокошением и его полным прекращением в постагрогенный период, в результате отмершая фитомасса, которая ранее отчуждалась при сенокошении, накапливалась [Экологические, 2009].

Климатические изменения оказывают влияние на динамику спектральных показателей растительного покрова. Тренды увеличения летних и зимних температур воздуха, отражающие потепление, более заметны в 2000-2017 гг. (таблица 3). Увеличение высоты снежного покрова способствует повышению температуры почв, что создает благоприятные условия для закустаривания тундры [Елсаков, 2013] и, соответственно, увеличения доли сезоннопромерзающих почв. При анализе статистических взаимосвязей между климатическими и спектральными характеристиками наиболее сильные отрицательные коэффициенты корреляции ($R=-0,67...-0,43$) наблюдались между суммами зимних осадков и значениями канала 5 (рисунок 27). Данная взаимосвязь объясняется более глубоким промерзанием почв при меньшей высоте снежного покрова и, соответственно, более длительным их летним протаиванием при сохранении влаги в почве.

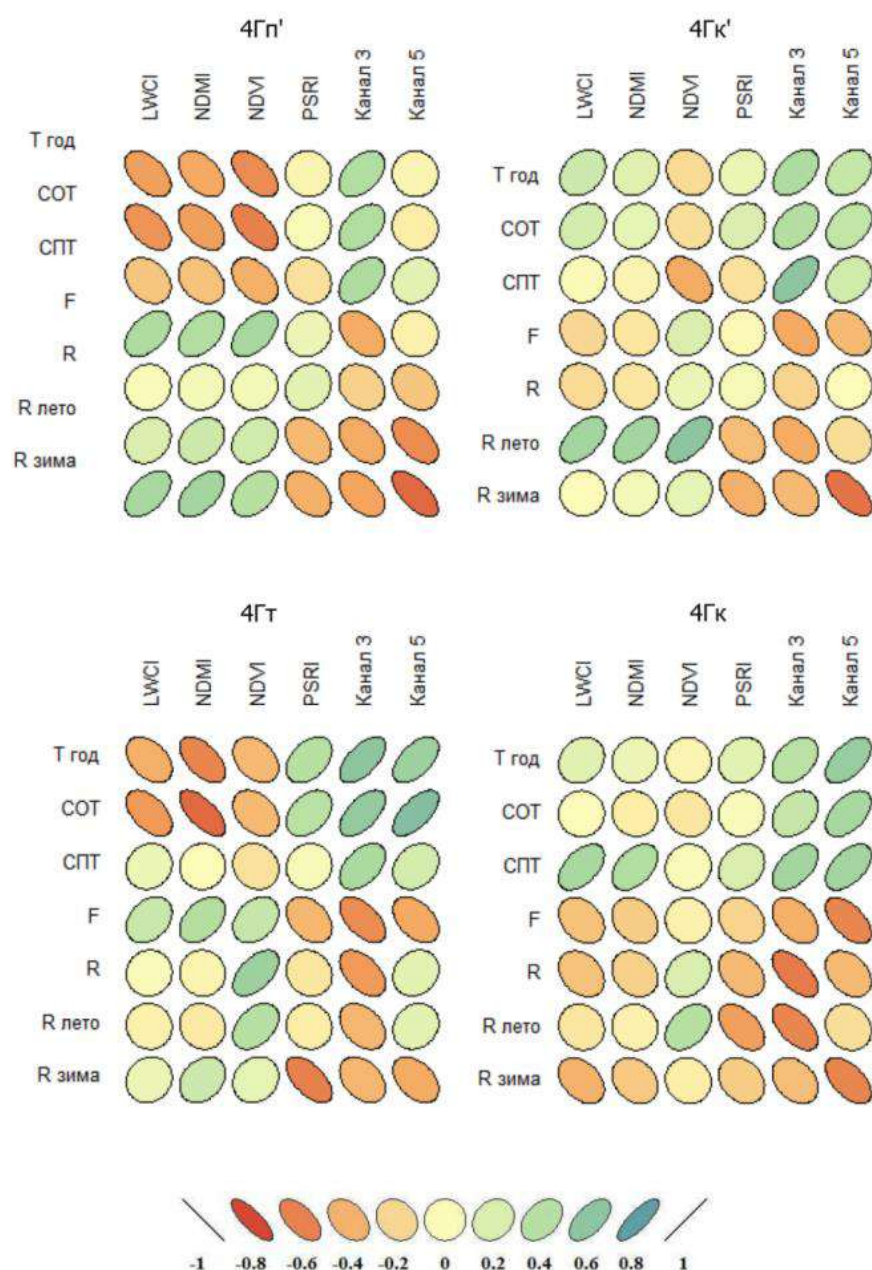


Рисунок 27 – Коэффициенты корреляции Спирмена между спектральными и климатическими показателями. Т_{год} – среднегодовая температура, COT – сумма отрицательных температур воздуха, СПТ – сумма положительных температур воздуха, F – индекс морозности воздуха, R – годовое количество осадков, R лето – сумма летних осадков, R зима – сумма зимних осадков.

6.2. Влияние ландшафтных изменений на температурный режим почв при эксплуатации зимней дороги (типичная тундра с преимущественно сплошным распространением ММП)

Зимние дороги, широко используемые при строительстве и эксплуатации объектов промышленной инфраструктуры, составляют основную массу линейных сооружений Российской Арктики [Быков, 1977]. В регионе с высокотемпературными ММП исследования влияния зимних дорог на температурный режим почв становятся особенно актуальными.

Эксплуатация зимней дороги приводит к уничтожению *Salix sp.*, *Betula nana*, *Cladonia*

rangiferina, отражаясь на резком снижении их высоты и сомкнутости (таблица 6). В колее увеличивается высота и степень покрытия *Empetrum hermaphroditum*, *Vaccinium uliginosum*, *Vaccinium vitis-idaea*, *Rubus chamaemorus*, *Carex sp.*, *Polytrichum sp.* Мощность торфяного горизонта, глубина залегания почвенно-грунтовых вод и многолетнемерзлых горизонтов меняется дифференцированно в зависимости от типа геосистем. Увеличение глубины залегания почвенно-грунтовых вод произошло на слабодренированной озерной террасе (профили 2Ас' и 2Аг'). На участках 2Аг' и 2Гт' разрушение крупнокустарниковой растительности привело к уменьшению глубины сезонного протаивания (таблица 6). Уменьшение пространственно-дифференцированной мощности торфяного горизонта в колеях дороги отражается в уменьшении его среднего значения при увеличении стандартного отклонения.

Эксплуатация зимней дороги способствует большей пространственной дифференциации количественных характеристик растительного и почвенного покровов, взаимосвязь между которыми выражается через корреляционные связи. Высота ивнякового яруса влияет на глубину залегания льдистых горизонтов (рисунок 28). Положительные коэффициенты корреляции рассчитаны между высотой *Salix sp.* и *Carex sp.*, а также с *Comarum palustre*. Присутствие лишайников положительно коррелирует с кустарничковой растительностью, отрицательно – с сабельником и осокой. Глубина залегания почвенно-грунтовых вод положительно коррелирует с высотой осок, сабельника, мощностью торфяного горизонта, отрицательно – с лишайниками и кустарничками. Глубина залегания многолетнемерзлых горизонтов положительно коррелирует с высотой осок и сабельника, отрицательно – с высотой кустарничков и багульника, мощностью торфяного горизонта.

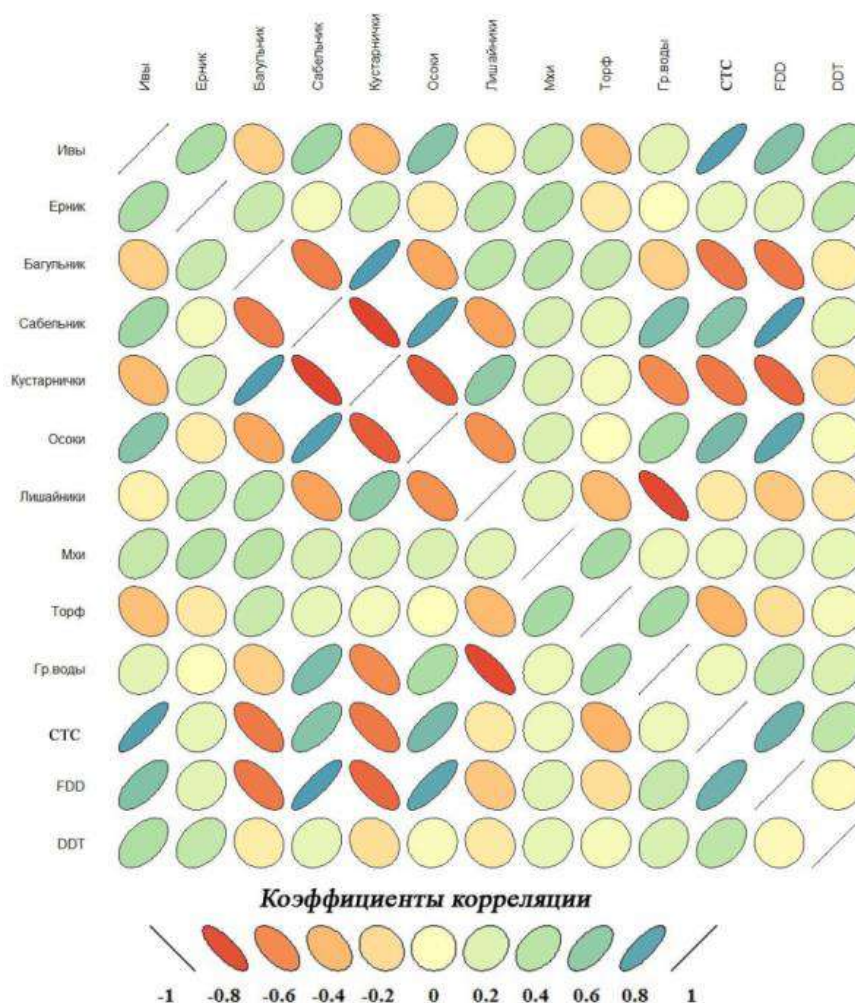


Рисунок 28 – Средние значения коэффициентов корреляции по Спирмену между параметрами почвенного покрова, средней высотой растений и сумм температур почв на глубине 20 см. Средняя высота растений: ива – *Salix sp.*, ерик – *Betula nana*, багульник – *Ledum sp.*, сабельник – *Comarum palustre*, кустарнички – *Empetrum hermaphroditum*, *Vaccinium uliginosum*, *Vaccinium vitis-idaea*, *Rubus chamaemorus*, осоки – *Carex sp.*, лишайники – *Cladonia rangiferina*, мхи – *Polytrichum sp.* Характеристики почвенного покрова: торф – мощность верхнего торфяного горизонта (см), СТС – мощность слоя сезонного оттаивания почв (см), гр. воды – глубина залегания почвенно-грунтовых вод в период исследований (см). Температурные параметры: СПТ – суммы положительных температур почв ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{сут}$), СОТ – суммы отрицательных температур почв ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{сут}$).

Изменение характеристик почвенно-растительного покрова при эксплуатации зимней дороги оказывает значительное влияние на температурный режим почв колеи (таблица 9). Наиболее быстрые темпы сезонного промерзания отмечены в ненарушенных почвах 2Тм и 2Гк, что связано с интенсивным выдуванием снега с наветренных позиций. Почвы колеи промерзают медленнее (рисунок 29), что объясняется заполнением снегом колеиных углублений и длительным промерзанием более влажных участков колеи.

В ноябре промерзание охватывает верхнюю часть почв, меньшие темпы промерзания отмечены в ненарушенных почвах под кустарниковыми тундрами (2Аг и 2Гт), а также в почве колеи 2Гк' (таблица 9).

Таблица 9 – Суммы отрицательных и положительных среднесуточных ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{сут}$) и среднегодовых ($^{\circ}\text{C}$) температур почв, 2014-2015 гг.

Индекс почвенного разреза	глубина, см					
	0	2	5	10	20	40
Суммы отрицательных температур						
2Ас	967	936	895	830	811	690
2Ас'	538	-	502	493	-	487
2Аг	-	138	-	125	124	51
2Аг'	206	196	197	-	176	75
2Тм	1865	1730	1595	1491	1360	1054
2Тм'	1551	1357	1359	1283	1269	1017
2Гк	1485	1374	1212	1169	1070	918
2Гк'	641	572	475	453	449	362
2Гт	18	6	0	0	-	0
2Гт'	280	-	279	258	164	124
Суммы положительных температур						
2Ас	613	513	427	395	323	159
2Ас'	646	529	499	411	295	139
2Аг	673	574	519	470	437	389
2Аг'	637	543	461	393	338	198
2Тм	891	836	744	625	481	118
2Тм'	912	836	618	427	301	16
2Гк	934	764	565	479	441	209
2Гк'	753	651	554	414	284	149
2Гт	769	717	709	623	570	567
2Гт'	691	584	400	282	246	123
Среднегодовые температуры						
2Ас	-0,4	-0,6	-0,8	-0,8	-1,0	-1,2
2Ас'	0,9	-	0,5	0,2	-0,1	-0,8
2Аг	2,2	1,7	1,6	1,4	1,2	1,3
2Аг'	1,7	1,4	1,2	-	0,8	0,5
2Тм	-1,7	-1,5	-1,5	-1,6	-1,7	-2,3
2Тм'	-0,8	-0,5	-1,3	-1,7	-2,1	-2,6
2Гк	-0,6	-0,9	-1,1	-1,3	-1,2	-1,6
2Гк'	1,0	0,9	0,8	0,3	-0,2	-0,4
2Гт	2,7	2,5	2,5	2,2	-	2,0
2Гт'	1,7	1,4	0,7	0,3	0,5	0,1

Повышенное снегонакопление на участках с кустарниковой растительностью способствует замедлению сезонного промерзания при длительном периоде околонулевых температур (рисунок 29). Почвы колеи дольше замерзают на участках с низкорослыми кустарничковыми тундрами (участки 2Ас', 2Тм', 2Гк'). Уничтожение крупнокустарникового яруса на участках 2Аг' и 2Гт' привело к уменьшению снегонакопления и большему промерзанию нарушенных почв. Полное промерзание верхнего 40-см слоя в ненарушенных почвах под мохово-кустарничковой растительностью наблюдается только в конце января (рисунок 29).

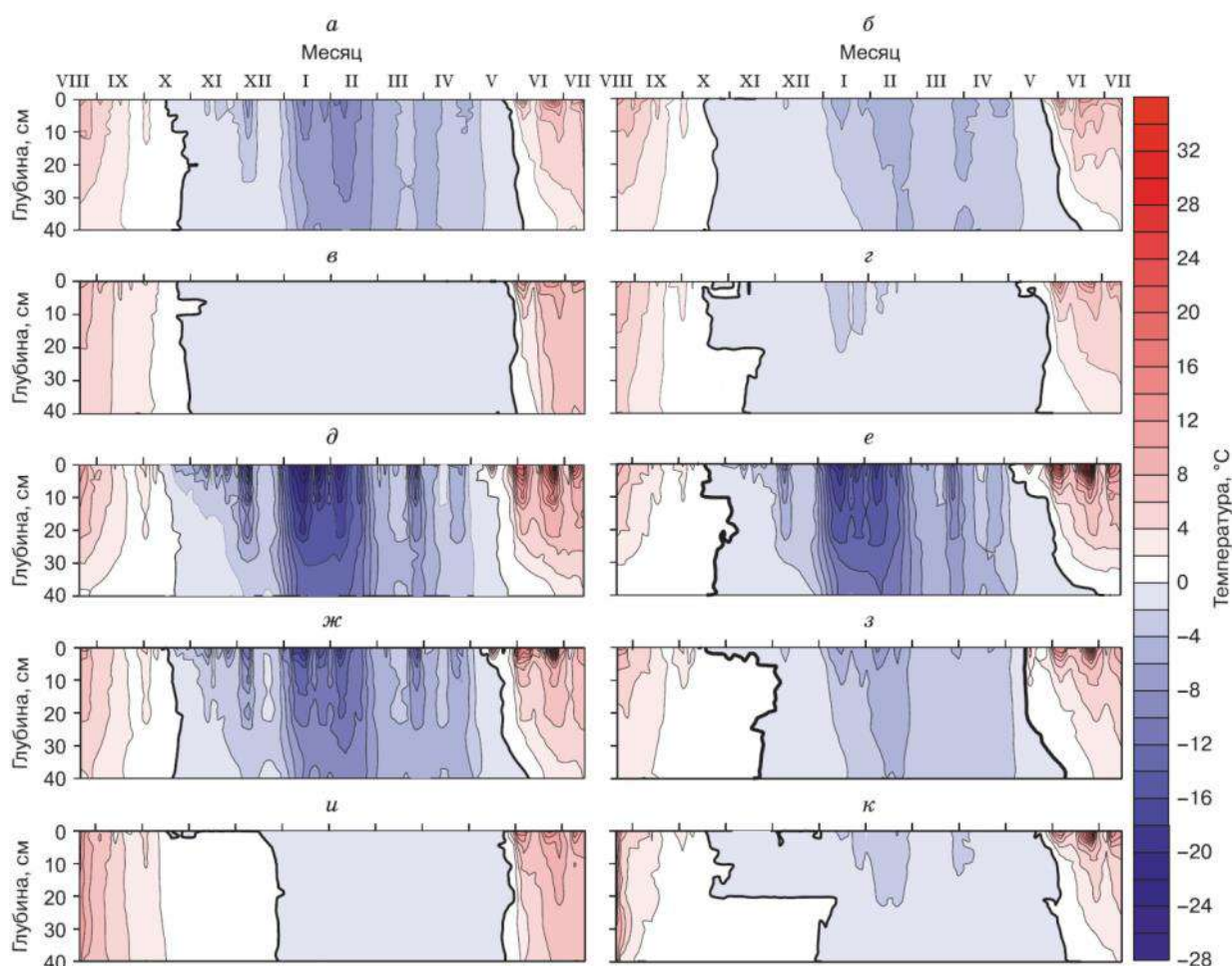


Рисунок 29 – Температурные хроноизоплеты почв (0-40 см) в 2014-2015 гг. ненарушенных и нарушенных участков в районе исследований 2: а – 2Ас; б – 2Ас'; в – 2Аг; г – 2Аг'; д – 2Тм, е – 2Тм'; ж – 2Гк; з – 2Гк'; и – 2Гт; к – 2Гт'. а, в, д, ж, и – естественные почвы; б, г, е, з, к – почвы колеи. Римскими цифрами указаны календарные месяцы года.

Минимальные суммы отрицательных температур почв ($1551...1865$ °C·сут) на поверхности почв наблюдаются на участке 2Тм, расположенном в пределах плоскобугристого болота. Почвы торфяных бугров характеризуются значительным охлаждением сезонномерзлого слоя, что способствует сохранению и близкому залеганию многолетнемерзлых горизонтов [Каверин и др., 2014]. Среди минеральных почв (2Ас, 2Аг, 2Гк, 2Гт) наиболее холодной (СОТп: $1485...641$ °C·сут) является профиль 2Гк, расположенный на наветренном склоне суглинистого увала. Наиболее мягким зимним температурным режимом (СОТп: $18...279$ °C·сут) отличаются почвы участка 2Гт, функционирующие под высокими ивняками. Профиль 2Аг под кустарниковой растительностью также характеризуются относительно мягким зимним климатом (СОТп: $70...206$ °C·сут). Почвы с глубоким сезонным промерзанием участка 2Ас по зимним характеристикам (СОТп: $538...967$ °C·сут) занимают промежуточное положение между малоснежными наветренными поверхностями бугров и увалов и участками с интенсивным снегонакоплением.

В целом, между почвами ненарушенных и антропогенно-нарушенных участков наблюдаются закономерные различия по зимнему температурному режиму. По суммам отрицательных температур участки колеи зимней дороги с мягким зимним режимом холоднее своих естественных аналогов (2Аг, 2Гт), функционирующих в крупнокустарниковых сообществах. Это связано с утепляющим действием кустарниковой растительности, интенсивно задерживающей снег. Максимальное охлаждение почв зимней дороги фиксируется в профиле 2Гт, где колея проложена через растительное сообщество с плотным и высоким ивняковым ярусом. Корреляционный анализ показал, что суммы отрицательных температур почвы, как и глубина залегания кровли ММП, коррелируют с высотой крупнокустарникового яруса (рисунок 28). Поверхность колеи дороги здесь на $261\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{сут}$ холоднее поверхности ненарушенной почвы. Если на ненарушенном участке промерзает 2 см слой почвы, то в дорожной колее сезонное промерзание охватывает весь профиль. На участке 2Аг температурные различия выражены меньше, что связано с меньшей высотой кустарникового яруса.

Обратная картина наблюдается на участках 2Ас, 2Тм и 2Гк, где антропогенно-нарушенные почвы колеи зимой теплее ненарушенных участков. Это объясняется низкой высотой кустарничкового яруса, не способствующего снегонакоплению, которое больше выражено в колеях дороги. Максимальный эффект утепляющего действия зимней дороги обнаруживается в суглинистых почвах 2Гк'. Площадь нарушенной поверхности почв и глубина колеи здесь максимальны. Исследования подтверждают особую чувствительность минеральных мерзлотных почв как к климатическим изменениям, так и антропогенным нарушениям [Мажитова, 2008], что подтверждает климатическую обусловленность их температурного режима. Минимальные различия между суммами отрицательных температур обнаруживаются в почвах плоскобугристого болота, что объясняется выдуванием снега с поверхности бугров и повышенной теплопроводностью мерзлых торфяных горизонтов. Коэффициент теплопроводности профиля 2Тм при его объемной влажности в диапазоне 60-100 % достигает значений $0,015\text{--}0,03\text{ см}^2/\text{с}$ [Калужный, Лавров, 2019].

Минимальные зимние температуры на поверхности почв ($-26\text{...}-22\text{ }^{\circ}\text{C}$) зафиксированы в пределах почвы плоскобугристого болота (2Тм) (рисунок 29). В самом теплом профиле участка 2Гт минимальные температуры поверхности составили лишь $-0,5\text{...}-4,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Температурные минимумы верхних горизонтов почв (0-40 см) фиксируются в январе – феврале. В ненарушенном профиле 2Гт наблюдается смещение температурного минимума к апрелю в связи с термоизоляционным эффектом высокого снежного покрова.

Сезонное протаивание почв района 2 в условиях преимущественно сплошного распространения ММП начинается в мае (рисунок 29). В первой половине мая положительные температуры на поверхности почв зафиксированы в холодных по зимнему режиму почвах 2Тм

и 2Гк. Это связано с ранним сходом снежного покрова на наветренных участках увалов и плоскобугристого болота. Остальные почвы начинают оттаивать во второй половине мая. Максимальные суммы положительных температур на поверхности почв зафиксированы на участках 2Тм с низким альбедо поверхности болота. Однако, в торфяных почвах наблюдается быстрое снижение температуры по профилю, на глубине 40 см они являются наиболее холодными. При отсутствии значимых коррелятивных связей между суммами положительных температур почвы с высотой растительности и характеристиками почвенного покрова (рисунок 28), летние температурные параметры в ненарушенных и антропогенно-нарушенных почвах различаются ($p < 0,001$). Поверхность антропогенно-нарушенных почв теплее ненарушенных аналогов участков 2Ас и 2Тм (приложение 3). На плоскобугристом болоте это объясняется экскавацией на поверхность колеи оголённого черного торфа, на участке 2Ас – малой глубиной колеи (5 см) при поврежденном кустарниковом ярусе. С глубины 20 см все антропогенно-нарушенные почвы зимней дороги характеризуются пониженными температурами в сравнении с ненарушенными аналогами. Уменьшение летних температур с глубиной в почвах колеи связано с аккумуляцией зимнего холода (почвы 2Аг и 2Гт), более поздними сроками оттаивания снега в колеях (участки 2Ас, 2Тм, 2Гк).

Общий диапазон среднегодовых температур почвах района 2 на глубине 0-40 см составил +2,7...-2,6 °С, данный параметр отражает, прежде всего, особенности зимнего климата почв (таблица 9). Положительные среднегодовые температуры характерны для почв, формирующихся под кустарниковыми тундрами (2Аг, 2Гт), что отражает относительно мягкие условия, характерные для тундровых сезоннопромерзающих почв. Положительные среднегодовые температуры на поверхности минеральных почв колеи (2Ас, 2Гк) фиксируют отопляющий эффект зимней дороги. Минимальные среднегодовые температуры (-0,8...-2,6 °С) наблюдаются в холодных торфяных почвах участка 2Тм. По годовым характеристикам антропогенно-нарушенные почвы в среднем на 0,5 °С холоднее ненарушенных на участках кустарниковых тундр и в болоте. С глубиной среднегодовые температуры снижаются с большим градиентом ($\geq 2,5$ °С/м) в антропогенно-нарушенных почвах, в сравнении с ненарушенными (0...2 °С/м). Таким образом, трансформация поверхностного органогенного горизонта в колеях зимних дорог обуславливает относительно слабые изменения температурного режима почв. Это связано с высокой степенью их климатической обусловленности в подзоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород.

6.3. Влияние ландшафтных изменений на температурный режим почв и подстилающих пород при эксплуатации автодороги с цементно-бетонным покрытием (лесотундра с массивно-островным распространением ММП)

Исследованы температурные режимы почв, функционирующих в условиях эксплуатации насыпных автодорог, основных транспортных артерий, используемых для освоения углеводородных месторождений в криолитозоне [Каверин и др., 2020]. Почвы и подстилающие породы бугристого болота 6Тм и дорожной насыпи 6Нп' со сливающейся мерзлотой характеризуются значительным зимним промерзанием в связи с невысоким снежным покровом (рисунок 30). С поверхности бугристого болота снег выдувается, а на дорожной насыпи производится очистка от снега. Глубокому промерзанию почв данных участков способствует повышенная теплопроводность отложений: в бугристом болоте – многолетнемерзлых льдистых торфяных горизонтов [Пьявченко, 1985], на насыпе – песчаной толщи. Отсутствие или малая высота снега способствуют сильному зимнему охлаждению почвогрунтов автодорог [M-Lepage et al., 2012]. Почвогрунты дорожной насыпи характеризуются глубоким зимним промерзанием, при этом сезонная мерзлота сливается с многолетней на глубине 3 м.

Почвы и подстилающие породы придорожного понижения (6Эг'), где накапливается слой снега высотой до 1,5 м и более, значительно отличаются по зимнему температурному режиму от почв других участков. Эмбриозем придорожного понижения 6Эг' промерзает очень медленно, на глубине 20 см отрицательные температуры наблюдаются в конце декабря, на глубине 50 см – в конце января. На глубине 100 см с февраля по май фиксируются только суботрицательные околонулевые температуры. Сезонное промерзание (0...-2 °С) охватывает только верхний 1,5-метровый слой почв придорожного понижения. Подстилающие породы на глубине 1,5-8 м находятся в постоянном талом состоянии, образуя несквозной талик. Нулевая среднегодовая изотерма в почвогрунтах придорожного понижения проходит значительно ниже расчетных значений, рассчитанных для Большеземельской тундры [Исаков, 2014], что объясняется недооценкой эффекта снегонакопления в основании дорожной насыпи. Избыточное снегонакопление по бортам дорожной насыпи происходит в результате метелевой деятельности и расчистки автодороги от снега. Зимой масса насыпных грунтов, прилегающих к подошве насыпи, не успевает охладиться настолько, чтобы компенсировать летнее прогревание почвогрунтов, обуславливая глубокое залегание кровли многолетнемерзлых пород.

б

в

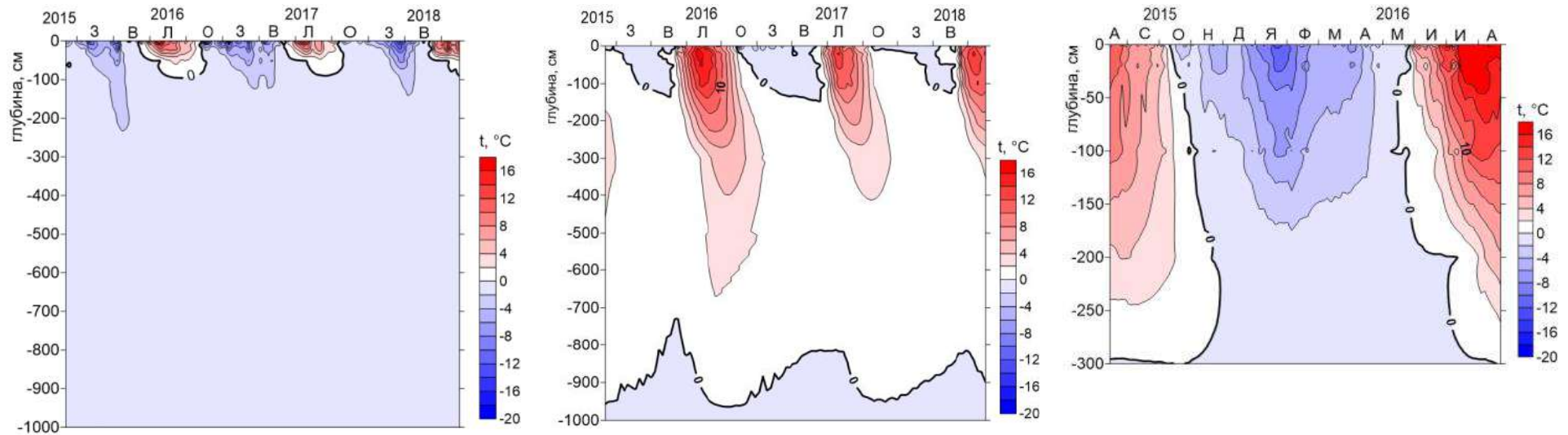


Рисунок 30 – Температурные хроноизоплеты почв и подстилающих пород в районе исследований 6, 2015-2018 гг.: а – торфяной бугор (6Тм), б – придорожное понижение (6Эг'), в – дорожная насыпь (6Нп'). Обозначения по верхней горизонтальной шкале для рисунков 3а и 3б: В – весна, Л – лето, О – осень, З – зима; для рисунка 3в обозначения на данной оси соответствуют календарным месяцам (А – август, С – сентябрь и так далее).

Суммы отрицательных температур почв (глубина 0-100 см) бугристого болота (6Тм) и дорожной насыпи (6Нп') значительно ниже таковых придорожного понижения (приложение 3). В мерзлотных почвах бугристого болота (6Тм) минимальные температуры сезонномерзлых горизонтов наблюдаются в январе – марте, в подстилающих многолетнемерзлых породах на глубине 1-2 м в марте – апреле, 3-5 м – в апреле – июне (рисунок 30). В верхних горизонтах (0 – 20 см) почвы придорожного понижения 6Эг' минимальные температуры фиксируются в январе, на глубине 50-100 см данный период смещается к февралю – апрелю. В подстилающих породах (глубже 1 м) период минимальных температур наблюдается в мае. Значительное смещение температурных минимумов с глубиной в почвогрунтах придорожного понижения связано с теплоизоляционным эффектом высокого снежного покрова. На дорожной насыпи период минимальных температур зафиксирован в январе-феврале во всей исследуемой толще почвогрунтов.

Активное сезонное протаивание исследуемых почв начинается в мае. В конце мая в мерзлотной торфяной почве протаивает верхний 20-см слой, в почвах дорожной насыпи – 50-см слой, в эмбриоземе придорожного понижения оттаивает верхний метровый слой. В отличие от зимних, по летним температурным характеристикам почвогрунты придорожного понижения и дорожной насыпи схожи. Они характеризуются быстрым и глубоким летним прогреванием, тогда как почва бугристого болота протаивает медленно и неглубоко (рисунок 30).

На поверхности почв суммы положительных температур исследуемых участков сопоставимы, с глубиной различия по данным показателям значительно возрастают. Максимальные значения сумм положительных температур характерны для почв придорожного понижения (приложение 3). В меньшей степени прогревается дорожная насыпь, суммы положительных температур которой резко сокращаются по мере приближения к кровле ММП. Суммы положительных температур почвогрунтов зависят от их литологического состава, ландшафтного положения участка и почвенно-растительного покрова [Bertoldi et al., 2010].

Наибольшие температуры на поверхности всех почв наблюдаются в июне – июле, с глубиной период температурных максимумов сдвигается (рисунок 30). В многолетнемерзлых горизонтах бугристого болота на глубине 1 – 3 м максимальные (в отрицательном диапазоне) температуры зафиксированы в декабре. На глубине 5 метров период максимальных температур более продолжительный и приходится на зимние месяцы. В верхнем метровом слое почв придорожного понижения и насыпи период максимальных температур приходится на июль – август, что связано с высокой теплопроводностью песчано-супесчаной толщи, значения которой могут достигать $9,7 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ [Лукиященко, 2012]. В почвогрунтах придорожного понижения на глубине 2 м максимальные температуры наблюдаются в августе – сентябре, на глубине 5 м – в сентябре – октябре. В грунтах дорожной насыпи 6Нп' на глубине 2-3 м период

максимальных температур практически не сдвигается (август – сентябрь).

Глубокому прогреванию техногенных грунтов придорожного понижения способствуют слабое зимнее промерзание, повышенная влажность насыпных песчано-супесчаных горизонтов, частичное разрушение верхнего теплоизоляционного торфяного слоя и его засыпка при строительстве автодороги. Известно, что при нагреве поверхности откосов насыпи максимальное прогревание подстилающих пород происходит у подножий насыпей, где мощность насыпных грунтов минимальна [Исаков, 2014]. При этом наибольшее протаивание в основаниях откосов насыпи увеличивает риск снижения устойчивости земляного полотна и служит причиной его неравномерных деформаций [Дроздов, Шабуров, 2015].

Глубокое прогревание грунтов дорожной насыпи обусловлено отсутствием растительного покрова, верхнего органогенного горизонта и значительной их температуропроводностью. Наличие бетонных плит на автодороге способствует дополнительному нагреву поверхности грунтов дорожной насыпи. В результате накопления тепла в придорожных понижениях и контрастного температурного режима дорожных насыпей кровля ММП под автодорогами приобретает W-образную форму.

При строительстве насыпной автодороги в районе, где ММП сохраняются преимущественно в контурах бугристых болот, происходит глубокое протаивание почв. Это объясняется нарушением экосистемной защиты ММП, происходящей в результате разрушения почвенно-растительного покрова бугристых болот [Shur, Jorgenson, 2007]. В результате кровля ММП остается незащищенной для относительно теплых современных климатических условий, неблагоприятных для сохранения многолетней мерзлоты вне геосистем бугристых болот.

Статистический анализ показал, что вниз по профилю почвогрунтов сезонные флуктуации температуры затухают, достигая нулевых значений на глубине от 2,5 до 10 м. Максимально быстрое затухание сезонных колебаний температуры наблюдается в мерзлотных почвогрунтах бугристого болота и составляет, согласно расчетам составляет 2,9 %/см [Каверин и др., 2020]. Это в 3-5 раз быстрее, чем в почвогрунтах антропогенно-трансформированных участков (рисунок 31). Быстрое затухание температурных колебаний в почвах бугристых болот связано с наличием мощной торфяной залежи, действующей как эффективный теплоизолятор в теплую половину года [Геокриология, 1988]. Медленнее всего коэффициент затухания колебания температур снижается в почвогрунтах придорожного понижения (рисунок 31). Высокая температуропроводность здесь объясняется повышенной влажностью почвогрунтов понижений (приложение 4), относительно легким гранулометрическим составом (содержание физической глины 15 ± 2 %) насыпных пород общей мощностью 1,6 м, отсутствием развитого поверхностного органогенного горизонта (приложение 2). Очевидно, что в данных условиях погребенные на глубине 1,6-3,0 м горизонты торфяной залежи уже не выполняет функцию

эффективного теплоизолятора.

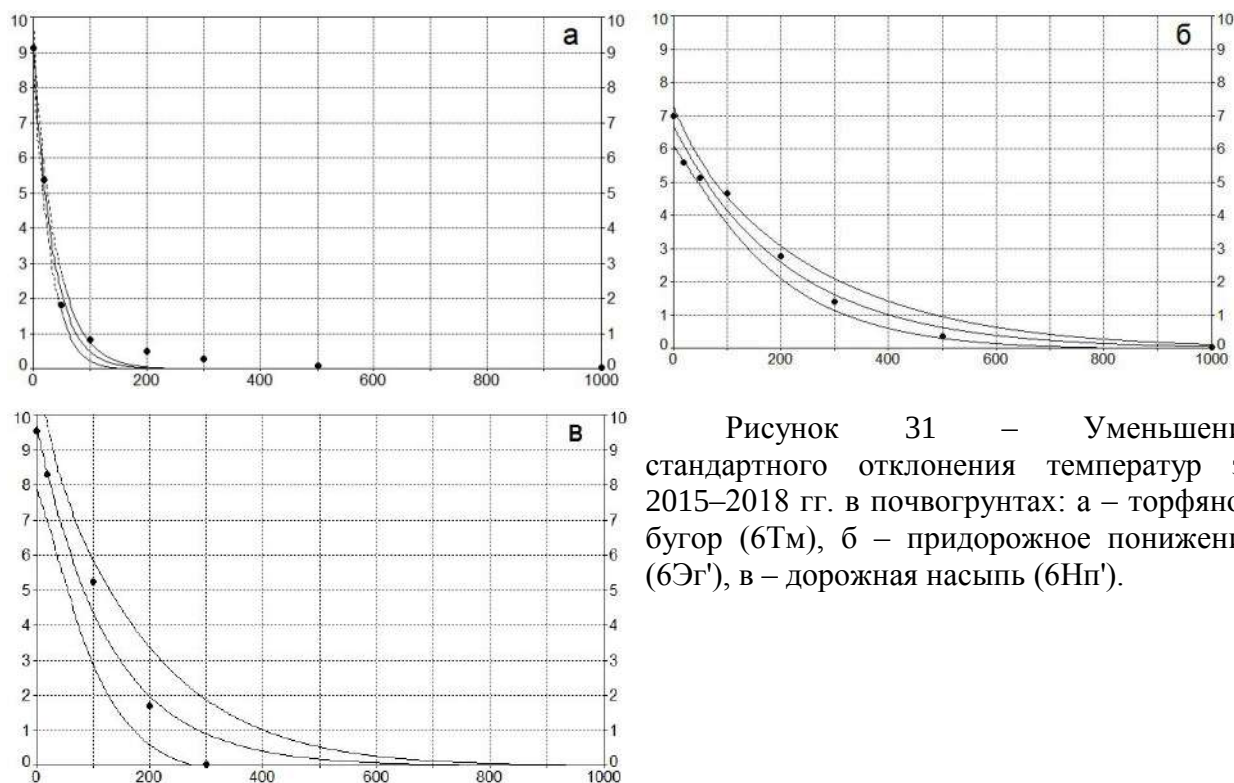


Рисунок 31 – Уменьшение стандартного отклонения температур за 2015–2018 гг. в почвогрунтах: а – торфяной бугор (6Тм), б – придорожное понижение (6Эг'), в – дорожная насыпь (6Нп').

Общий диапазон среднегодовых температур почв бугристого болота в 2015-2018 гг. составил $+1,5 \dots -1,1$ °C (приложение 3). Данные показатели в целом характерны для мерзлотных почв региона, функционирующих в южной части криолитозоны [Мажитова, 2008]. Подстилающие ММП характеризуются относительно высокими среднегодовыми температурами, варьирующими в диапазоне $-0,6 \dots -1,0$ °C. Высокотемпературные ММП в южной части криолитозоны являются достаточно уязвимыми при потеплении. Согласно адаптированной для региона модели GIPL2, разработанной в Университете Аляски прогнозируется, что к середине XXI века на участках исследований будут преобладать почвогрунты со среднегодовой температурой $0 \dots +0,5$ °C [Stendel et al., 2011]. Многолетнемерзлые породы со среднегодовыми температурами ($-0,5 \dots 0$ °C) в слое нулевых оборотов сохранятся здесь в изолированных условиях только под ненарушенными бугристыми торфяниками [Ривкин и др., 2017]. Почвогрунты придорожного понижения характеризуются наиболее высокими, преимущественно положительными, среднегодовыми температурами (приложение 3), что связано со значительной мягкостью их климата в течение года. В прогнозируемых условиях с островным распространением ММП таликовые зоны будут сквозными [Stendel et al., 2011] и в зоне влияния дорог ММП деградируют полностью. В настоящее время аналогичная ситуация наблюдается в бугристых болотах крайнесеверной тайги европейского северо-востока (район 7), где ММП сохранились только в экосистемно-

защищенных условиях торфяных бугров, тогда как почвогрунты обводненных мочажин (7То и др.) полностью талые.

По среднегодовым значениям грунты дорожной насыпи характеризуются промежуточным положением между почвогрунтами бугристого болота и придорожного понижения (приложение 3). На фоне очень контрастного годового цикла температурного режима почв положительные среднегодовые температуры насыпи указывают на преобладание летнего тепла над зимним охлаждением. В условиях естественных тундровых ландшафтов почвы с аналогичными параметрами температурного режима практически не встречаются. Наиболее близкими по температурным показателям к почвогрунтам дорожной насыпи являются ненарушенные мерзлотные почвы песчаных бугров на озерных террасах (3Ас). Однако в почвах естественного сложения глубина сезонного промерзания и протаивания значительно меньше (1-1,2 м).

Таким образом, существенное повышение температуры почв и подстилающих пород наряду с глубоким протаиванием ММП объясняется полным разрушением экосистемной защиты почв 6Эг' при удалении торфяной толщи и кардинальным изменением рельефа в процессе строительства дороги. Почвогрунты дорожной насыпи 6Нп' функционируют в качестве климатически-обусловленных профилей, которые в условиях удовлетворительного дренажа характеризуются очень контрастным годовым циклом температурного режима.

Общая ширина тепляющего влияния автодороги, определенная георадиолокационным зондированием составила 50 м [Каверин и др., 2018]. Георадиолокационное зондирование позволяет исследовать пространственную дифференциацию глубины залегания кровли ММП на участках ее заглубления (1 м и ниже), где уже недоступен способ ручного зондирования. Результаты зондирования антенной 300 МГц на профиле 6Тм – 6Нп' в сегменте ПК 0-71 показали, что отчетливо прослеживается ось синфазности, связываемая с отражением кровли ММП (рисунок 32). В условиях ненарушенного бугристого болота глубина залегания кровли ММП варьирует в диапазоне 0,2-1,5 м. Наблюдается тенденция к увеличению мощности СТС на склоне торфяного бугра, примыкающего к дороге (ПК 40). На пикетах 60-70 фиксируется плавное погружение кровли ММП в сторону подошвы дорожной насыпи, где глубина залегания ММП превышает 1 м.

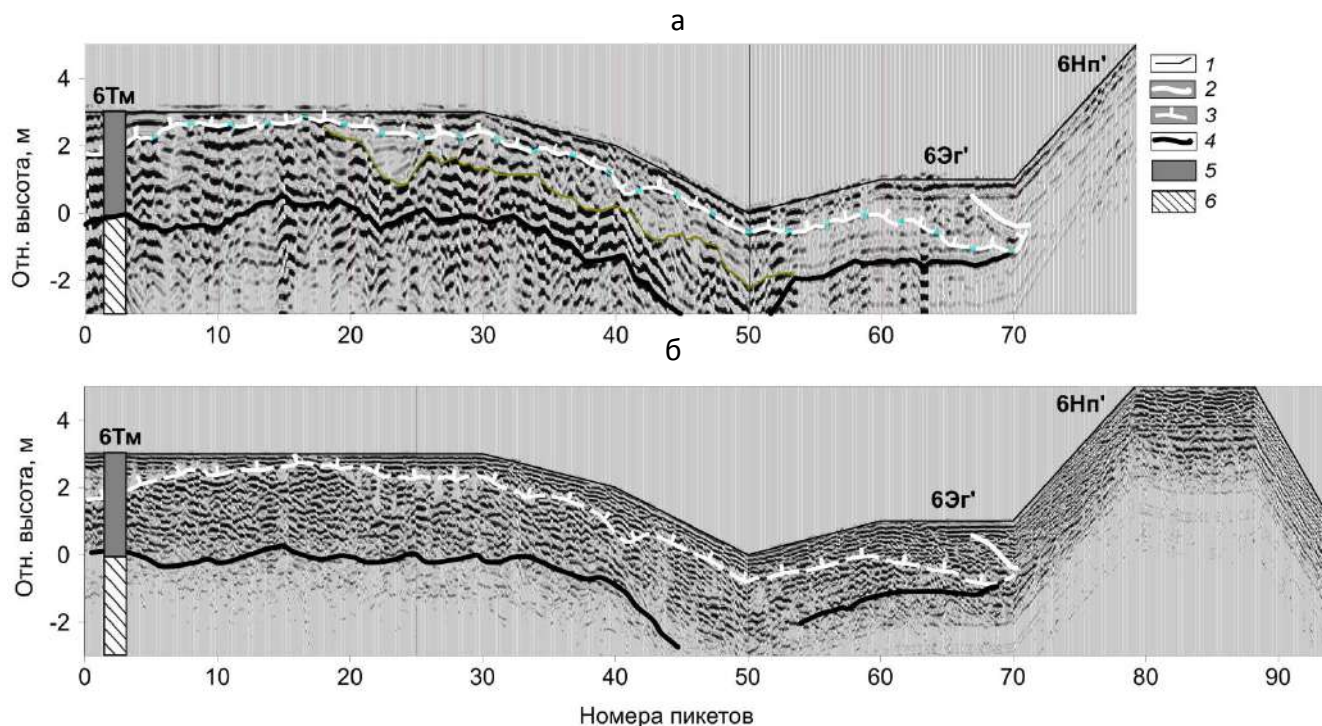


Рисунок 32 – Георадиолокационный разрез профиля 6Тм – 6Нп' по данным зондирования: а – антенной 300 МГц, б – антенной 900 МГц. 1 – генерализованный рельеф поверхности почвогрунтов; 2 – подошва техногенных грунтов; 3 – кровля ММП; 4 – нижняя граница торфяных горизонтов; 5 – торфяные почвогрунты; 6 – суглинки пылеватые.

Анализ георадиолокационных данных в разрезе по профилю позволяет выделить нижние границы торфяных горизонтов и техногенных (насыпных) грунтов, что имеет значение при определении типов почв по классификации почв России [2004] (рисунок 32). Мощность насыпных грунтов увеличивается с 0,5 м до 1,6 метра (ПК 67-70) в направлении подошвы дорожной насыпи. Ось синфазности, соответствующая нижней границе торфяных горизонтов, прослеживается почти на всем протяжении профиля на глубине от 2,2 до 4,0 м. При этом, максимальная глубина залегания подошвы торфяной толщи наблюдается в краевой части торфяного бугра, примыкающего к придорожному понижению (ПК 45-50). Под дорожной насыпью нижняя граница торфа залегает на глубине 3 м, что свидетельствует об отсыпке дороги непосредственно на поверхность торфяника.

Анализ георадиолокационных данных по результатам съемки антенной 900 МГц также позволяет проследить и уточнить особенности залегания кровли ММП и других литологических элементов профиля (рисунок 32). Однако, кровля ММП при ее залегании глубже 2 м прослеживается не так отчетливо, как при съемке антенной 300 МГц. На данных глубинах отсутствует непрерывность в прослеживании оси синфазности, соответствующей этой и другим границам в профиле. Данная антенна может использоваться только при зондировании ММП, залегающих на глубине до 2 м.

6.4. Влияние ландшафтных изменений на температурный режим почв и подстилающих пород котловины термокарстового озера после ее искусственного осушения (южная тундра с преимущественно сплошным распространением ММП)

Ландшафтные изменения, происходившие после искусственного осушения термокарстового озера, позволяют анализировать сценарии пространственно-временных изменений температурных режимов почв, сопряженные с трансформацией мерзлотных условий функционирования почв в тундре [Kaverin et al., 2017]. Среднегодовая температура воздуха за период исследований (1982-1995 гг.) изменений температурного режима в дренированной озерной котловине (район 3) составила $-5,5^{\circ}\text{C}$, что в целом соответствовало ее средней многолетней климатической норме за 1947-2017 гг., и характеризовалась слабовыраженным положительным трендом (рисунок 33). На основе изменений среднегодовой температуры воздуха и геокриологической обстановки в котловине, период исследований можно разделить на 3 субпериода: 1) 1982-1984 гг.: среднегодовая температура воздуха варьировала от $-5,1$ до $-5,4^{\circ}\text{C}$; 2) 1985-1987 гг.: минимальные температуры воздуха ($T_{\text{Год}} = -7,0^{\circ}\text{C}$); 3) 1988-1995 гг.: $T_{\text{Год}}$ повысилась до $-5,0^{\circ}\text{C}$.

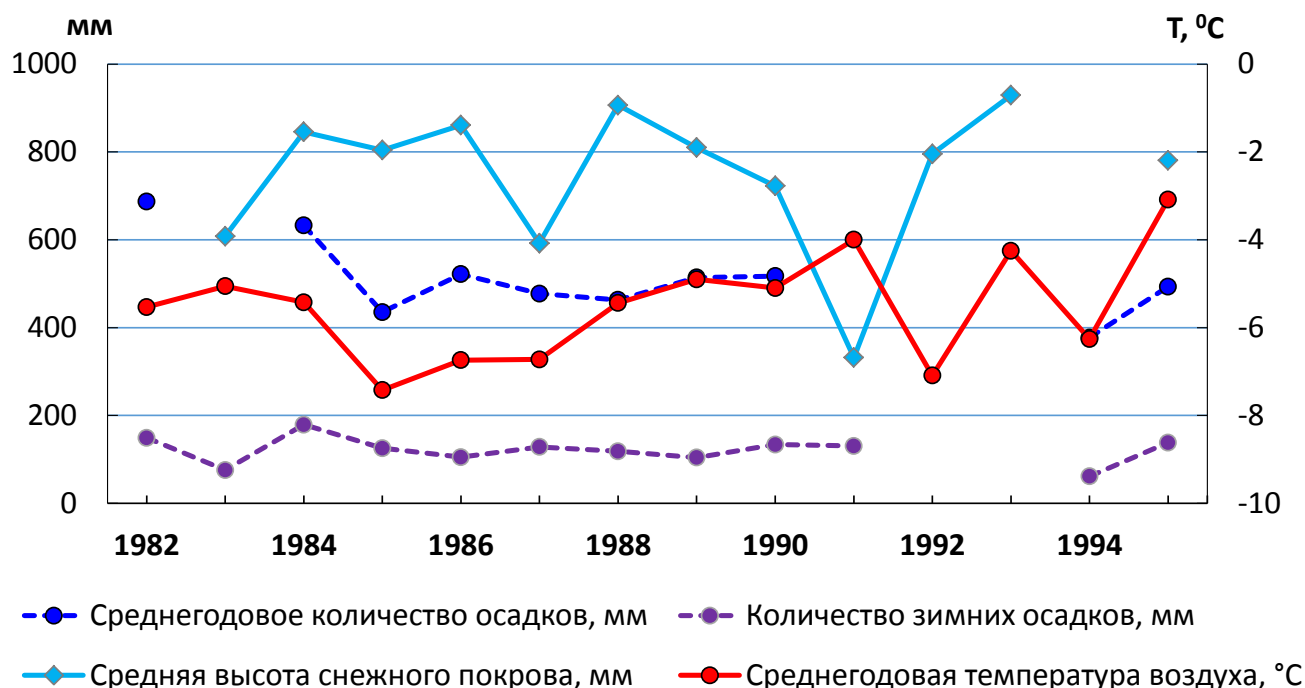


Рисунок 33 – Динамика изменений среднегодовых значений температуры воздуха, количества осадков и высоты снежного покрова в районе 3 за период 1982-1995 гг.

Среднегодовое количество осадков было максимальным в 1982-1985 гг., средnezимнее количество осадков в 1982-1995 гг. составило 120 мм/год, средняя высота снежного покрова в контуре осушенной котловины составила 75 см. Измерения высоты снежного покрова у скважин 3-13 в пределах котловины показало осредненную за период 1983-1995 гг. высоту

снежного покрова 82 см и на озерной террасе – 36 см (скважины 1, 2, 14) (таблица 10).

Таблица 10 – Высота снежного покрова в 3-й декаде марта (м) на трансекте со скважинами, пересекающей осушенную котловину озера Опытное (район 3).

Год	Номер скважины														Т Пгод
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
1983	0,50	0,06		0,52	0,60	0,64	0,71	0,95	0,78	0,70	1,05			0,07	0,60
1984	0,62	0,17				0,69	0,79	0,87		0,70	1,00		1,70		0,82
1985		0,09	1,60	0,68		0,63			0,51	0,42			1,70		0,80
1986	0,72		1,65	0,55		0,68		0,74	0,64		0,78	1,15	1,38	0,18	0,85
1987	0,72			0,47	0,56	0,42	0,53	0,54	0,52	0,55	0,58		1,55	0,20	0,60
1988				0,50					0,96			1,26			0,91
1989	0,55	0,10	1,85	0,45	0,34	0,49	0,60	0,99	1,02	0,56	0,80		2,02	0,50	0,79
1990	0,20		1,05	0,47	0,70	0,60	0,72	0,32	0,25	0,76	1,03		1,60	0,45	0,68
1991	0,32		1,20	0,20	0,55	0,19	0,05	0,32	0,23	0,28	0,32		0,44	0,20	0,33
1992	0,45		1,43	0,50	0,84	0,45	0,34	1,08	0,88	0,73	0,75		1,17	0,58	0,77
1993	0,64	0,15	2,29	0,89	1,01	0,55	0,70	0,99	0,93	1,10	0,60		1,24	0,70	0,91
1995	0,72	0,10	1,75	0,52	0,80	0,60	0,53	0,88	0,66	1,05	0,75		1,28	0,45	0,78
Средняя по скважине															
	0,54	0,10	1,60	0,52	0,68	0,54	0,55	0,77	0,67	0,69	0,77	1,21	1,41	0,37	0,74

Согласно изменениям температуры почвогрунтов первый субпериод (1982-1984 гг.) характеризовался их постепенным охлаждением после осушения котловины озера. В 1982 г. среднегодовая температура почвогрунтов ($T_{\text{Пгод}}$) была относительно высокой в почвогрунтах котловины, варьируя от -1,3 до +2,3 °С в верхнем слое (0-5 м), от -1,1 до +4,2 °С в среднем (5-10 м), от -0,7 до +2,6 °С в глубоком слое (10 м и глубже). Отрицательные значения $T_{\text{Пгод}}$ на глубине 1 м фиксировались только в скважинах №№ 4, 10. Амплитуда снижения $T_{\text{Пгод}}$ в пределах котловины за 1982-1984 гг. составила: 0,4°С/год в пределах верхнего 5-метрового слоя, 0,3-0,2 °С/год в толще на глубине 5-10 м, менее 0,2°С/год глубже 10 м (рисунок 34). В результате $T_{\text{Пгод}}$, осредненная по выделенным слоям уменьшилась с 1,0 °С в 1982 г. до 0,8 °С в 1984 г. в верхнем слое и с 1,3 °С в 1982 г. до 0,8 °С в 1984 г. в среднем слое. На больших глубинах охлаждающий эффект проявлялся в скважинах, расположенных по краям котловины, прилегающим к озерной террасе с ММП, тогда как центральная часть котловины оставалась относительно теплой (рисунок 34). К 1984 г., отрицательные значения $T_{\text{Пгод}}$ наблюдались в пределах глубин 0-6 м в скважине 4, расположенной в краевой части котловины, и в пределах глубин 0-2 м в скважине 10, локализованной в центре котловины. В 1982-1984 гг. средняя высота снежного покрова в пределах осушенной котловины составила 67 см.

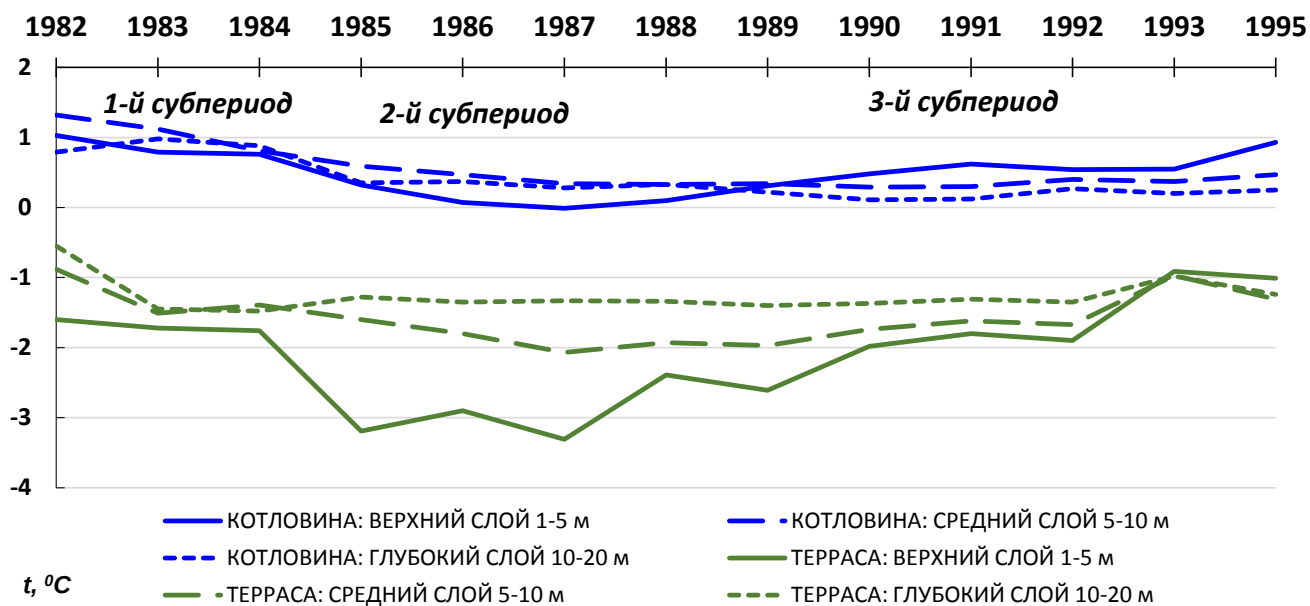


Рисунок 34 – Динамика изменения среднегодовой температуры почвогрунтов, осредненной по слоям 1-5, 5-10, 10-20 м за период 1982-1995 гг. Значения осреднялись отдельно для групп скважин котловины и озерной террасы.

Второй климатический субпериод характеризовался значительным снижением температуры почвогрунтов и аградацией многолетней мерзлоты в верхнем слое почвогрунтов (рисунок 34). В 1985-1987 гг. значения $T_{\text{год}}$, осредненные для всей котловины снизились с 0,8 до 0,0 °C в верхнем слое, с 0,8 до 0,3 °C в среднем слое, с 0,9 до 0,3 °C в глубоком слое (рисунок 34). Измерения мощности СТС в 1985 г. (6 лет после осушения озера) зафиксировали образование ММП по всей площади котловины. Наблюдалось также охлаждение почвогрунтов озерных террас. Осредненные для террасы значения $T_{\text{год}}$ снизились с -2,0 до -3,0 °C в верхнем слое, с -1,0 до -2,0 °C в среднем слое, с -0,5 до -1,5 °C в глубоком слое (рисунок 34). Несмотря на нерегулярные измерения снежного покрова в 1985-1987 гг., данные за 1987 г. показали среднюю высоту снега в котловине 52 см, что было минимальным значением за период исследований (1982-1995 гг.) (таблица 10). Средняя мощность СТС варьировала от 58 до 84 см в почвах торфяных бугров. В других скважинах котловины средняя мощность СТС варьировала от 58 до 100 см и более (таблица 11).

В 1988-1995 гг. значения $T_{\text{год}}$ в пределах котловины и террасы постепенно увеличивались (рисунок 34). В озерной котловине осредненные по слоям значения $T_{\text{год}}$ увеличились с 0,1 до 0,9 °C в верхнем слое и с 0,3 до 0,5 °C в среднем. Незначительное снижение $T_{\text{год}}$ с 0,3 до 0,2 °C зафиксировано в глубоком слое (рисунок 34). В 1988 г. отрицательные значения $T_{\text{год}}$ наблюдались в семи скважинах котловины. К 1995 г., только три скважины, расположенные в западной части котловины (№№ 4, 6, 7), где ММП продолжили агградировать, характеризовались отрицательными значениями среднегодовой температуры

почвогрунтов (рисунок 37). В скважинах №№ 5, 8, 9, 10 наблюдалось полное протаивание приповерхностных ММП. В пределах озерной террасы значения $T_{п_{год}}$ увеличились во всех трех исследуемых слоях почвогрунтов, при этом температурный режим в верхнем слое стал аналогичен таковому в 1982-1984 гг. Средняя высота снега в 1988-1995 гг. в осушенной котловине составила 70 см.

Таблица 11 – Мощность СТС в конце вегетационного периода (см) на трансекте со скважинами, пересекающей осушенную котловину озера Опытное (район 3).

год	Номер скважины													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1982	60	56			>100	>82	>100	>100	>108	>98	>100	>100	>100	>100
1983	60	58		>100	>81	>100	80		>100				>100	>100
1984		>150				>150	>150	>150				>150		>150
1985	51	55	>100	63	57	58	58	60	71	90	>100	61	>100	>100
1986	50	50	>100	74	74	60	84	>100	72	>100	>100	93	>100	>100
1987		58		67	68		75	76		>100	100			
1988		57	>110	53					66		>110			>110
1989	60	54	>80	60	58	60	65	64	68	95	>100		74	135
1990	62		>100	66	80	60	70	87	>100	100	>100		>100	>100
1992	40		71	47	>120	50	55	>120	68	85	>100		>120	91
1993	65	55	65	80	>120	60	55	>120	69	>120	>120		33	100
1995	53	50	>100	94	>150	>120	70	>150	>120	>150	>150		>100	>150

В течение первого субпериода (1982-1985 гг.) положительные значения $T_{п_{год}}$ наблюдались в контуре всей осушенной котловины (рисунок 35), что объясняется сохранением остаточного тепла в талике, сохранившимся после осушения озерной котловины. Многолетнемерзлые почвогрунты озерной террасы (скважины 1, 2, 14), напротив, значительно охладились в пределах среднего и глубокого слоев. Тренд снижения $T_{п_{год}}$ в почвогрунтах озерных террас обусловлен резким снижением их теплоемкости в озерной котловине, потерявшей водную массу озера.

Максимальная высота снежного покрова значительно варьировала в пределах озерной котловины (таблица 10). Наибольшая высота снега наблюдалась в краевых частях котловины, примыкающим к склонам озерной террасы. Снег частично сдувался с прилегающих возвышенных поверхностей террасы (скважины 2, 13, 14), где его высота была небольшой (таблица 10). Внутренняя часть котловины (скважины 4-11) характеризовалась значениями высоты снежного покрова близкими к таковым средним по осушенной котловине. В течении первого субпериода, пионерная растительность заболоченных лугов обусловила слабую пространственную дифференциацию высоты снежного покрова. Формирование несплошных приповерхностных ММП зафиксировано по данным скважин 4 и 10. Формирование ММП может происходить уже через 1-2 года после осушения озерной котловины [Farquharson et al., 2016].

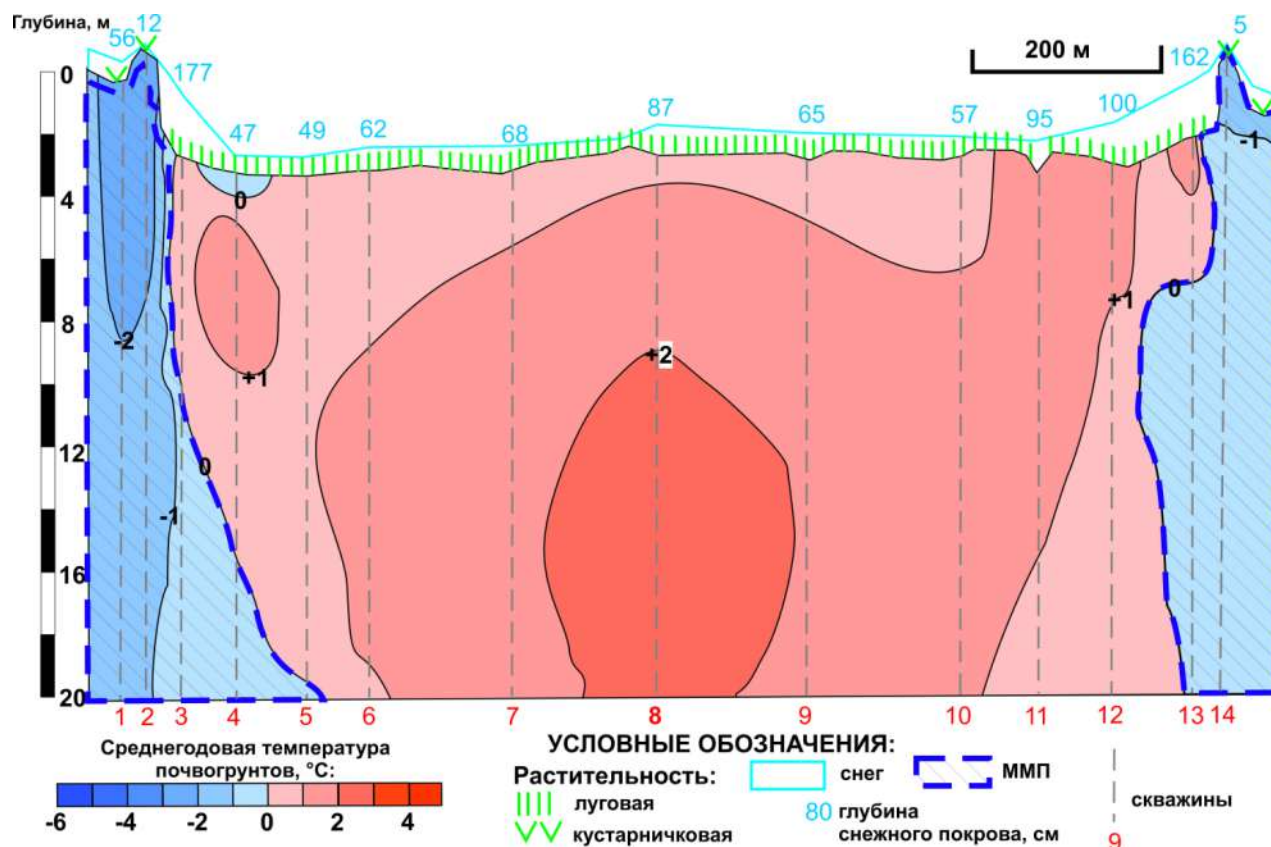


Рисунок 35 – Осредненные за период 1982-1985 гг. среднегодовые температуры почвогрунтов котловины осушенного озера и озерных террас (температурный профиль выполнен вдоль транsekты со скважинами).

Значительное снижение температуры почвогрунтов в течение второго субпериода обусловлено снижением температур воздуха и относительно неглубоким снежным покровом (рисунок 33). Несмотря на то, что охлаждение почвогрунтов в восточной части котловины (скважины 10-13) было слабее, устойчивые отрицательные значения $T_{\text{год}}$ ($0 \dots -1$ °C) в верхнем слое почвогрунтов (1-5 м) обусловили формирование приповерхностного слоя ММП на всей ее площади (рисунок 36). Многолетняя мерзлота не формировалась в понижениях котловины с усиленным снегонакоплением. Агградация ММП в пределах котловины сопровождалась мерзлотным пучением и формированием торфяных бугров преимущественно в западной части котловины (скважины 4, 6, 7) (таблица 7). Органо-минеральные отложения, слагающие с поверхности котловину осушенного озера, способствовали льдонакоплению в связи с их повышенной способностью к морозному пучению [Shur, Jorgenson, 2007]. В подстилающих тонкозернистых отложениях влагодоступность также является решающей при формировании сегрегационного льда [Kokelj, Burn, 2005; O'Neill, Burn, 2012]. Торфяные бугры сформировались преимущественно в южной и центральной частях котловины (рисунок 10), где глубина водной массы озера до осушения была сравнительно мелкой (менее 1 м). На участках,

подверженных мерзлотному пучению травянистая растительность частично отмирала, формировались оголенные торфяные пятна, аналогичные таковым, широко распространенным в бугристых болотах Большеземельской тундры [Marushchak et al., 2011].

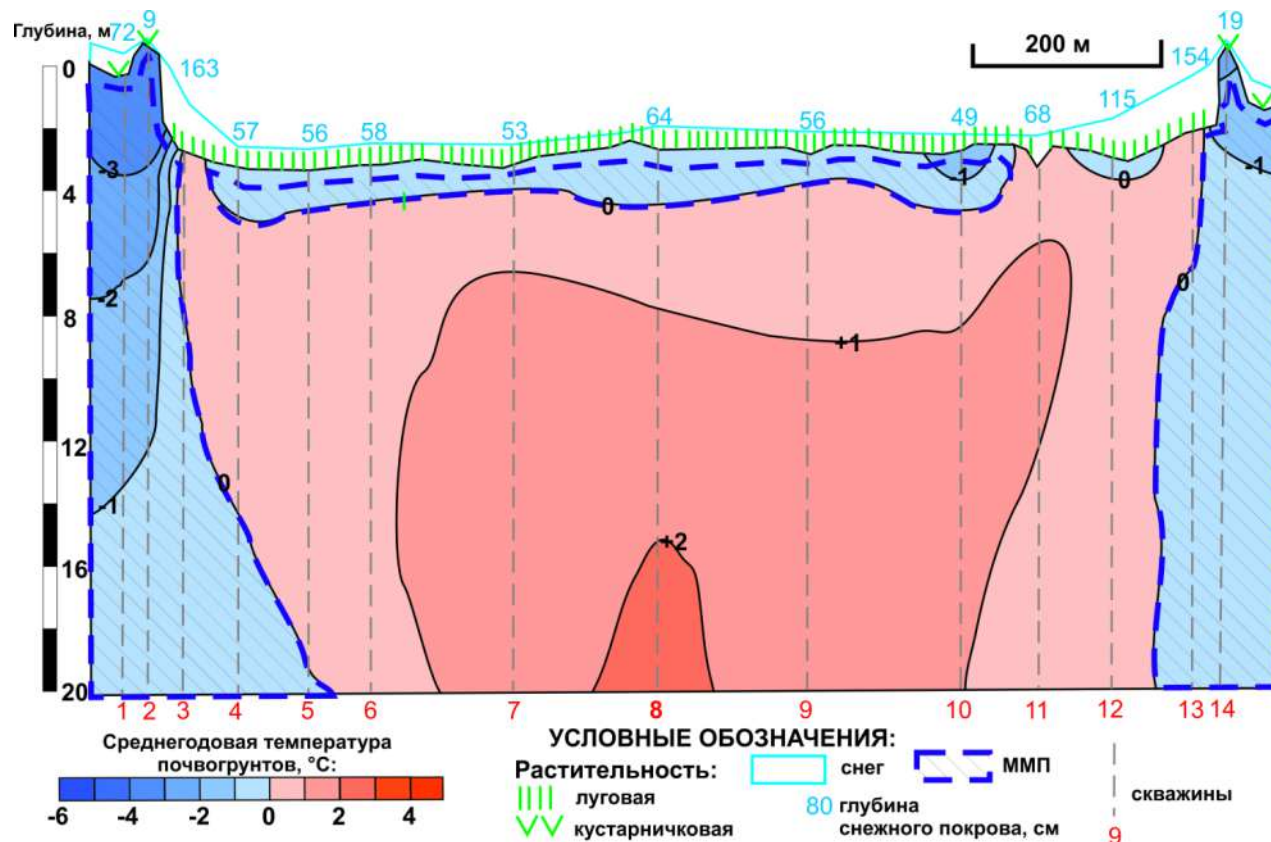


Рисунок 36 – Осредненные за период 1985-1987 гг. среднегодовые температуры почвогрунтов котловины осушенного озера и озерных террас (температурный профиль выполнен вдоль транsekты со скважинами).

Температуры почвогрунтов увеличивались в течение третьего субпериода (1988-1995 гг.) на фоне повышения температуры воздуха (рисунок 34) и существенных изменений почвенно-растительного покрова. В данный субпериод в котловине происходила активная экспансия мохово-лишайниковой и кустарничковой растительности, характерной для тундр [Шило и др., 1984]. Данные изменения соответствуют концепции сукцессий, характерных для осушенных котловин термокарстовых озер [Billings, Peterson, 1980]. Высокая пространственная вариабельность высоты снежного покрова в течение третьего субпериода (таблица 10, рисунок 34) обусловлена усилением снегопереноса с образованных в котловине бугров и снегонакоплением в ее понижениях. На возвышенных поверхностях торфяных бугров в западной части котловины, высота снега была существенно ниже (скважины 4, 6, 7) (таблица 10).

Увеличение мощности ММП наблюдалось в краевых частях котловины, где поверхностный многолетнемерзлый горизонт агградировал в 1985-1987 гг. и слился с глубокозалегающими ММП. Средний и глубокий слои почвогрунтов озерных террас были

холоднее в третий климатический субпериод (1988-1995 гг.) по сравнению с первым (1982-1984 гг.). Охлаждение глубокого слоя было обусловлено проникновением вглубь низкотемпературной волны, наблюдаемой в верхнем слое до 1988 г. В восточной части котловины (скважины 8-12) в относительно молодых луговых и ивняковых сообществах происходило интенсивное снегонакопление (рисунок 37). Увеличение высоты снежного покрова способствовало протаиванию ММП [Maskau, Burn, 2002]. Исследования Г.Г. Мажитовой [2008] показали, что критическая высота снежного покрова, необходимая для существования сливающейся мерзлоты в почвах воркутинских тундр не должна превышать 50 см. Данный факт объясняет сохранение и частичную агградацию ММП в западной части котловины (скважины 4, 6, 7) и протаивание ММП в ее восточной части (скважины 8-12).

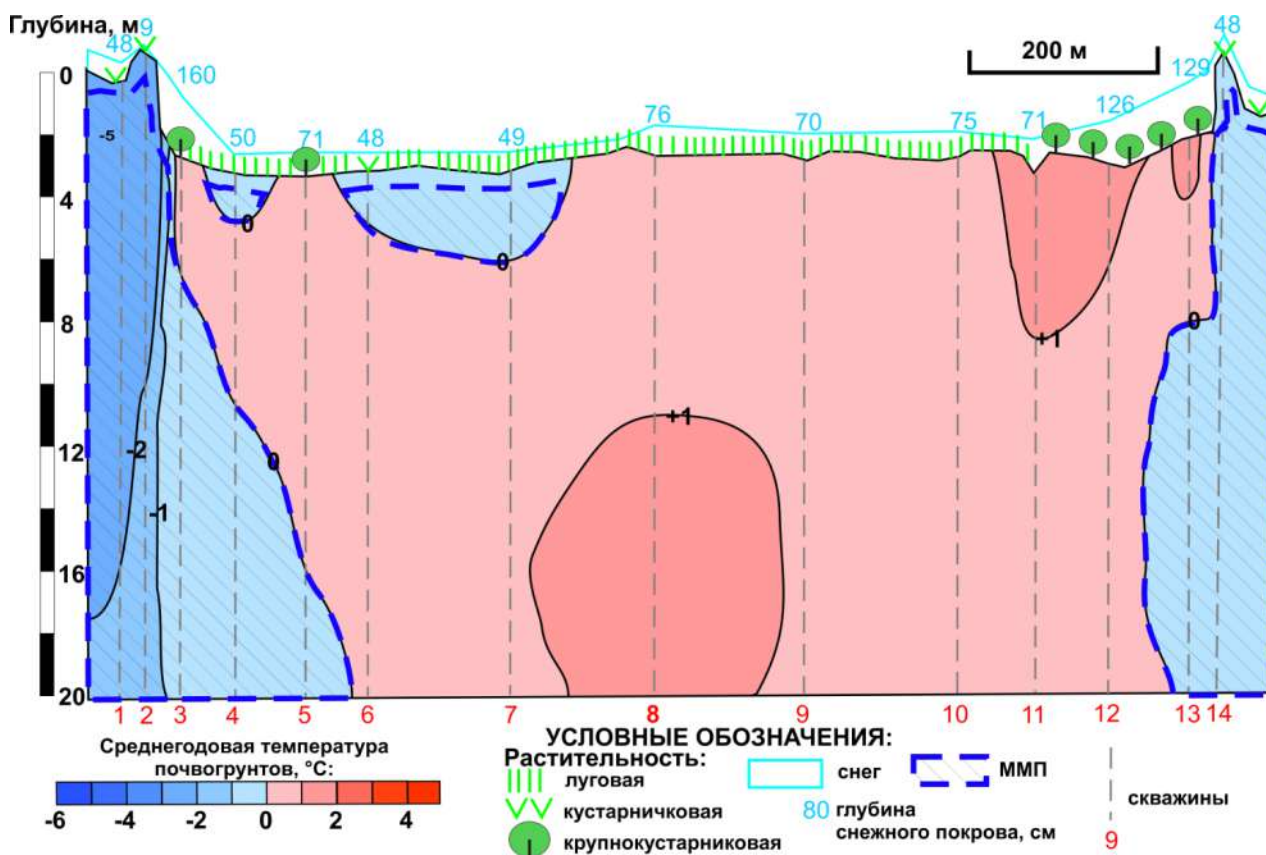


Рисунок 37 – Осредненные за период 1987-1995 гг. среднегодовые температуры почвогрунтов котловины осушенного озера и озерных террас (температурный профиль выполнен вдоль транsekты со скважинами).

Таким образом, изначально в пределах котловины сформировались ММП с климатически-обусловленными мерзлотными почвами. Позднее в ходе сукцессионных изменений усилилось действие ландшафтных факторов, что привело к дифференциации температурных режимов почв. Многолетнемерзлые породы частично протаяли, оставшиеся мерзлотные почвы продолжили функционировать в качестве климатически-обусловленных экосистемно-защищенных.

В настоящее время ландшафтная ситуация в котловине озера схожая с таковой середины 1990-х гг. В котловине продолжают функционировать как сезоннопромерзающие, так и мерзлотные почвы (ЗТп), характеризующиеся относительно мягким температурным режимом (приложение 3).

6.5. Влияние микроклиматических изменений на ландшафтные компоненты, температуру и глубину сезонного протаивания почв при полевом эксперименте (лесотундра с прерывистым распространением ММП)

Установка прозрачных камер (теплиц) на поверхности почв тундры обеспечила смягчение зимнего микроклимата над поверхностью почв [Каверин и др., 2020]. В 2016-2018 гг. на пяти из шести экспериментальных площадок, по сравнению с контрольными, над поверхностью почв СОТ уменьшились на 430 ± 167 °С·сут (таблица 12; рисунок 11). По значениям СОТ над поверхностью почв (высота 5 см) фоновые площадки на оголенных торфяных пятнах характеризовались температурами в отрицательном диапазоне. Сравнительно мягкий микроклимат наблюдается на контрольном участке Т4к, расположенном на закустаренной поверхности торфяного бугра. СПТ над поверхностью почв контрольных участков между собой различаются незначительно, их значения Т_{Год} находятся в отрицательном диапазоне (таблица 12).

Таблица 12 – Основные температурные показатели над поверхностью почв (высота 5 см) контрольных (к) и экспериментальных (э) площадок (район 5).

Температурные параметры, год/участок	СПТ	СОТ	Т _{Год}	СПТ	СОТ	Т _{Год}	СПТ	СОТ	Т _{Год}
	над поверхностью почвы						почвы		
	2016-2017 гг.			2017-2018 гг.					
М1к	1318	2479	-3,2	1365	2063	-1,9	-	-	-
М1э	1376	1806	-1,2	1356	1224	0,4	-	-	-
М3к	1360	1828	-1,3	1341	1477	-0,4	297	462	-0,5
М3э	1561	1568	0,0	1512	1195	0,9	311	317	0,0
Т2к	1337	2429	-3,0	1330	1656	-0,9	243	679	-1,2
Т2э	1407	1925	-1,4	1372	1349	0,1	400	648	-0,7
Т4к	1282	1603	-0,9	1291	1113	0,5	-	-	-
Т4э	1473	1836	-1,0	1428	1334	0,3	-	-	-
П3к	1279	2695	-3,9	1300	1548	-0,7	660	797	-0,4
П3э	1349	1708	-1,0	1352	1225	0,3	679	606	0,2
П5к	1328	2731	-3,8	1334	2183	-2,3	-	-	-
П5э	1430	2342	-2,5	1386	1772	-1,1	-	-	-

Т_{Год} – среднегодовая температура, СПТ – сумма положительных температур, СОТ – сумма отрицательных температур.

Установка камер смягчает зимний микроклимат, что фиксируется по повышению СOT над поверхностью почв (таблица 12). В 2016-2018 гг. на пяти из шести участков СOT над поверхностью почв в экспериментальных площадках были выше на 430 ± 167 °С·сут, по сравнению с фоновыми. Суммы положительных надпочвенных температур в камерах были выше, либо сопоставимы с таковыми контрольных участков (таблица 12). Повышение значений данного показателя, осредненное для всех участков за 2016-2018 гг. составило $+109 \pm 19$ °С·сут. T_{VII} в камерах была выше на $0,7 \pm 0,2$ °С, в сравнении с контрольными участками.

Ближкие результаты повышения температуры (диапазон 0,3–2,1 °С, среднее 0,95 °С) в теплицах наблюдались в 2012-2013 гг. [Voigt et al., 2017], что сопоставимо с данными, полученными на тундровых участках в Северной Америке [Oberbauer et al., 2007]. Фиксируемое увеличение летних температур воздуха соответствует (2035 г.) сценарию (RCP 2.6) потепления в Арктике [Christensen et al., 2013]. Наблюдаемое увеличение летних температур воздуха соответствует краткосрочному (2035 г.) сценарию (RCP 2.6) изменения климата в Арктике [Christensen et al., 2013]. На экспериментальных площадках значения $T_{год}$ над поверхностью почв в 2016-2018 гг. увеличились на $1,3 \pm 0,9$ °С. Наибольшее увеличение $T_{год}$ в камерах произошло на оголенных торфяных пятнах ($+1,6 \pm 0,8$ °С). Различия сезонных и годовых характеристик температуры над поверхностью почв в камерах и на контрольных участках преимущественно статистически значимы (таблица 13). Статистическая значимость различий между участками подтверждается уровнем p для средних значений и коэффициентов вариации.

Таблица 13 – Статистический анализ стандартных отклонений и средних значений надпочвенной (высота 5 см) и почвенной (глубина 20 см) температуры.

Площадка/ параметр	Год		Лето		Осень		Зима		Весна	
	<i>E</i>	<i>S</i>	<i>E</i>	<i>S</i>	<i>E</i>	<i>S</i>	<i>E</i>	<i>S</i>	<i>E</i>	<i>S</i>
Высота 5 см, 2016-2018 гг.										
M1к	-2,5	12,5	12,4	8,4	-2,4	8,7	-14,3	8,5	-6,0	6,0
M1э	-0,4	10,3	12,7	8,6	-1,6	8,1	-8,2	4,3	-4,6	3,2
Критерии (<i>t</i> , <i>F</i>)	17,48	1,49	1,67	1,04	4,28	1,14	42,24	3,87	13,94	3,43
<i>p</i>	0,000	0,000	0,094	0,082	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
M3к	-0,8	10,7	12,5	9,1	-1,6	7,3	-9,5	5,7	-4,8	4,5
M3э	0,4	10,9	14,2	10,5	-1,1	7,7	-7,5	3,9	-4,0	3,6
Критерии (<i>t</i> , <i>F</i>)	10,84	0,97	8,44	1,31	2,62	0,90	19,34	2,14	9,02	1,55
<i>p</i>	0,000	0,018	0,000	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
T2к	-1,9	11,8	12,4	8,5	-2,1	8,3	-12,3	8,1	-5,8	4,9
T2э	-0,7	10,7	13,0	8,9	-1,7	7,8	-8,4	5,0	-5,7	4,5
Критерии (<i>t</i> , <i>F</i>)	10,50	1,22	3,09	1,10	2,60	1,13	52,59	2,63	1,45	1,15
<i>p</i>	0,000	0,000	0,002	0,001	0,009	0,000	0,000	0,000	0,146	0,000

T4к	-0,2	9,6	12,1	8,4	-1,1	6,7	-7,1	4,6	-4,8	3,4
T4э	-0,3	10,9	13,6	9,2	-1,8	8,0	-8,2	4,6	-5,1	4,4
Критерии (<i>t</i> , <i>F</i>)	1,55	0,78	8,25	1,22	4,83	0,69	11,33	1,01	4,40	1,73
<i>p</i>	0,120	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,400	0,000	0,000
ПЗк	-2,3	12,0	12,0	8,0	-2,2	9,0	-13,3	8,9	-5,7	4,0
ПЗэ	-0,3	10,0	12,6	8,3	-1,1	7,2	-7,5	4,3	-5,3	3,7
Критерии (<i>t</i> , <i>F</i>)	16,63	1,45	3,26	1,09	6,36	1,57	94,08	4,37	5,26	1,18
<i>p</i>	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
П5к	-3,1	13,2	12,2	8,1	-2,1	8,2	-15,7	9,5	-6,9	7,7
П5э	-1,8	11,8	13,0	8,5	-1,6	8,0	-12,4	6,4	-6,1	5,9
Критерии (<i>t</i> , <i>F</i>)	9,78	1,23	4,06	1,11	2,41	1,07	19,08	2,18	5,55	1,74
<i>p</i>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,016	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000
Глубина 20 см, 2017-2018 гг.										
МЗк	-0,45	2,77	2,21	1,78	1,03	1,35	-1,65	1,50	-3,39	2,01
МЗэ	-0,02	2,23	2,45	1,75	0,83	1,32	-0,99	0,77	-2,37	1,03
Критерии (<i>t</i> , <i>F</i>)	6,60	1,55	2,67	1,04	2,79	1,05	10,45	3,86	12,18	3,84
<i>p</i>	0,00	0,00	0,01	0,32	0,01	0,25	0,00	0,00	0,00	0,00
T2к	-1,20	3,48	1,89	1,58	0,72	1,02	-2,01	2,26	-5,36	2,89
T2э	-0,68	3,84	3,34	2,32	0,94	1,50	-1,83	1,72	-5,16	2,77
Критерии (<i>t</i> , <i>F</i>)	5,38	1,22	14,01	2,17	3,28	2,16	1,67	0,58	1,35	0,92
<i>p</i>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,18	0,12
ПЗк	-0,38	5,38	5,73	3,65	1,46	1,93	-3,13	3,60	-5,58	3,17
ПЗэ	0,20	4,82	5,92	3,81	1,38	2,04	-1,64	1,82	-4,88	2,66
Критерии (<i>t</i> , <i>F</i>)	4,30	1,25	0,98	1,09	0,73	1,11	9,89	0,26	4,59	0,70
<i>p</i>	0,00	0,00	0,33	0,12	0,47	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00

E – среднее арифметическое значение со значением *t*-критерия Стьюдента, *S* – стандартное отклонение со значением *F*-критерия Фишера, *p* – соответствующий уровень значимости. Значимые показатели на уровне $p < 0,01$ выделены жирным шрифтом.

Двухфакторный дисперсионный анализ определил значимое влияние теплиц на разницу среднегодовых и сезонных значений надпочвенной температуры между контрольными и экспериментальными участками (таблица 14). Различия выражены преимущественно летом и зимой. Влияние типов ландшафтных разностей (П, Т, М), в том числе включая влияние камер статистически незначимо.

Таблица 14 – Двухфакторный дисперсионный анализ (ANOVA) эффектов влияния установленных камер и типов ландшафтных разностей на надпочвенные температуры (высота 5 см).

Эффект фактора/статистический параметр	df	Температура над поверхностью почв				Переходы через 0 °C	
		E		S		n	
		F	p	F	p	F	p
Год							
Камера	1	6,261	0,046*	2,055	0,202	2,836	0,143
Ландшафт	2	1,956	0,222	0,939	0,442	0,176	0,842
Камера × Ландшафт	2	0,511	0,624	0,751	0,512	0,288	0,759
Лето							
Камера	1	10,395	0,018*	2,882	0,14	19,068	0,005
Ландшафт	2	1,062	0,403	2,431	0,169	9,705	0,013
Камера × Ландшафт	2	0,148	0,866	0,144	0,869	0,031	0,97
Осень							
Камера	1	3,13	0,127	0,327	0,588	0,216	0,658
Ландшафт	2	0,042	0,959	0,327	0,733	11,473	0,009
Камера × Ландшафт	2	1,449	0,307	1,007	0,42	2,122	0,201
Зима							
Камера	1	4,976	0,067	11,209	0,016*	0	1
Ландшафт	2	1,661	0,267	1,81	0,2427	0,5	0,63
Камера × Ландшафт	2	0,428	0,67	0,645	0,5577	1,5	0,296
Весна							
Камера	1	1,166	0,322	1,166	0,322	0,601	0,468
Ландшафт	2	0,707	0,53	0,707	0,53	1,337	0,331
Камера × Ландшафт	2	0,611	0,574	0,611	0,574	0,19	0,832

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

Дисперсионный анализ выявил статистически значимое влияние установки теплиц на количество переходов через 0 °C температуры над поверхностью почв летом и осенью (таблица 14). Установка камер обусловила значимое снижение температурных переходов летом и осенью для всех типов ландшафта кроме площадок на торфяных пятнах, где осенью зафиксировано увеличение числа количеств переходов через 0 °C (рисунок 38). Наибольшее количество переходов через 0 °C для всех ландшафтных разностей отмечался в летний и осенний периоды.

Зимой температуры над поверхностью почв становятся отрицательными, переходов через 0 °C не происходит.

Трансформация локального микроклимата способствует изменению количественных ландшафтных характеристик внутри камер. Высота снежного покрова в теплицах была выше ($+15 \pm 1$ см) таковой контрольных участков (таблица 16). Максимальное усиление снегонакопления в камерах, в сравнении с фоновыми участками, наблюдается на водораздельной террасе ($+19 \pm 2$ см) и торфяных пятнах ($+20 \pm 2$ см), в меньшей мере – на закустаренной поверхности торфяных бугров ($+6 \pm 1$ см).

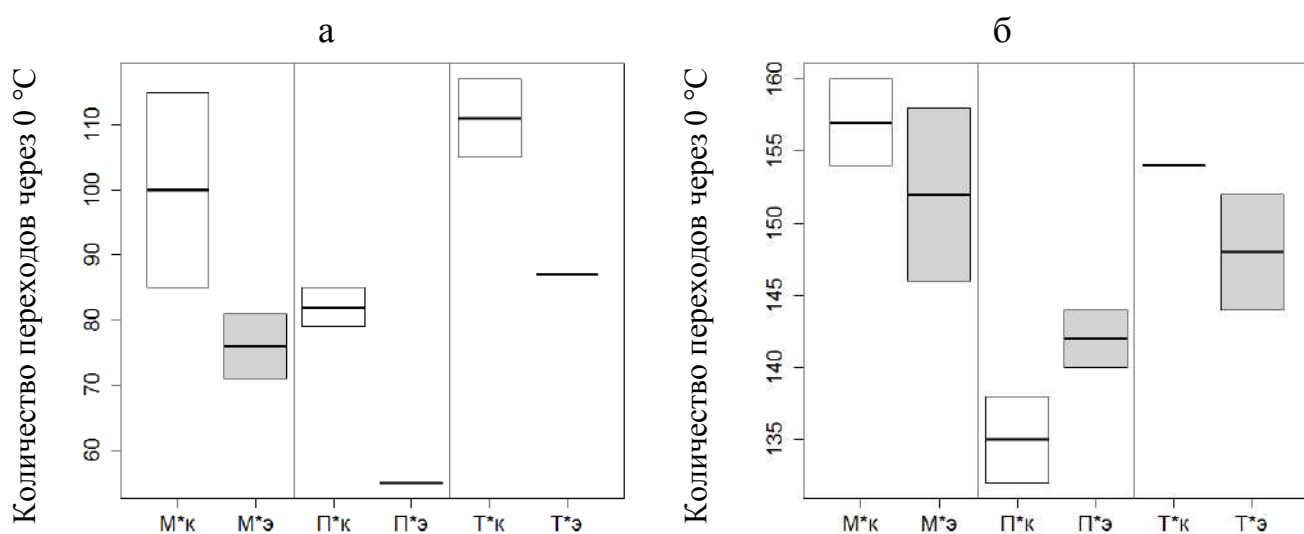


Рисунок 38 – Вариация количеств переходов температуры через 0 °C над поверхностью почвы в 2016-2018 гг. на площадках различных ландшафтных разностей: а – лето; б – осень.

Особенности пространственной дифференциации накопления снега в камерах ландшафтных разностей обусловлены естественными различиями высоты снежного покрова в тундре. Оголенные торфяные пятна отличаются малой высотой снежного покрова, при его максимальной высоте на закустаренных участках бугров (таблица 15). Усиление снегонакопления наряду со снижением скорости ветра способствуют смягчению микроклимата для растительности [Marion et al., 1997; Carlsson, Callaghan, 1991]. Защитный эффект снежного покрова для растительности тундры более важен по сравнению с увеличением летнего нагрева надпочвенного слоя воздуха [Wahren et al., 2005]. В контурах теплиц, по сравнению с контрольными участками, высота кустарничкового яруса увеличилась на 10 ± 3 см на бугристом болоте и 14 ± 3 см на водораздельной террасе. Повышение высоты и сомкнутости кустарничкового яруса способствует усилению снегонакопления, что является дополнительной защитой для растительного покрова [Myers-Smith, Hik, 2013].

Таблица 15 – Средние значения и стандартные отклонения количественных характеристик исследуемых ландшафтных компонентов и температуры почв на контрольных (к) и экспериментальных (э) площадках участков исследований.

Ландшафтные параметры/ площадка	Год / дата	Экспериме нтальные	Конт рольные	Т_э	Т_к	П_э	П_к	М_э	М_к	Влияние экспериментальных условий	
										F	p
Данные мониторинговых наблюдений, 2015-2018 гг.											
Максимальная высота снежного покрова, см	2016	45±12	30±17	55±9	49±11	34±10	19±12	45±4	12±6	17,59	0,000322 ***
	2017	46±10	28±16	55±11	46±10	38±7	11±8	45±2	27±8	39,052	1,85e-06 ***
	2018	50±12	36±19	61±14	57±13	40±4	21±12	48±5	31±10	13,38	0,00125 **
Мощность СТС, см	2015	67±32	66±29	45±7	45±7	50±8	49±5	106±24	103±20	0,017	0,897
	2016	73±29	76±38	52±3	51±7	56±7	53±5	110±16	126±24	0,674	0,42
	2017	69±36	68±40	43±4	40±4	50±3	48±2	115±24	116±34	0,046	0,833
	2018	70±36	68±38	44±3	41±2	51±5	49±4	115±25	113±34	0,148	0,704
Данные разовых наблюдений, 2018 г.											
Высота растительности, см	22.09.2018	27±21	19±14	39±9	29±5	0±1	0±1	43±8	29±2	15,43	0,000631 ***
Индекс листовой поверхности (LAI)	07.08.2018	-	-	2,8±1,7	2,7±0,6	-	-	1,8±0,5	1,0±0,2	1,119	0,30588
Влажность почв (глубина 0-10 см), %	15.08.2018	22±9	25±8	18±5	25±7	31±8	33±6	18±7	18±5	0,97	0,33455
	22.09.2018	31±10	37±10	24±9	31±7	38±4	46±7	33±12	33±9	2,535	0,12442
Глубина почвенно- грунтовых вод, см	18.08.2018	-	-	-	-	-	-	39±13	46±9	-	-
Температура почв (глубина 20 см), °С	22.09.2018	4,1±1,1	3,7±1,1	3,0±0,9	2,7±0,7	5,0±0,3	4,6±0,4	4,1±1,0	3,8±1,3	1,249	0,274754
Глубина сезонного протаивания, см	04.08.2018	55±24	51±21	36±2	33±2	45±5	44±4	85±15	76±14	-	-

*Среднее значение параметра на участках 1-5 в каждой ландшафтной разности (Т – закустаренная поверхность торфяного бугра, П – оголенные торфяные пятна, М – водораздельная суглинистая терраса). к – контрольная, э – экспериментальная площадка. **, *** - значимые статистические коэффициенты

В последние десятилетия в регионе при потеплении и увеличении зимних осадков значительная экспансия тундровой кустарничковой растительности наблюдается на суглинистых почвах [Елсаков, Кулюгина, 2014]. Увеличение высоты кустарничкового яруса в теплицах сопровождалось повышением значений индекса LAI на водораздельной террасе ($+0,8 \pm 0,2$), на торфяных буграх изменения LAI дифференцированы и статистически не значимы ($0 \pm 0,5$). Схожие изменения наблюдались и в 2013 г., когда в растительном покрове торфяных бугров фиксировалось снижение LAI [Voigt et al., 2017]. Наибольшее повышение значений индекса LAI наблюдалось в теплицах дренированной водораздельной террасы М2э, М5э (таблица 15). Больше увеличение площади листовой поверхности и высоты кустарничкового яруса на ряде площадок водораздельной террасы обусловлено его изначально меньшей сомкнутостью и благоприятными условиями произрастания тундровой растительности на суглинистых почвах, обладающих летом повышенной теплопроводностью в сравнении с торфяными почвами, теплопроводность которых находится в диапазоне 0,002-0,006 [Калужный, Лавров, 2019].

Влажность верхних почвенных горизонтов под камерами, в сравнении с контрольными участками летом 2018 г. была ниже на 3 ± 1 %. Снижение влажности почв наблюдалось в оголенных торфяных пятнах (-4 ± 2 %) и на закустаренных поверхностях торфяных бугров (-5 ± 2 %), суглинистые почвы водораздельной террасы в целом не отличались по влажности (таблица 15). Снижение влажности почв может быть связано с меньшим попаданием летних осадков в контуры камер с частично открытым верхом. Влияние зимних осадков здесь исключается, так как измерения влажности почв после снеготаяния не проводились. Глубина залегания надмерзлотной верховодки в суглинистых почвах камер менялась дифференцированно (-7 ± 8 см) (таблица 15). Уровень надмерзлотной верховодки опустился на двух (М1, М5) и поднялся на трех участках (М2-М4) водораздельной террасы. Снижение уровня верховодки обусловило уменьшение влажности суглинистых почв экспериментальных площадок, но его пространственная дифференциация осложняется влиянием других ландшафтных характеристик.

Максимальные значения СОТп на глубине 20 см наблюдались на контрольной площадке, заложенной на оголенном торфяном пятне ПЗк (таблица 12). Наиболее теплым контрольным профилем по зимнему температурному режиму оказался глеезем контрольного участка МЗк. Самой теплой среди фоновых площадок по летнему климату является мерзлотная почва торфяного пятна, тогда как почва торфяного бугра под кустарничково-моховой растительностью – наиболее холодная. Схожая ситуация наблюдается и по значениям ТпГод контрольных участков (таблица 12). Повышенные температуры почвы торфяного пятна, в сравнении с

глееземом, обусловлены ранним снеготаянием (конец апреля – начало мая) и низким альбедо поверхности оголенного торфа.

Микроклиматические и ландшафтные изменения влияют на температуру почв в рамках полевого эксперимента. Почвы теплиц, в сравнении с контрольными участками, зимой теплее. Повышение СОТп в основном выражено ($+27 \pm 20$ °С·сут) на оголенном торфяном пятне и водораздельной террасе (таблица 12). Главным фактором (вклад 10-30 %), обуславливающим увеличение температур почв зимой в контурах камер является усиление снегонакопления [Salmon et al., 2016; Lawrence, Slater, 2010].

СПТп камер выше таковых контрольных участков на 15 ± 20 °С·сут (таблица 12). В условиях эксперимента в почвах водораздельной террасы и пятен СПТп повышаются в меньшей степени, в сравнении с почвой закустаренной поверхности торфяного бугра (таблица 12). Увеличение температуры воздуха и почв в теплицах в летний период происходит при снижении скорости ветра и отраженного от поверхности инфракрасного излучения [Carlyle et al., 2011]. Максимальная средняя температура июля в почвах ($+8...+9$ °С) наблюдается на контрольном и экспериментальном участке оголенного торфяного пятна. В рамках эксперимента максимальное повышение среднеиюльской температуры ($+2,2$ °С), в сравнении с контрольной площадкой, зафиксировано в почве торфяного бугра (ТЗэ). Схожие результаты на данных площадках фиксировались и ранее [Voigt et al., 2017].

ТпГОД экспериментальных участков ($-0,2 \pm 0,4$ °С) была выше таковой контрольных ($-0,7 \pm 0,4$ °С). На глубине 20 см в почве под камерой оголенного торфяного пятна зафиксирована положительная среднегодовая температура (таблица 12). Увеличение температуры почв в целом сопоставимо со значениями повышения надпочвенных температур при эксперименте [Salmon et al., 2016]. В условиях несплошного распространения ММП с относительно высокими среднегодовыми температурами ($-0...-2$ °С) даже незначительное ($+0,5$ °С) ТпГОД может обуславливать существенное уменьшение площади региональной криолитозоны [Оберман, Шеслер, 2009].

Температура почв в теплицах и на контрольных участках различалась преимущественно значимо, максимальные отличия почвенных температур выражены весной и зимой (таблица 13). Значение стандартного отклонения в камерах, в сравнении с контролем, снижалось как для почвенной, так и надпочвенной температуры (таблица 13). В большей мере температурные колебания температуры затухали зимой при усилении снегонакопления в контурах камер. Значения стандартного отклонения температур среди ландшафтных разностей преимущественно снижались на участках торфяных пятен.

Установка теплиц сокращает период околонулевых температур в верхних почвенных горизонтах (таблица 16). Максимальное сокращение этого периода зафиксировано осенью в

фоновых почвах бугристого болота (Т2, П3). Почва оголенного торфяного пятна, как и другие профили, осенью характеризуется продолжительным периодом околонулевых температур. Но весной данный период в этой почве значительно сокращается при быстром оттаивании верхних горизонтов почвы торфяного пятна, имеющей низкий альбедо.

Таблица 16 – Периоды околонулевых температур в почвах на глубине 20 см

Период околонулевых температур	Индекс площадки					
	МЗк	МЗэ	Т2к	Т2э	ПЗк	ПЗэ
Начало осеннего, дата	22.10.2017	22.10.2017	17.10.2017	16.10.2017	17.10.2017	18.10.2017
Конец осеннего	23.11.2017	22.11.2017	23.11.2017	09.11.2017	25.11.2017	15.11.2017
Длительность осеннего, дни	32	31	37	24	39	28
Начало весеннего, дата	19.05.2018	20.05.2018	21.05.2018	21.05.2018	30.05.2018	31.05.2018
Конец весеннего, дата	20.06.2018	13.06.2018	16.06.2018	14.06.2018	07.06.2018	10.06.2018
Длительность весеннего, дни	32	24	26	24	8	10

Микроклиматические и ландшафтные изменения, обусловившие изменения температурного режима почв, влияют и на глубину сезонного протаивания [Salmon et al., 2016]. Осредненная для всех участков мощность СТС в конце вегетационного периода (2015-2018 гг.) в теплицах, в сравнении с контрольными участками, была выше только на $1,5 \pm 1$ см (таблица 15). Прирост глубины сезонного протаивания в почвах теплиц был статистически не значим ($p > 0,05$). Однако, эффект от установки теплиц за период долгосрочных наблюдений глубины сезонного протаивания постепенно усиливался, наибольшие различия этого показателя ($+5 \pm 1$ см) были в 2018 г. (таблица 15). В первые годы эксперимента (2012-2013 гг.) изменение мощности СТС не наблюдалось [Voigt et al., 2017]. Увеличение мощности СТС объясняется аккумуляцией тепла в почвах, эффект от которой начинает проявляться только через пять и более лет после установки камер [Salmon et al., 2016]. В 2018 г. наибольшую разницу между экспериментальными и контрольными участками по мощности СТС наблюдали на водораздельной террасе ($+7 \pm 1$ см). При потеплении суглинистые мерзлотные почвы в регионе протаивают быстрее торфяных профилей [Оберман, Шеслер, 2009]. В целом, результаты полевого эксперимента показали относительную температурную устойчивость климатически-обусловленных экосистемно-защищенных торфяных мерзлотных почв в условиях повышения температуры воздуха.

Глава 7. Анализ климатических и ландшафтных условий формирования температурного режима почв

7.1. Геоинформационный анализ климатических условий формирования температурного режима почв

Геоинформационные методы исследований применялись для анализа пространственной дифференциации климатических и ландшафтных компонентов, обуславливающих различия температурных режимов и глубины залегания кровли ММП в почвах европейского северо-востока России. Геоинформационный анализ определяет климатические характеристики и индексы, маркирующие границы геокриологических подзон с различной долей мерзлотных почв в субарктической части европейского северо-востока России. Границы региональных геокриологических подзон были обозначены еще во второй половине XX века, в связи, с чем приводился анализ климатических характеристик для данного периода. Соотношение территорий с многолетнемерзлыми породами обуславливает долю мерзлотных почв в структуре почвенного покрова региона [Государственная..., 1988; Геокриологическая..., 1998]. Определение климатических маркеров почвенно-геокриологических границ актуально при расчетах современных климатических характеристик, используемых при мониторинге температурного режима почв. Результаты исследований позволяют оценить изменения современных климатических характеристик, относительно таковых второй половины XX века в ракурсе почвенной и геокриологической зональности.

Исследования географической дифференциации климатических характеристик территории Большеземельской тундры для фонового периода (1990-1960 гг.) показало повышение значений $T_{\text{Год}}$ с С-В на Ю-З (рисунок 39а). Шаг увеличения среднегодовой температуры воздуха между исследуемыми почвенно-геокриологическими границами изменяется от 0,3 до 0,9 °С, повышаясь к югу. Исследуемые границы имеют максимально высокие коэффициенты вариации этого параметра (таблица 17). Изменения значений СПТ носит широтный характер (рисунок 39б). Коэффициенты вариации сумм положительных температур воздуха вдоль линий исследуемых границ сравнительно низкие (3,3-4,1 %) (таблица 17). Значения сумм отрицательных температур воздуха (СОТ) увеличиваются с Ю-З на С-В, коэффициенты вариации вдоль границ их в 2-3 раза выше, в сравнении с суммами положительных температур (рисунок 39в, таблица 17).

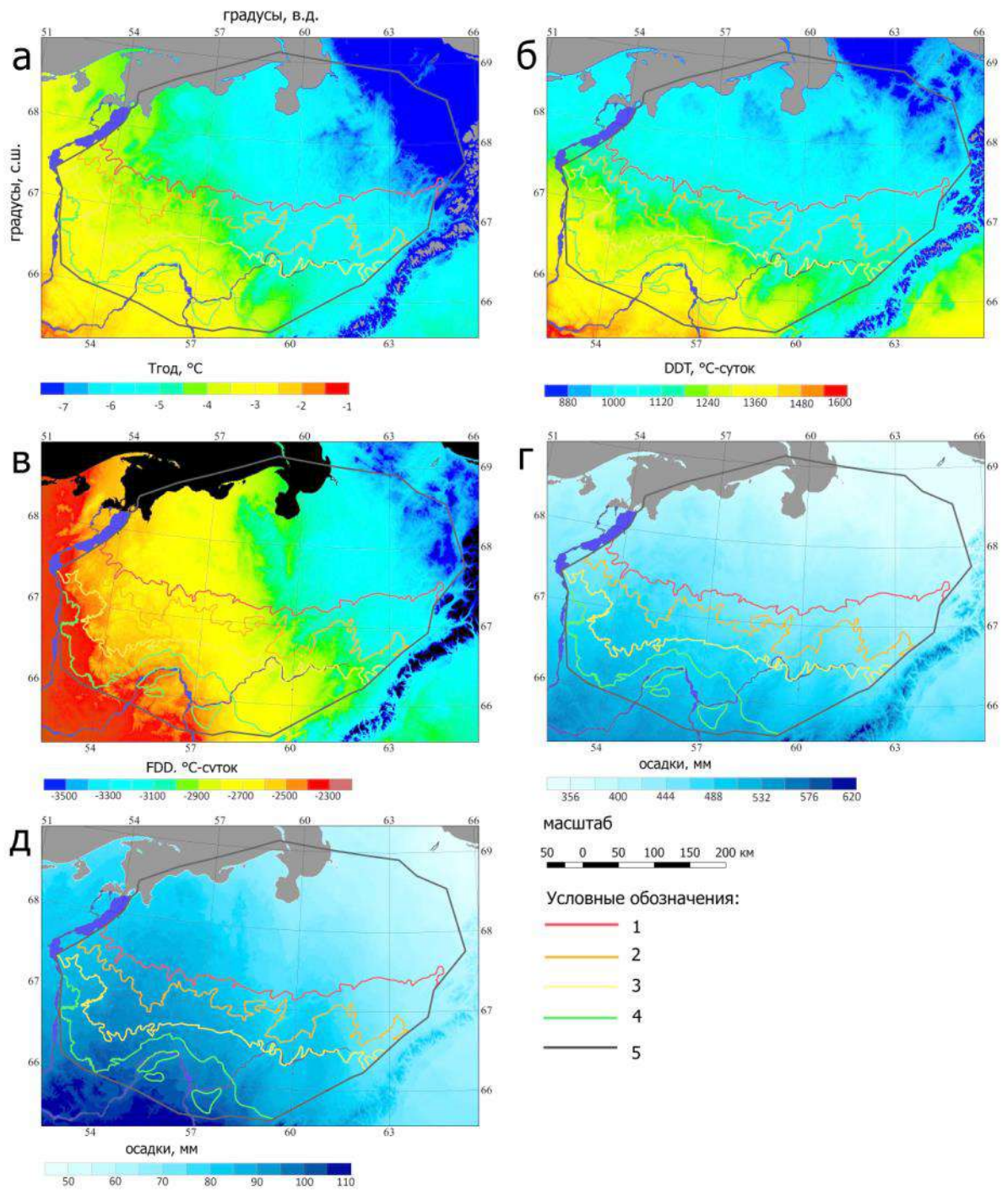


Рисунок 39 – Пространственная дифференциация климатических характеристик европейского северо-востока России: а - среднегодовая температура воздуха (Т), °С; б – сумма положительных температур воздуха (СПТ), °С·сут; в – сумма отрицательных температур воздуха (СОТ), °С·сут; г – годовое количество осадков, мм; д – количество зимних осадков, мм. Номера почвенно-геокриологических границ с распространением ММП: 1 – сплошным; 2 – прерывистым; 3 – массивно-островным; 4 – редкоостровным. 5 – граница территории исследований.

Таблица 17 – Климатические характеристики и индексы почвенно-геокриологических границ Большеземельской тундры.

Значение	№ границы *	Климатический показатель									
		T _{год} , °C	СПТ, °C·сут	СОТ, °C·сут	P _{ср} , мм	P ^W , мм	F ^a	F	I	D	D ^W
Среднее	1	-5,1	1094	2921	448	80	1,63	0,62	1,57	4,10	0,47
	2	-4,8	1141	2843	465	83	1,58	0,61	1,51	4,08	0,49
	3	-4,0	1224	2659	484	89	1,47	0,60	1,41	3,96	0,54
	4	-3,1	1353	2442	511	97	1,34	0,57	1,29	3,78	0,62
Минимум	1	-7,2	994	3574	404	62	1,45	0,59	1,92	3,75	0,58
	2	-6,1	1042	3295	435	70	1,41	0,59	1,70	3,71	0,60
	3	-5,7	1122	3189	450	73	1,33	0,57	1,66	3,65	0,64
	4	-4,1	1232	2757	470	88	1,27	0,56	1,43	3,54	0,66
Максимум	1	-3,6	1186	2444	491	94	1,90	0,65	1,35	4,62	0,31
	2	-3,4	1253	2411	501	96	1,73	0,63	1,34	4,46	0,36
	3	-2,9	1342	2266	524	100	1,68	0,63	1,26	4,35	0,38
	4	-2,4	1465	2264	545	103	1,48	0,60	1,22	4,33	0,54
Коэффициент вариации	1	20,0	4,1	11,3	4,5	10,9	7,5	2,9	9,5	3,6	18,7
	2	15,5	3,3	8,5	3,2	8,5	5,5	2,1	6,4	3,5	14,8
	3	19,3	4,0	9,1	3,4	7,8	6,2	2,5	6,6	3,1	13,6
	4	12,7	3,8	4,5	3,0	3,6	3,6	1,5	3,7	3,9	4,5

*№№ почвенно-геокриологических границ с распространением ММП: 1 – сплошным; 2 – прерывистым; 3 – массивно-островным; 4 – редкоостровным. T_{год}, °C – среднегодовая температура воздуха; СПТ – суммы положительных температур воздуха; СОТ – суммы отрицательных температур воздуха; P_{ср} – годовое количество осадков; P^W – количество осадков холодного периода F^a – альтернативный индекс морозности воздуха; F – индекс морозности воздуха; I – индекс относительной суровости климата; D – индекс сухости; D^W – индекс сухости холодного периода.

В регионе годовое количество осадков ($P_{\text{ср}}$) постепенно увеличивается к югу (рисунок 39г), его коэффициенты вариации относительно невысоки и постепенно снижаются к южному пределу распространения ММП (таблица 17). Пространственная дифференциация зимних осадков (P^w) имеет идентичный характер. На Севере Большеземельской тундры количество зимних осадков возрастает с С-В на Ю-З, и в южной части криолитозоны пространственное изменение зимних осадков характеризуется широтным характером (рисунок 39д). Коэффициенты вариации зимних осадков значительно снижаются от южной границы подзоны сплошного распространения ММП к южному пределу криолитозоны (таблица 17).

С северо-востока на юго-запад снижаются значения альтернативного индекса морозности воздуха F^a (рисунок 40а). Значения коэффициента вариации F^a относительно низкие вдоль южной границы региональной криолитозоны (таблица 17). Пространственная дифференциация значений индекса морозности F схожа с таковым альтернативного F^a . Пространственные изменения F в большей мере имеют субширотный характер (рисунок 40б) и минимальные значения коэффициента вариации вдоль всех почвенно-геокриологических границ (таблица 17).

Индекс относительной суровости климата I , как и индексы морозности воздуха (F^a , F), характеризует постепенное уменьшение суровости климата с С-В на Ю-З (рисунок 40в). Коэффициенты вариации индекса суровости климата относительно малы только вдоль южной границы криолитозоны (таблица 17). Индекс D определяет высокую степень увлажнения Большеземельской тундры, в сравнении с прилегающими к югу районами (рисунок 40г). Значения D постепенно снижаются с севера на юг, согласуясь с ростом $T_{\text{год}}$. Почвенно-геокриологические границы имеют относительно низкие значения коэффициента вариации D (таблица 17). Значения индекса сухости холодного периода D^w повышаются с С-В на Ю-З (рисунок 40д). Почвенно-геокриологические границы, кроме самой южной, отличаются высокими осредненными значениями коэффициента вариации индекса сухости холодного периода (таблица 17).

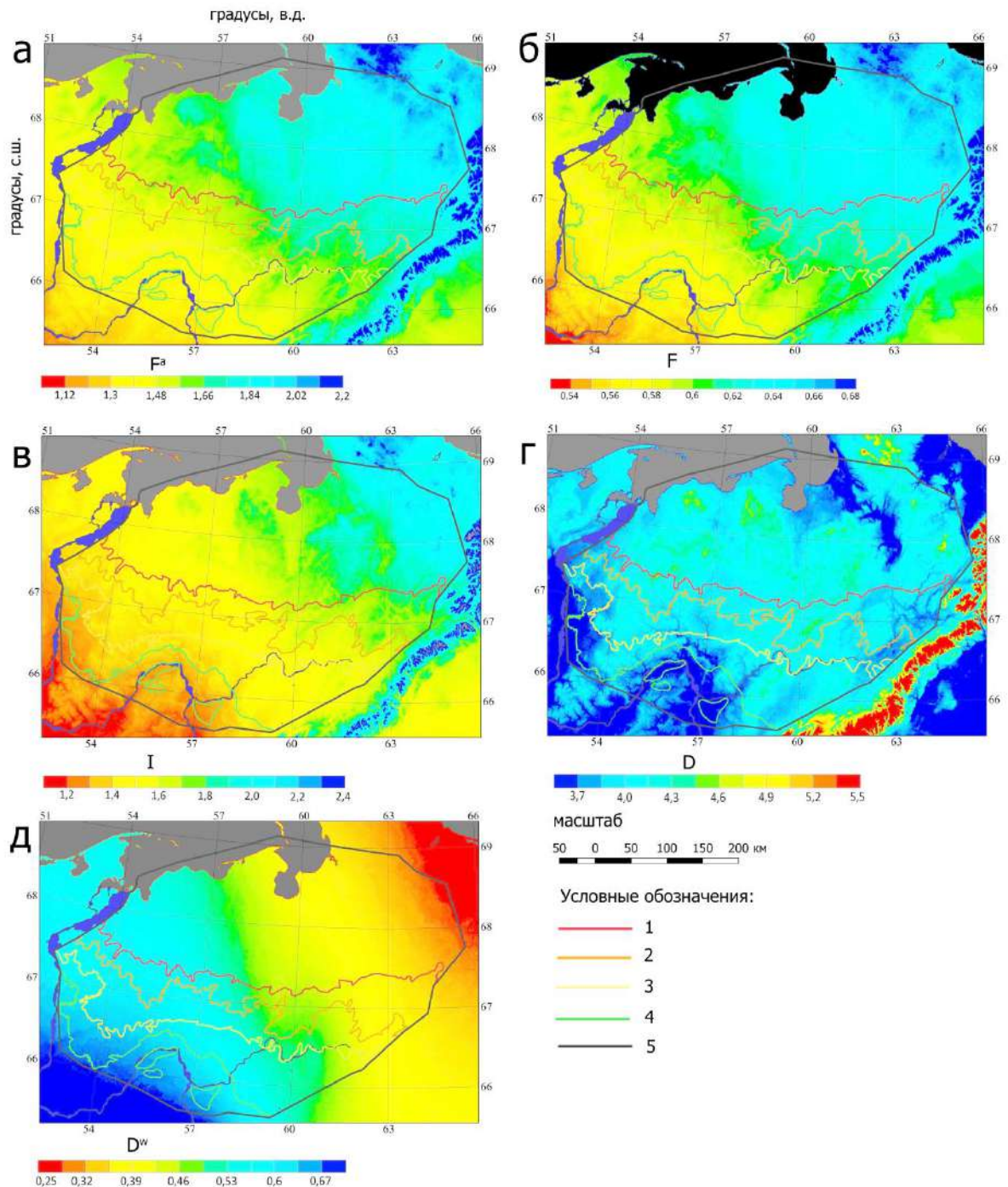


Рисунок 40 – Пространственная дифференциация климатических индексов европейского северо-востока России: а – альтернативный индекс морозности F^a ; б – индекс морозности F ; в – индекс относительной суровости климата I ; г – индекс сухости D ; д – Индекс сухости холодного периода D^w . Номера почвенно-геокриологических границ с распространением ММП: 1 – сплошным; 2 – прерывистым; 3 – массивно-островным; 4 – редкоостровным. 5 – граница территории исследований.

При анализе климатических границ природных зон при значительном пересечении количественных значений климатических характеристик применяется географическое разделение территории на отдельные секторы [Анисимов и др., 2011]. ГИС анализ

используемых климатических характеристик определил различия между восточной и западной частями Большеземельской тундры с выделением условной границы, проходящей по меридиану 58° в.д. Различия климатических характеристик почвенно-геокриологических границ внутри региона усложняются разнообразием рельефа, почвенно-растительного покрова, почвообразующих пород и так далее. Восточная часть преимущественно охватывает цокольную равнину Предуралья, западная – ледово-морскую слабодренированную Печорскую равнину [Оберман, Шеслер, 2009]. Раздельный (для восточного и западного секторов региона) анализ климатических характеристик показал уменьшение их коэффициентов вариации в 1,5-2 раза (таблица 18).

Снижение $Kvar$ характерно для СПТ, СОТ, I, F^a , F, при этом значения коэффициента вариации индекса F минимальны (таблица 18), что предполагает его высокую надежность при анализе региональных почвенно-геокриологических границ. Значения индекса F вдоль почвенно-геокриологических границ восточного и западного секторов Большеземельской тундры отчасти различны (таблица 18). Западная часть Большеземельской тундры характеризуется меньшими значениями $Kvar$, по сравнению с восточной, где наблюдается большее влияние Уральской горной страны. Основная часть почв, на базе которых в диссертационной работе исследуется температурный режим почв расположена в восточной части Большеземельской тундры. Поэтому, значимыми климатическими маркерами, обозначающими региональные почвенно-геокриологические границы, предложено использовать показатели со значениями коэффициентов вариации в диапазоне 0-4.

Таблица 18 – Климатические характеристики и индексы почвенно-геокриологических границ Западного и Восточного секторов Большеземельской тундры.

Значение	Сектор	№ границы*	Климатические показатели					Климатические индексы				
			T _{год} , °C	СПТ, °C·сут	СОТ, °C·сут	P ^w , мм	P ^w , мм	F ^a	F	I	D	D ^w
Среднее	Западный	1	-4,1	1134	2607	465	88	1,52	0,60	1,44	4,10	0,55
		2	-3,9	1173	2583	476	90	1,48	0,60	1,41	4,06	0,57
		3	-3,4	1255	2477	491	93	1,41	0,58	1,34	3,92	0,60
		4	-3,0	1357	2418	509	97	1,34	0,57	1,28	3,76	0,63
	Восточный	1	-5,9	1060	3182	435	74	1,73	0,63	1,69	4,10	0,40
		2	-5,3	1120	3017	457	79	1,64	0,62	1,58	4,09	0,44
		3	-4,9	1178	2921	473	82	1,57	0,61	1,51	4,02	0,46
		4	-3,8	1315	2664	525	96	1,42	0,59	1,37	4,00	0,57
Коэффициент вариации	Западный	1	7,7	2,0	3,8	2,3	3,2	2,7	1,1	3,2	3,8	4,1
		2	7,1	2,3	3,4	2,4	3,2	2,4	1,0	2,6	3,0	4,0
		3	9,2	3,0	3,8	3,1	3,8	2,8	1,2	2,8	2,8	3,7
		4	10,7	3,8	3,6	3,0	3,6	3,1	1,3	3,0	3,3	3,7
	Восточный	1	10,4	2,5	6,3	3,5	8,5	4,2	1,5	6,2	3,5	13,6
		2	7,1	2,4	4,3	2,6	6,4	2,5	1,0	3,7	3,8	10,0
		3	6,8	1,4	3,9	2,4	6,2	2,2	0,9	3,3	2,9	9,6
		4	5,8	2,0	2,0	2,1	2,7	2,0	0,8	2,6	4,0	2,9

*№№ почвенно-геокриологических границ с распространением ММП: 1 – сплошным; 2 – прерывистым; 3 – массивно-островным; 4 – редкоостровным. T_{год}, °C – среднегодовая температура воздуха; СПТ – суммы положительных температур воздуха; СОТ – суммы отрицательных температур воздуха; P_{CP} – годовое количество осадков; P^w – количество осадков холодного периода F^a – альтернативный индекс морозности; F – индекс морозности; I – индекс относительной суровости климата; D – индекс сухости; D^w – индекс сухости холодного периода.

Значимыми климатическими маркерами ($Kvar=0-4$) определяются такие характеристики и индексы как суммы положительных температур воздуха (СПТ), среднегодовое количество осадков (P_{CP}), индекс сухости (D), индекс морозности F . При этом индекс морозности воздуха F определяется как наиболее сильный климатический маркер в регионе ($Kvar=1,5-2,9$). Средними маркерами почвенно-геокриологических границ условно можно считать климатические характеристики и индексы с коэффициентами вариации в диапазоне 4-8: количество осадков холодного периода (P^w), альтернативный индекс морозности (F^a), индекс относительной суровости климата (I). Относительно слабыми климатическими маркерами исследуемых границ считаются таковые со значениями $Kvar>8$: среднегодовая температура воздуха ($T_{Год}$), суммы отрицательных температур воздуха (COT), индекс сухости холодного периода (D^w). Тем не менее, большинство рассмотренных климатических маркеров определяются как значимые и средние при геоинформационном анализе южной границы региональной криолитозоны (таблица 17). Это связано со спецификой пространственной неоднородности большинства климатических характеристик в пределах субарктического сектора региона. Осредненные значения коэффициентов вариации повышаются от южной границы криолитозоны к северу, достигая максимума на границе сплошного распространения ММП.

На основе мультирегрессионного анализа представленных выше климатических характеристик можно вывести уравнение множественной регрессии вида: $\ln SubZ = aA + bB + cC + dD + e$ (16), где $\ln$ – натуральный логарифм значений; $SubZ$ – ранжированные условные значения почвенно-геокриологических границ; A, B, C, D – климатические предикторы (независимые переменные); a, b, c, d, e – регрессионные коэффициенты, рассчитанные на основе значений климатических предикторов вдоль почвенно-геокриологических границ. Все предикторы в уравнении значимы, их комбинации, где нарушался критерий независимости, исключены из анализа. В итоге, выбрано 4 климатических предиктора, показавших наибольший коэффициент детерминации R^2 при условии независимости предикторов. Полученное уравнение, описывающее смену климатических условий на границах геокриологических подзон при одновременном изменении значимых климатических предикторов: $\ln SubZ = 2,897 \cdot F - 0,1200 \cdot \Delta T - 3,364 \cdot (F - F_{cp})^2 - 0,04410 \cdot P_{VII} + 4,386$, $R^2 = 0,83$ ($Degr = 0,70\%$) (17)

Уравнение 17 показывает, что увеличение относительной площади почв с ММП к северу согласуется с одновременным изменением климатических параметров – увеличением индекса морозности F , снижением годовой амплитуды температуры воздуха (ΔT и осадков июля (P_{VII}). Чтобы уменьшить статистическую зависимость между линейным и нелинейным членом индекса морозности воздуха применили его центрированный квадрат $(F - F_{cp})^2$, где F_{cp} – среднее значение индекса морозности F вдоль всех почвенно-геокриологических границ.

Пространственная дифференциация почвенно-геокриологических границ прослеживается в увеличении доли ММП и мерзлотных почв к северу, уменьшении среднегодовой температуры и глубины сезонного протаивания почв [Государственная., 1988; Геокриологическая., 1998]. Анализ значений климатических маркеров почвенно-геокриологических границ сопоставим с системой классификации ММП [Shur, Jorgenson, 2007]. Почвы в условиях сплошного распространения ММП функционируют в наиболее суровых климатических условиях ($F \geq 0,62$). Здесь развиты преимущественно климатически-обусловленные мерзлотные почвы. При прерывистом и массивно-островном распространении ММП функционирование мерзлотных почв определяется как климатическими, так и ландшафтными факторами ($F = 0,60-0,62$). Благоприятные условия для сохранения мерзлотных профилей наблюдаются в основном в пределах наветренных малоснежных суглинистых и болотных массивов ($T_{\text{ПГОД}} = -0,5 \dots -2$ °C). Мерзлотные почвы при редкоостровном распространении ММП ($F = 0,57-0,60$) сохраняются исключительно в экосистемно-защищенных условиях бугристых болот ($T_{\text{ПГОД}} = 0 \dots -0,5$ °C).

Использование множественного регрессионного анализа при определении климатических маркеров почвенно-геокриологических границ подтверждает полученные выводы. Уравнение множественной регрессии (17) на 83 % объясняет географическое положение почвенно-геокриологических границ, определяя оптимальное сочетание климатических характеристик и индексов. Индекс морозности воздуха F на 47 % объясняет смену подзон, второй (ΔT) и третий климатические предикторы определяют 19,1 % и 16,0 %, соответственно. Уменьшение июльских осадков может способствовать снижению температуропроводности почв при уменьшении их влажности [Шеин, 2005]. При снижении температуры воздуха к северу это способствует улучшению климатических условий для сохранения мерзлотных почв в различных геосистемах. Уменьшение ΔT на почвенно-геокриологических границах к северу обусловлено снижением континентальности климата при приближении к побережью Баренцева моря [Атлас., 1976].

В целом, геоинформационный анализ климатических характеристик позволяет определить значимые климатические маркеры почвенно-геокриологических границ, отражающих функционирование почв при различной доле распространения ММП (≥ 90 , 50-90, 10-50, < 10 %). Климатическими маркерами, наиболее четко определяющими положение почвенно-геокриологических границ, могут использоваться такие характеристики как СПТ, P_{CP} , D , F . Южный предел распространения ММП, а равно и мерзлотных почв, дополнительно определяется, кроме перечисленных, такими климатическими маркерами как COT , P^w , F^a , I и D^w . В итоге, комбинация геоинформационного и статистического анализов выявила наиболее надежный маркер – индекс морозности воздуха F , выделяющий южные пределы геокриологических подзон, где почвы функционируют в условиях сплошного (≥ 90 %; $F = 0,62$),

прерывистого (50-90 %; $F=0,61$), массивно-островного (10-50 %; $F=0,60$) и редкоостровного (<10 %; $F=0,57$) распространения многолетнемерзлых пород.

7.2. Геоинформационный анализ ландшафтных условий формирования температурного режима почв

Геоинформационный анализ структуры почвенного покрова позволяет оценить пространственную дифференциацию температурных режимов и глубины сезонного протаивания почв во взаимосвязи с ландшафтными факторами [Каверин и др., 2012]. Построение цифровых крупномасштабных почвенных карт используется для географического анализа структуры почвенного покрова с учетом влияния ландшафтных факторов, анализа пространственной дифференциации мощности сезонного слоя и температурных режимов почв.

Современные цифровые карты почв являются не только набором полигонов, они содержат пространственную базу данных о свойствах почв, характерных для различных типов геосистем [McBratney et al., 2000]. Данные, полученные в полевых условиях, использованы для определения пространственной дифференциации почвенных свойств и температурных режимов. В географии почв аппроксимация и прогнозирование свойств почв неизученных территорий базируется на полевых данных [Белоусова, Мешалкина, 2009]. Для составления карты почв региона использовалась концепция подготовки карты в виде открытой электронной базы данных, которая содержит информацию в полигонах об их площади, географической привязке, типах почв. ГИС анализ почвенно-растительного покрова служит важной частью географического анализа почвенного покрова, позволяя определять в структуре почвенного покрова доли почв с различной глубиной залегания ММП, а соответственно и температурными режимами (таблица 19). Свою эффективность при дифференциации почвенно-растительного покрова показала комбинация спектральных каналов Landsat 4, 5, 3 с последующей управляемой классификацией и цифровой обработкой карты.

В северной части центральной полосы регионального тундрово-таежного экотона при сплошном распространении ММП широко развиты торфяно-глееземы мерзлотные, в лесотундровой части экотона они встречаются ограниченно в основном в термокарстовых депрессиях и на слабодренированных водоразделах. В контурах бугристых болот широко распространены торфяные олиготрофные мерзлотные почвы торфяных бугров и торфяные олиготрофные сезоннопромерзающие/мерзлотные почвы мочажин. В тундрово-таежном экотоне широко развиты сезоннопромерзающие и мерзлотные автоморфные глееземы (таблица 19).

Таблица 19 – Структура почвенного покрова центральной полосы регионального тундрово-таежного экотона

Почвы	Площадь		Мощность органоген ного горизонта, см $\pm S$	Мощность СТС, см $\pm S$
	км ²	%		
Торфяные олиготрофные мерзлотные бугров	3138	17,6	173 $\pm$ 94	84 $\pm$ 24
Торфяные олиготрофные мерзлотные мочажин	102	0,6	77 $\pm$ 34	142 $\pm$ 77
Торфяные олиготрофные	97	0,5	80 $\pm$ 14	71 $\pm$ 19
Глееземы мерзлотные	1389	7,8	9 $\pm$ 5	89 $\pm$ 21
Торфяно-глеяземы мерзлотные	4687	26,5	22 $\pm$ 10	55 $\pm$ 24
Пойменные аллювиальные	21	0,1	4 $\pm$ 2	-
Пойменные аллювиальные торфянистые	16	0,1	6 $\pm$ 1	-
Глееземы	481	2,7	14 $\pm$ 5	-
Торфяно-глеяземы	3042	17,1	15 $\pm$ 8	-
Подзолы	161	0,9	10 $\pm$ 5	-
Торфяно-подзолы	1073	6,0	11 $\pm$ 3	-
Глееземы криометаморфические и органо-криометаморфические почвы	2161	12,2	9 $\pm$ 4	-
Светлоземы и глееподзолистые	964	5,4	8 $\pm$ 3	-
Торфяно-подзолистые и глееподзолистые	343	1,9	17 $\pm$ 5	-
Слабодифференцированные	102	0,6	0	-
Всего	17783	100	86 $\pm$ 113	-

Сезоннопромерзающие почвы полностью занимают ареалы лесных геосистем. В автоморфных условиях на песчано-супесчаных почвообразующих породах функционируют подбуры и подзолы, на суглинках – глееподзолистые почвы и светлоземы. В тундрах широко развиты органо-криометаморфические почвы, профили которых не имеют выраженных глеевых горизонтов.

При геоинформационном анализе структуры почвенного покрова центральной части регионального таежно-тундрового экотона установлено, что торфяные мерзлотные почвы (КО+ЭЗ) с СТС мощностью до 1 м занимают 18 %, автоморфные мерзлотные почвы (КО) с глубиной залегания ММП от 1 до 3 м – 13 % [Пастухов и др., 2016]. Полугидроморфные мерзлотные почвы (КО^{ЭЗ}) с залеганием ММП на глубине 1-2 м занимают около 26 % экотона. Широкое распространение мерзлотных почв обусловлено слабой дренированностью территории и широким распространением массивов бугристых болот на водораздельных пространствах тундры и лесотундры. Сезоннопромерзающие почвы тундровых и лесных геосистем занимают 43 % территории экотона.

Геоинформационный анализ структуры почвенного покрова показал, что в районе исследований 1 в соответствии с классификацией почв России [2004] доминируют глееземы в

сочетании с локально распространенными торфяно-глееземами (рисунок 41). При этом, относительная доля автоморфных почв несоизмеримо выше, чем полугидроморфных торфяно-глееземов. Высокая доля автоморфных почв обусловлена ландшафтным положением и спецификой геоморфологического развития цокольной (предгорной) равнины.

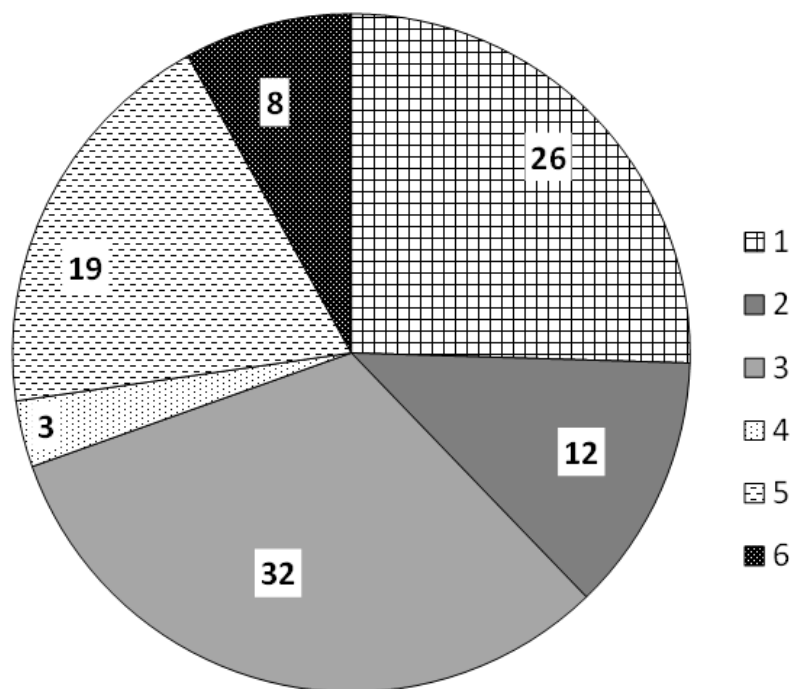


Рисунок 41 – Относительная доля основных типов (подтипов) почв в районе исследований 1, % площади. 1 – глееземы мерзлотные (кровля ММП до 1 м); 2 – глееземы мерзлотные в сочетании с торфяно-глееземами мерзлотными (кровля ММП до 1 м); 3 – глееземы мерзлотные (кровля ММП 1-2 м); 4 – серогумусовые глеевые; 5 – глееземы в сочетании с торфяно-глееземами; 6 – Водные поверхности.

В структуре почвенного покрова района 1 со сплошным распространением ММП преобладают климатически-обусловленные мерзлотные почвы. Почвы с мощностью СТС до 1 м занимают значительную долю участка (38 %) [Каверин и др., 2016], при этом доля климатически-обусловленных экосистемно-защищенных почв составляет около 9 %. Почвы с подстилением ММП в интервале 1-2 м и более занимают 54 % территории, что связано с обогревающим воздействием крупнокустарниковой растительности в северных тундрах [Елсаков, Кулюгина, 2014].

В пределах района исследований 7, расположенного в крайнесеверной тайге, почвы лесных геосистем занимают 50 % территории, тундровых – более 30 %, интразональных – до 20 %. В лесных геосистемах преобладают полугидроморфные почвы (65 %), среди которых доминируют торфяно-подзолисто-глеевые и торфянисто-подзолисто-глееватые почвы [Пастухов и др., 2016]. В тундровых геосистемах функционируют торфяные мерзлотные почвы, минеральные тундровые почвы встречаются преимущественно в горных массивах

Приполярного Урала. Горные почвы распространены на 27 % исследуемой территории, где в условиях хорошего дренажа развиты горные глееподзолистые и горно-тундровые оподзоленные почвы. В целом, в районе исследований 7, расположенном в подзоне редкоостровного распространения ММП экосистемно-защищенные (ЭЗ) мерзлотные почвы занимают 9,6 % территории [Пастухов и др., 2016] и функционируют исключительно в условиях экосистемной защиты бугристых болот.

7.3. Статистический анализ климатических условий формирования температурных режимов почв

Множественный регрессионный анализ климатических предикторов среднегодовой температуры почв апробирован при исследовании особенностей пространственной дифференциации температурных режимов почв [Каверин и др., 2020]. Анализ биоклиматической матрицы высокого пространственного разрешения, использованный для ГИС анализа при определении климатических маркеров доли мерзлотных почв (подглава 7.1), может использоваться непосредственно для выявления климатических предикторов температуры почв. Мультирегрессионный анализ климатических предикторов температуры почв позволяет оценить пространственную дифференциацию температурных режимов. Расчеты в модели множественной регрессии, при введении прогнозных значений климатических характеристик, позволяют прогнозировать изменения температуры почв.

Мультирегрессионный анализ климатических предикторов температуры почв с использованием мониторинговых данных среднегодовой температуры почв и значений биоклиматической матрицы [Hijmans et al., 2005] позволили вывести уравнение множественной регрессии: $T_{50} = 0,3344 \cdot P_{I+II} - 0,04299(P_{VII} - P)^2 - 0,4455 \cdot \text{torf} \cdot T_{IX} + 0,08531(P_{IX} - P_{CP})^2 - 15,11$, $R^2 = 0,63$ ($Degr = 40\%$), $p < 10^{-3}$ (18), где P – суммы среднемесячных осадков; T – норма среднемесячной температуры воздуха; нижний индекс (римские цифры) – обозначение климатических норм для месяцев; $(P_{VII} - P_{CP})^2$ – центрированный квадрат климатической нормы, выражающий нелинейную зависимость от предиктора, в котором вычитается среднее значение предиктора для всей выборки. Модель T_{50} выбрана как основная, так как значения $T_{ПГОД}$ на глубине 50 см являются более универсальными для описания различных типов температурных режимов в регионе. Модели для T_0 , T_{20} и T_{100} подобны модели T_{50} по составу независимых переменных с теми же знаками и отличаются только регрессионными коэффициентами и значениями t -статистик предикторов, выражающих их значимость или вес в уравнении 18 (таблица 20). Все модели успешно верифицированы по критерию $Degr < 50\%$; модели объясняют 63-66 % дисперсии связи температуры почв $T_{ПХ}$ с осадками и температурой воздуха.

Таблица 20 – Изменение $T_{\text{ПГОД}}$ на разных глубинах при изменении значений климатических предикторов (относительно осредненного значения по всем точкам наблюдения) для торфяных и минеральных почв.

Глубина, см	Климатический предиктор	Изменение предиктора	Изменение $T_{\text{ПГОД}}$, °C	
			торфяные почвы	минеральные почвы
0	$P_{\text{I+II}}$	10 мм	0,8	3,2
	P_{VII}	± 5 мм	-3,4	-1,0
	P_{IX}	± 5 мм	-0,6	2,0
	T_{IX}	1 °C	-0,5	0
20	$P_{\text{I+II}}$	10 мм	1,3	3,3
	P_{VII}	± 5 мм	-3,1	-1,1
	P_{IX}	± 5 мм	0,2	2,2
	T_{IX}	1 °C	-0,40	0
50	$P_{\text{I+II}}$	10 мм	1,1	3,3
	P_{VII}	± 5 мм	-3,3	-1,1
	P_{IX}	± 5 мм	-0,1	2,1
	T_{IX}	1 °C	-0,45	0
100	$P_{\text{I+II}}$	10 мм	1,1	3,2
	P_{VII}	± 5 мм	-3,1	-1,0
	P_{IX}	± 5 мм	-0,1	2,0
	T_{IX}	1 °C	-0,43	0

Примечание: при изменении одного предиктора остальные считались неизменными. Среднемесячные значения температуры (Т) и осадков (Р). Римскими цифрами в нижнем регистре показаны номера месяцев года.

Определено, что наиболее значимым климатическим предиктором $T_{\text{ПГОД}}$ всех 4 глубин является сумма осадков января и февраля ($P_{\text{I+II}}$) – самых холодных (-21,2 °C) и сухих месяцев (49,5 мм). Тесная положительная корреляционная связь $T_{\text{ПГОД}}$ с $P_{\text{I+II}}$ объясняется теплоизолирующим эффектом снежного покрова зимой, дифференцирующим температурные и мерзлотные условия функционирования почв [Romanovsky et al., 2010]. Увеличение количества зимних осадков способствует повышению глубины сезонного протаивания почв как на фоне повышения, так и снижения среднегодовой температуры воздуха [Osterkamp et al., 2009]. Таяние ММП активизирует термокарстовые осадки, усиливая снегонакопление в депрессиях и уменьшая глубину сезонного промерзания [Мажитова, Каверин, 2007]. Даже незначительные изменения норм осадков зимних месяцев заметно влияют на значения $T_{\text{ПГОД}}$ всех глубин, поднимая их от +0,8 до +1,1 °C в торфяных почвах и от +3,1 до +3,3 °C в минеральных.

Вторым по значимости климатическим предиктором является значение центрированного квадрата суммы осадков июля $(P_{\text{VII}} - P_{\text{CP}})^2$ – месяца с наиболее высокими температурами (+13,8 °C) и осадками (59,2 мм) $(P_{\text{VII}} - P_{\text{CP}})^2$. Отрицательная корреляционная связь $T_{\text{ПГОД}}$ с $(P_{\text{VII}} - P_{\text{CP}})^2$ означает, что температура почв снижается как при количестве осадков больше осредненной по всем точкам июльской нормы (P_{CP}), так и при их снижении относительно

данного значения. При $P_{VII}=59,2\pm 6,5$ мм значения $T_{ПГОД}$ максимальны. Уменьшение $T_{ПГОД}$ при снижении июльских осадков относительно нормы связано с падением температуропроводности и, соответственно, меньшим прогреванием более сухих почв. Уменьшение $T_{ПГОД}$ при P_{VII} больше среднего значения обусловлено избыточным влагонасыщением и возрастанием температуропроводности почв, быстрее охлаждающихся при сезонном промерзании [Бабаев и др., 1987].

Корреляционная связь $T_{ПГОД}$ с третьим предиктором ($torf \cdot T_{IX}$) отрицательна в связи с введением независимой переменной $torf$, дифференцирующей почвы на торфяные и минеральные. Параметр T_{IX} играет минорную роль, так как замена $torf \cdot T_{IX}$ на $torf$ незначительно снижает коэффициент детерминации. На глубине 50 см значения R^2 снижаются с 0,63 до 0,62, тогда как замена $torf \cdot T_{IX}$ на T_{IX} дает $R^2=0,48$. Осредненные значения $T_{ПГОД}$ торфяных почв на 1-1,5 °С ниже таковых минеральных. Торфяные почвы обладают контрастными теплофизическими свойствами, зимой они сильно охлаждаются в условиях мерзлых бугристых болот [Пастухов, 2016]. Летом, напротив, верхние талые горизонты мерзлотных торфяных почв становятся эффективным теплоизолятором, предохраняющим ММП от оттаивания.

Корреляционная связь $T_{ПГОД}$ с четвертым предиктором – осадками переходного к зимнему периоду сентября $(P_{IX}-P_{CP})^2$ – положительна. Возрастание или убывание P_{IX} относительно нормы ($56,0\pm 4,2$ мм/месяц) приводит к росту $T_{ПГОД}$. При суммах сентябрьских осадков меньше нормы почва становится суше, ее температуропроводность и зимнее охлаждение уменьшаются, значения $T_{ПГОД}$ увеличиваются. Если значения P_{IX} превышают норму, повышенная теплоемкость влажных почв способствует аккумуляции тепла и повышению значений $T_{ПГОД}$ (рисунок 42).

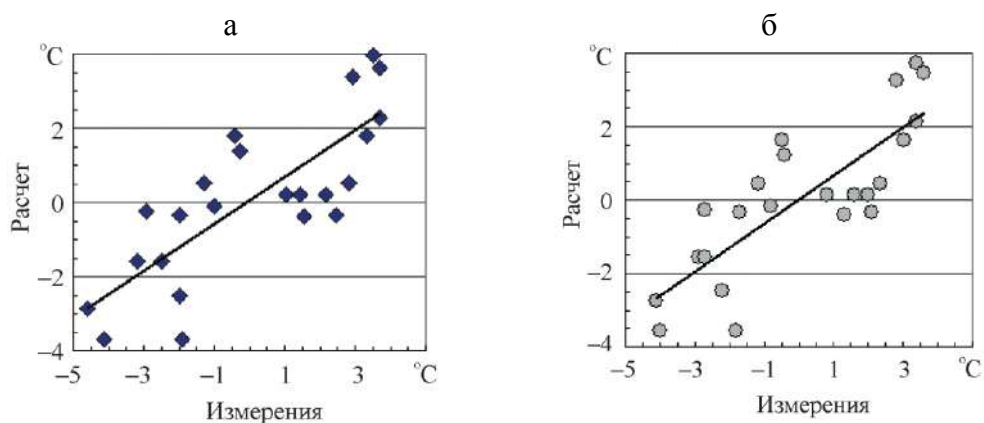


Рисунок 42 – Сравнение результатов измерений и рассчитанных по регрессионным моделям значений температуры почв на глубине: а – 50 см, б – 100 см.

Анализ влияния климатических предикторов на торфяные и минеральные почвы показал, что вторые характеризуются двукратно большими повышениями $T_{ПГОД}$ в ответ на изменение климатических характеристик. Минеральные ММП в регионе характеризуются

меньшей температурной стабильностью, более подвержены протаиванию [Оберман, Шеслер, 2009]. Построение моделей множественной регрессии позволяет оценить одновременное влияние множества климатических параметров на пространственную дифференциацию температуры почв. Динамика значений климатических параметров обуславливает разнонаправленные изменения температуры почв. Полученные модели для $T_{ПГОД}$ позволяют оценить не только влияние отдельных предикторов на ее изменение, но и провести прогнозные оценки среднегодовой температуры почв, например, на 2026 г., используя выявленные Росгидрометом климатические изменения на территории России за 10 лет для всех предикторов (таблица 21).

Таблица 21 – Прогнозируемые изменения климатических предикторов и характеристики температур почв на разных глубинах для периода исследований и оценки прогнозируемых температур на ближайшие 10 лет по климатическим трендам Росгидромета.

Прогнозируемые изменения климата к 2026 г.				
Параметр	P_{I+II} , мм	P_{VII} , мм	T_{IX} , °C	P_{IX} , мм
Изменения в %	2,00 %	2,50 %	0,12 %	-2,50 %
Текущий период	49,48	59,17	4,92	56,00
2026 г.	50,47	60,65	5,32	54,60
Прогнозируемые изменения температуры почв к 2026 г.				
Глубины, см	<i>min</i>	<i>max</i>	<i>mean</i>	<i>S</i>
0	-4,80/-3,06	4,30/4,48	0,62/0,70	±2,70/2,14
20	-4,20/-3,32	3,90/4,08	0,27/0,36	±2,61/2,10
50	-4,60/-3,61	3,70/4,05	0,11/0,19	±2,70/2,15
100	-4,10/-3,47	3,60/3,80	0,06/0,14	±2,53/2,05

Примечание: в знаменателе среднее значение измеренных температур, в числителе – прогнозируемое. Среднемесячные климатические нормы: T_{IX} – температура сентября; P_{I+II} – осадки января и февраля; P_{VII} – осадки июля; P_{IX} – осадки сентября.

В целом, применение множественных регрессионных моделей показало, что в течение нынешнего десятилетия не стоит ожидать значительных изменений температуры почв (таблица 21). Торфяные почвы характеризуются наибольшей температурной устойчивостью, их реакция на изменение климатических показателей в 1,5-2 раза ниже таковой минеральных почв. Экосистемная защита мерзлотных почв бугристых болот обусловлена особенностями зимнего и летнего температурного режима почв. Зимой температурный режим мерзлотных почв бугристых болот больше обусловлен климатическими факторами: при малой высоте снежного покрова и повышенной теплопроводности мерзлого торфа почвы сильно охлаждаются. Летом талые торфяные горизонты становятся эффективным теплоизолятором, формируя экосистемную защиту мерзлотных почв [Каверин и др., 2018].

7.4. Климатические и ландшафтные факторы глубины сезонного протаивания почв бугристых болот (лесотундра с прерывистым распространением ММП)

Исследование пространственно-временной дифференциации мощности СТС относительно устойчивых мерзлотных почв бугристых болот достаточно актуально в условиях изменения климата. В 2013-2017 гг. средняя мощность сезонноталого слоя на мониторинговой площадке 5Тм была значительно дифференцирована в пространстве (рисунок 43а), что обусловлено особенностями рельефа исследуемого участка бугристого болота (таблица 22; рисунок 43б, в, г).

Таблица 22 – Количественные характеристики ландшафтных факторов, влияющих на мощность сезонноталого слоя почв бугристого болота (5Тм).

Тип растительности		Оголенные пятна бугры)	Кустарничковая (бугры)	Осоково- сфагновая (мочажины)	Среднее значение по площадке
Ландшафтные факторы	Мощность СТС (2013-2017 гг.), см	53±6	49±18	139±16	55±22
	ОП, см	236±63	184±71	166±23	163±70
	ОВО, см	35±45	-28±45	-68±20	0±56
	Экспозиция поверхности, градусы	186±78	172±79	-	179±79
	Угол наклона поверхности, градусы	6,4±5,1	7,5±6,0	0,2±0,0	6,6±5,6
	Высота форм микрорельефа, см	9±4	18±8	12±4	13±8
	Максимальная высота растительности, см	3±7	27±12	16±21	15±16
	Высота снежного покрова (2013-2017), см	22±17	61±22	91±14	44±29
	Влажность почвы (2016 г.), %	38±16	25±19	100±0	35±23
Температура почв, глубина 20 см (2016 г.), °С		4,8±0,6	3,5±1,1	7,2±1,3	4,3±1,3
Относительная высота поверхности растительности, см		239±61	211±68	182±30	222±65
Относительная высота поверхности снежного покрова, см		258±54	245±63	256±28	252±57

ОП – относительная высота поверхности; ОВО – отклонения высотных отметок.

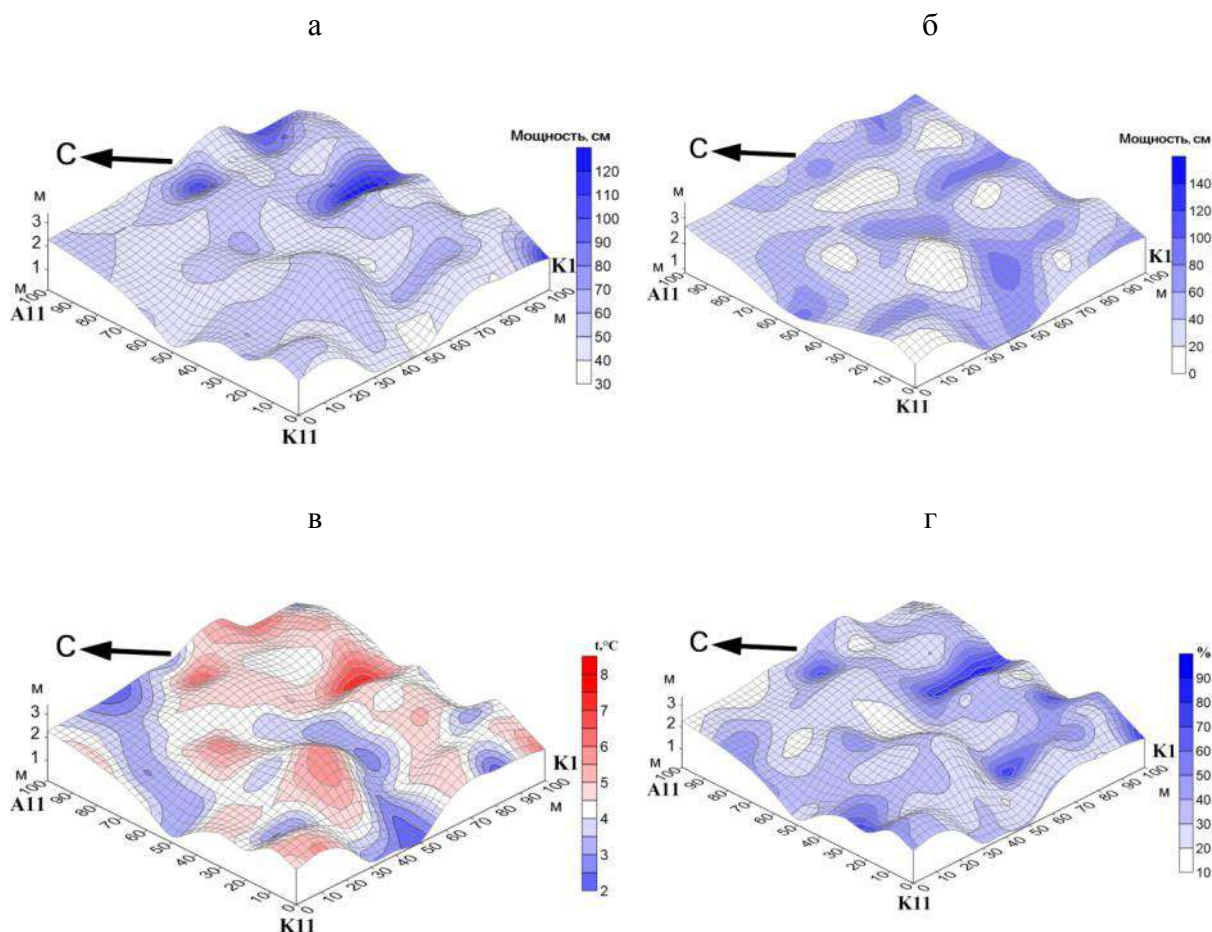


Рисунок 43 – Пространственная дифференциация мощности сезонноталого слоя и количественных показателей ландшафтных факторов на площадке 5Тм: а – средняя за 2013-2017 гг. мощность СТС, см; б – осредненная за 2013-2017 гг. высота снежного покрова, см (на схеме площадки показана поверхность снежного покрова); в – температура почв на глубине 20 см, °С (сентябрь, 2016 г.); г – объемная влажность верхних горизонтов почв, % (сентябрь, 2016 г.). А11, К1, К11, – номера угловых пикетов площадки, стрелкой показано направление на север.

Исследуемый участок бугристого болота характеризуется комплексным сочетанием преобладающих по площади торфяных бугров с мерзлотными почвами (93 % пикетов площадки 5Тм) и локальных участков осоково-сфагновых мочажин с глубиной залегания многолетнемерзлых пород более 1 м (7 %). Торфяные бугры покрыты кустарничково-моховой растительностью (45 % пикетов площадки) и оголенными торфяными пятнами (48 % пикетов) (рисунок 44). Оголенные торфяные пятна, в сравнении с кустарничково-моховыми участками бугров, имеют более высокие позиции рельефа, меньшую высоту элементов микрорельефа, снега, повышенные температуру, влажность и глубину протаивания почв, растительный покров полностью или частично отсутствует (рисунок 43, таблица 22). Оголенные торфяные пятна занимают в основном верхние части бугров, где активны процессы ветровой абразии [Каверин и др., 2016].

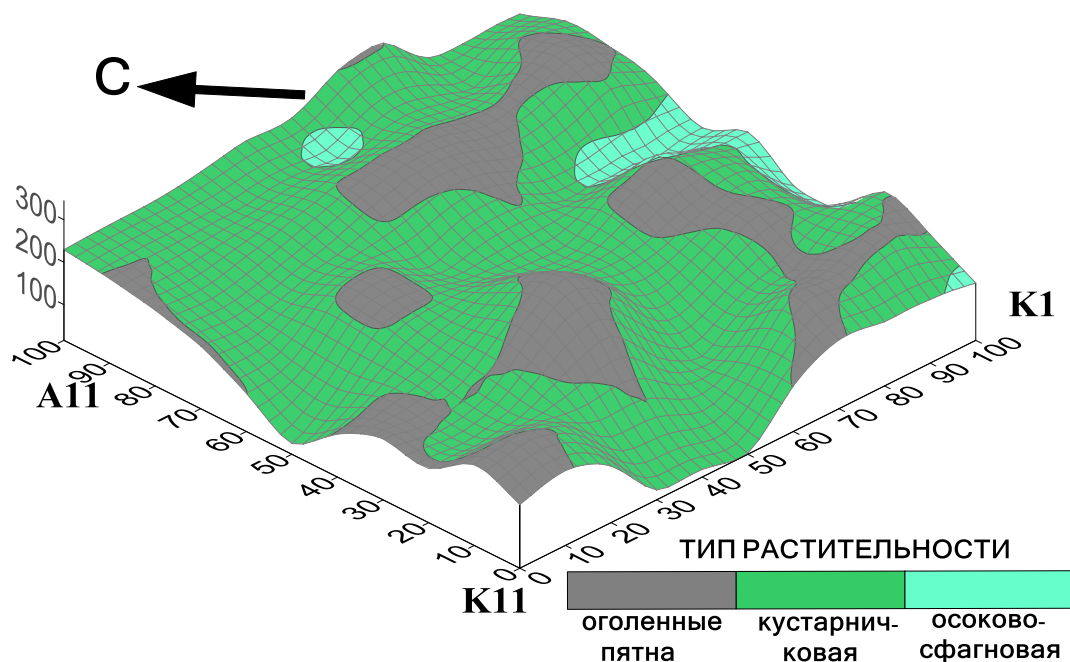


Рисунок 44 – Типы растительности на площадке 5Тм. А11, К1, К11, – номера угловых пикетов площадки, стрелкой показано направление на север.

Слабодренированные мочажины, в сравнении с торфяными буграми, имеют низкое положение в рельефе, характеризуются интенсивным снегонакоплением, повышенной влажностью и температурой почв (таблица 22). В результате в почвах мочажин обнаруживаются максимальные глубины залегания кровли многолетнемерзлых пород (рисунок 43, таблица 22). Пространственная дифференциация накопления снега на бугристом болоте приводит к формированию сглаженной поверхности снежного покрова в зимний период, в сравнении с поверхностью почв (таблица 22, рисунок 43б). Кустарничковые ярусы защищены от вымерзания и снеговой корразии в условиях усиленного снегонакопления в понижениях и бортах торфяных бугров (таблица 22, рисунок 44).

На площадке мощность сезонноталого слоя почв положительно и значимо коррелирует с температурой почв на глубине 20 см ($R=0,56$) и 50 см ($R=0,92$), влажностью верхнего горизонта ($R=0,59$) (рисунок 45). Высота растительности влияет на высоту снега ($R=0,77$) и элементов микрорельефа ($R=0,68$) (рисунок 45). Влияние влажности почв на мощность сезонноталого слоя предопределяется в основном рельефом бугристого болота. Поэтому, множественный регрессионный анализ отдельно проведен для торфяных бугров и развитых на них оголенных пятен.

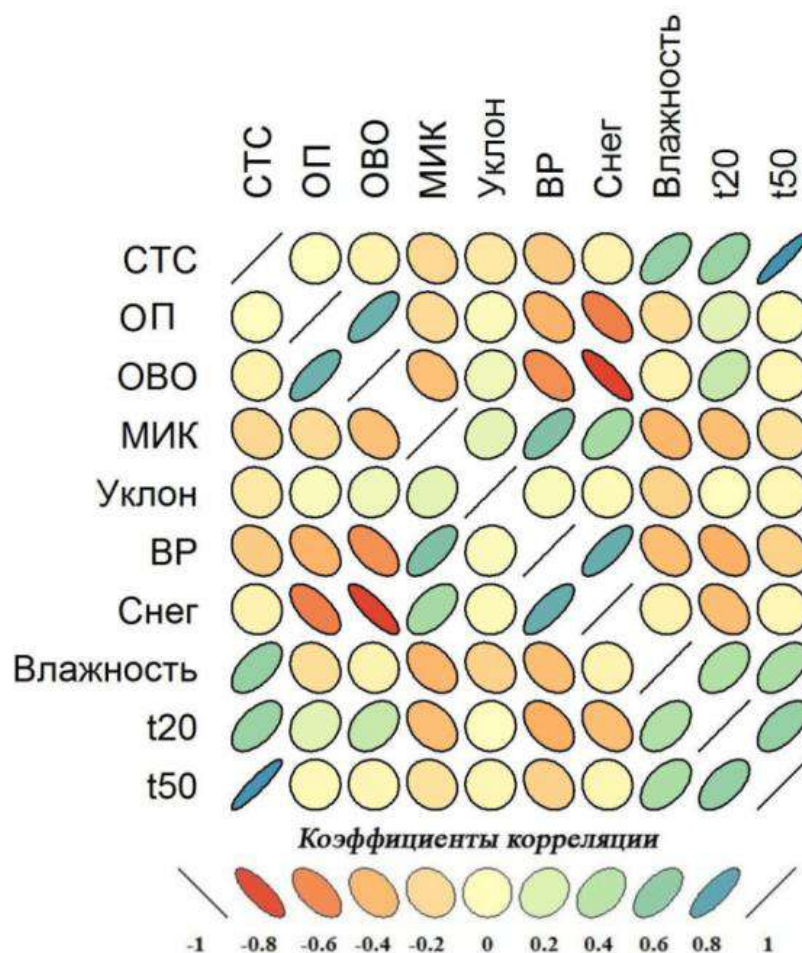


Рисунок 45 – Коэффициенты корреляции Спирмена между: мощностью сезонноталого слоя (СТС), ландшафтными компонентами и температурой почв на площадке 5Тм: ОП – относительная высота поверхности; ОВО – отклонения высотных отметок; МИК – микрорельеф; Уклон – угол наклона поверхности; ВР – максимальная высота растительности; Снег – высота снежного покрова; Влажность – объемная влажность верхней части почв; t20 – температура почвы на глубине 20 см, °С; t50 – температура почвы на глубине 50 см, °С.

Показано, что на закустаренных участках бугров основное влияние на пространственную дифференциацию глубины сезонного протаивания оказывают относительная высота поверхности и влажность почв (рисунок 46). В пределах оголенных торфяных пятен основное влияние на мощность сезонноталого слоя оказывают высота снежного покрова и элементов микрорельефа (рисунок 46). Эти факторы являются наиболее чувствительными при малой высоте снежного покрова и активным сезонным пучением поверхности почв пятен [Каверин и др., 2016; Marushchak et al., 2011]. Мультирегрессионные расчеты не проводились для почв обводненных участков мочажин из-за недостаточного объема их выборки.

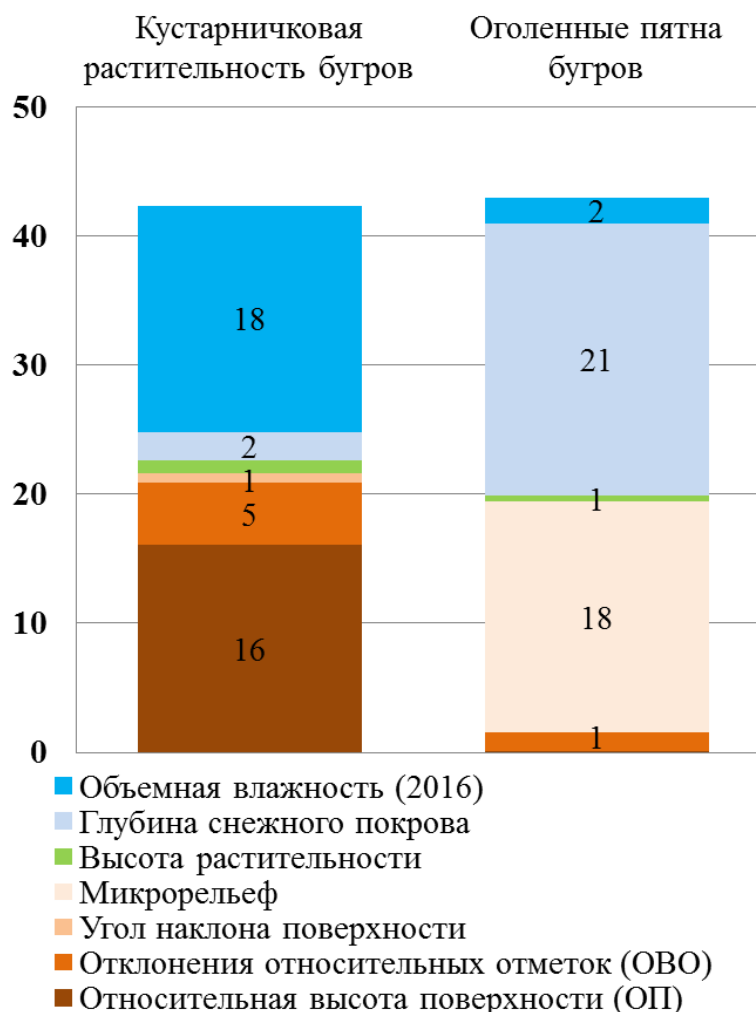


Рисунок 46 – Вклад ландшафтных факторов (%) в пространственную дифференциацию мощности сезонноталого слоя торфяных мерзлотных почв. Для отдельных ландшафтных факторов значения показаны цифрами на диаграмме.

Осредненная для площадки мощность сезонноталого в 2013-2017 гг. увеличивалась при положительном тренде ($R^2=0,31$; $p<0,05$). Наибольшее изменение глубины сезонного протаивания наблюдалось в осоково-сфагновых мочажинах ($R^2=0,40$) и оголенных пятнах ($R^2=0,33$). Меньшая выраженность тренда ($R^2=0,26$) была в почвах под кустарничково-моховой растительностью торфяных бугров. В регионе, в сравнении со второй половиной XX века в период исследований произошли значительные климатические изменения (таблица 3). Изменения мощности сезонноталого слоя согласуются с увеличением значений $T_{\text{Год}}$, СПТ, СОТ и особенно с уменьшения индекса морозности воздуха F (таблица 23). Так как статистические расчеты приведены только для пятилетнего периода, полученные результаты могут рассматриваться в качестве предварительных. Однако, даже на примере короткого периода зафиксирована хорошая сходимость исследуемых показателей (таблица 23).

Таблица 23. Линейная регрессия между мощностью сезонноталого слоя, климатическими характеристиками и индексом морозности воздуха на площадке 5Тм.

Статистические показатели	Климатические характеристики					
	$T_{\text{Год}}, ^\circ\text{C}$	СПТ, $^\circ\text{C}\cdot\text{сут}$	СОТ, $^\circ\text{C}\cdot\text{сут}$	F	$P_{\text{СР}}, \text{мм}$	$P^{\text{w}}, \text{мм}$
Общее описание модели						
R^2	0,9	0,7	0,6	0,9	0,2	0,2
f	30,4	8,0	5,0	25,6	0,6	0,8
p	0,0	0,1	0,1	0,0	0,5	0,4
Характеристики свободного члена уравнения (константа)						
C	60,1	43,5	78,3	100,9	64,2	41,8
t	55,1	10,4	7,5	11,1	5,4	2,9
p	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
Коэффициент при независимой переменной						
B	1,6	0,0	0,0	-81,6	-0,0	0,1
t	5,5	2,8	2,2	-5,1	-0,78	0,9
p	0,0	0,1	0,1	0,0	0,5	0,4

$T_{\text{Год}}$ – среднегодовая температура воздуха, СПТ – сумма положительных среднесуточных температур воздуха, СОТ – сумма отрицательных среднесуточных температур воздуха, F – индекс морозности воздуха, количества осадков: $P_{\text{СР}}$ – годовое, P^{w} – зимнее.

R^2 – коэффициент детерминации, f – значение критерия Фишера согласия линейной модели, p – уровень значимости, C – значение свободного члена уравнения, t – значение критерия Стьюдента для оценки отдельных коэффициентов модели, B – коэффициент при независимой переменной. Жирным шрифтом выделены наиболее значимые коэффициенты.

Среднее за период исследований значение индекса морозности воздуха ($F=0,56$) оказалось значительно ниже такового ($F=0,63$) для фонового периода 1960-1990 гг. (таблица 3). Аналогичные значения F в фоновый период наблюдались на южном пределе распространения многолетнемерзлых пород, где они существуют только в экосистемно-защищенных условиях бугристых болот. Снижение значений индекса морозности сигнализирует об ухудшении климатических условий для сохранения многолетнемерзлых пород в южной части криолитозоны региона. Потепление обуславливает широкое протаивание многолетнемерзлых пород на территории их несплошного распространения, особенно выраженное в минеральных почвогрунтах [Оберман, Шеслер, 2009].

Бугристые болота сохраняют многолетнюю мерзлоту даже в неблагоприятных для сохранения минеральных ММП климатических условиях [Rivkin et al., 2016]. Мерзлотные торфяные почвы, в сравнении с минеральными, обладают пониженной теплопроводностью талых (до $0,002 \text{ см}^2/\text{с}$) и повышенной (до $0,03 \text{ см}^2/\text{с}$) – мерзлых горизонтов [Бабаев и др., 1987], в меньшей степени реагируя на климатические флуктуации. Оценки и прогнозирование изменений глубины сезонного протаивания, основанные только на расчетах СПТ являются не совсем корректными. Использование отношений независимых климатических характеристик, рассчитываемых на основе сумм положительных температур,

применимо в основном для минеральных почв [Stendel, Christensen, 2002]. При анализе изменений мощности сезонноталого слоя торфяных почв целесообразнее рассчитывать отношения между индексами морозности разных периодов. Например, отношение между индексами морозности исследуемого (F_1) и фонового (F_0) периодов составило 1,12. Соответственно, глубина сезонного протаивания на площадке 5Тм должна была увеличиться на 12 % – с 49 см в 1960-1990 гг. до 55 см в 2012-2017 гг. (таблица 3). Это вполне допустимо, так как средняя глубина протаивания в бугристых болотах региона варьировала в пределах 40-50 см [Шаманова, 1964]. Тогда как прирост мощности сезонноталого слоя суглинистых почв был существенно выше [Mazhitova et al., 2004; Малкова, 2010; Каверин и др., 2017]. Использование отношения F_1/F_0 в настоящей работе имеет свои недостатки: при коротком ряде наблюдений не учитывалось влияние осадков и высоты снежного покрова. Влияние осадков может не учитываться при слабой корреляции с мощностью СТС в период исследований. Кроме того, данное отношение ограничено применимо и для почв болотных геосистем с заглубленной кровлей ММП. Тем не менее, применение отношений F для оценки изменений глубины сезонного протаивания становится более эффективным на мониторинговых площадках с преобладанием торфяных бугров, где наблюдаются малая мощность СТС и высота снега.

В целом исследования показали, что несмотря на существенное смягчение климатических условий, резкого протаивания почв бугристых болот, где преобладают климатически-обусловленные экосистемно-защищенные мерзлотные почвы, не происходит.

7.5. Климатические и ландшафтные факторы глубины сезонного протаивания глеевых почв (южная тундра с прерывистым распространением ММП)

Исследованы особенности многолетних изменений мощности СТС глеевых мерзлотных почв, значительная часть которых представлена климатически-обусловленными профилями с частичной экосистемной защитой, на мониторинговой площадке CALM R2 (4Гт) в 1999-2015 гг. [Каверин и др., 2017]. Минеральные почвы, являются менее температурно устойчивыми, по сравнению с торфяными, поэтому исследование влияния климатических и ландшафтных факторов на пространственно-временную дифференциацию мощности СТС в них является особенно актуальным.

Исследованы особенности изменения мощности сезонноталого слоя и осадки поверхности глеевых мерзлотных почв на площадке 4Гт в 1999-2015 гг. Мониторинговые исследования показали, что с 1999 по 2007 гг. осредненная для площадки глубина сезонного протаивания постоянно повышалась. В 2008-2015 гг. тренд увеличения мощности СТС стал слабовыраженный и статистически незначимый. В периоды 2007-2009 гг. и 2013-2015 гг. наблюдалось снижения средней мощности СТС. Средняя по площадке глубина сезонного

протаивания в 1999-2015 гг. составила 82 ± 11 см. Тем не менее, в 2015 г. средняя мощность СТС составила 139 % (89 см) от значения в 1999 г (64 см) (рисунок 47) при общем тренде ($R^2=0,8$; $p<0,05$) в 1999-2015 гг.

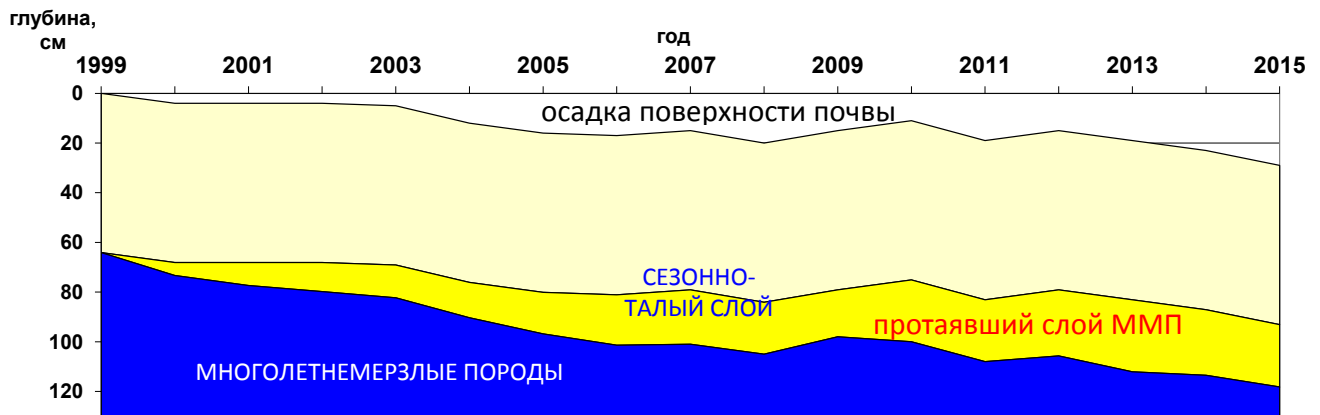


Рисунок 47 – Межгодовая динамика мощности СТС, поверхности почв и кровли многолетнемерзлых пород на площадке 4Гт.

В 1999 г. только на 1 % пикетов площадки 4Гт выявлены почвы с мощностью СТС менее 1 м, в 2015 г. относительная доля таких почв увеличилась до 17 % (рисунок 48).

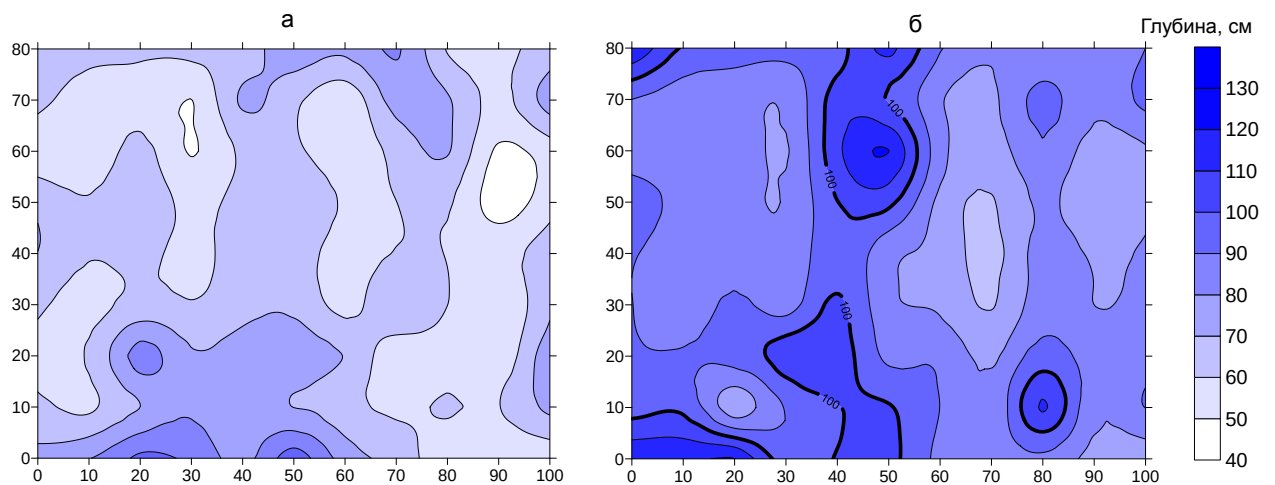


Рисунок 48 – Мощность СТС на площадке 4Гт (см): а – в 1999 г.; б – в 2015 г.

Средние по площадке значения $Kvar$ мощности СТС с климатическими характеристиками были статистически не значимыми на 5 %-ном уровне. Наибольшие средние коэффициенты корреляции ($R=0,4 \pm 0,2$) обнаружены между мощностью СТС и климатическими характеристиками: $T_{\text{Год}}$, COT , P^w , высотой снежного покрова. Суммарное количество осадков за год и теплый период не показывает тесные корреляционные связи с глубиной сезонного протаивания ($0,3 \pm 0,2$ и $0,1 \pm 0,1$ соответственно). Слабая корреляция ($R=0,2 \pm 0,2$) отмечена с суммами положительных температур воздуха. Предыдущие исследования [Мажитова, Каверин, 2007] выявили статистически значимую корреляционную связь ($R=0,6$) мощности СТС со

значениями СПТ. Однако данные расчеты затрагивали период интенсивного повышения глубины сезонного протаивания (1996-2007 гг.). В 2007-2015 гг. мощность СТС стала в большей мере зависеть от зимнего климата.

Пространственное распределение коэффициентов корреляции между значениями мощности СТС и $T_{\text{Год}}$ выявило наличие статистически значимых коэффициентов лишь на 25 % пикетов (рисунок 49). При этом, на площадке выделяется участок с отрицательными значениями коэффициентов, приуроченный к дренированному борту ложбины стока, где не наблюдалось существенного повышения мощности СТС (рисунок 49).

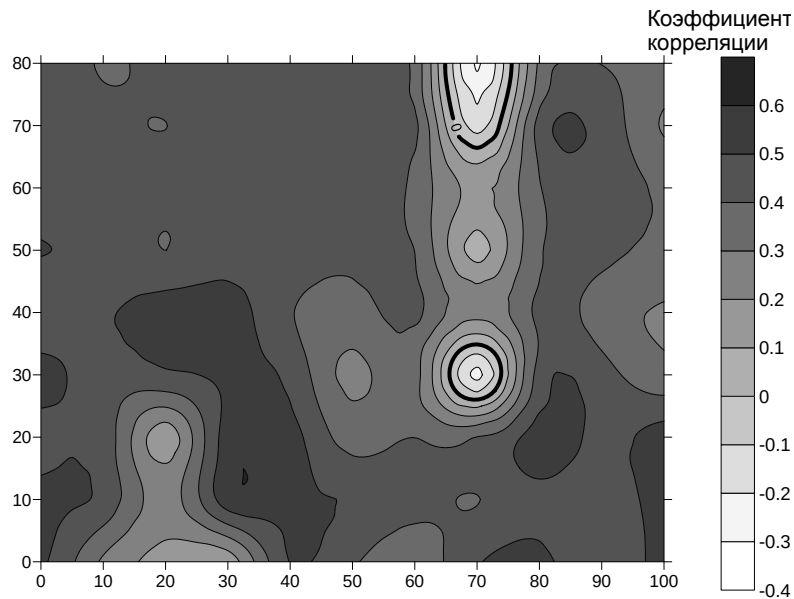


Рисунок 49 – Коэффициенты корреляции между среднегодовой температурой воздуха и глубиной сезонного протаивания на площадке 4Гт.

Множественный регрессионный анализ показал, что климатические характеристики в целом объясняют 47 % многолетней динамики мощности СТС. Сумма отрицательных температур характеризуется наибольшей долей дисперсии, в меньшей степени влияет сумма зимних осадков (таблица 24).

Таблица 24 – Влияние климатических характеристик на межгодовую динамику мощности сезонноталого слоя

Климатические характеристики	Объясненная дисперсия, %	p бутстреп-анализ
СПТ	0	0,913
СОТ	30	0,059
P_{V-IX}	5	0,354
P_{X-IV}	12	0,211

СПТ – сумма положительных температур воздуха, СОТ – сумма отрицательных температур воздуха, P_{V-IX} – сумма осадков теплого периода (май-сентябрь), P_{X-IV} – сумма осадков холодного периода (октябрь – апрель)

Смягчение зимнего климата и увеличение высоты снежного покрова обуславливают неполное промерзание СТС. Снижение притока холода в почвы обуславливают их ускоренное протаивание в летние месяцы.

Наибольшее влияние на глубину сезонного протаивания оказывает мощность поверхностного органогенного горизонта. Доля объясненной дисперсии для торфяного горизонта максимальная (таблица 25), значение R составило $0,4 \pm 0,04$. Осредненная за период исследований глубина сезонного протаивания на пикетах с автоморфными глееземами составила 85 см, при мощности торфяного горизонта выше 10 см – 78 см. Торфяно-глееземы, по сравнению с автоморфными почвами, чаще характеризуются холодным температурным режимом и, соответственно, меньшей мощностью СТС [Мажитова, 2008]. Более высокие темпы протаивания наблюдаются на участках с меньшей мощностью торфа (климатически-обусловленные мерзлотные почвы), тогда как полугидроморфные мерзлотные почвы (КО^{33}) показали большую устойчивость к протаиванию.

Глубина сезонного протаивания почв обнаруживает низкие отрицательные коэффициенты корреляции с такими ландшафтными факторами как абсолютная высота, микрорельеф и высота мохового яруса ($R = -0,2 \pm 0,2$), и положительные с влажностью почв $R = +0,2 \pm 0,2$. Влияние высоты снежного покрова ($R = -0,0 \pm 0,2$) и растительности ($R = 0,0 \pm 0,05$) практически не проявляется. Множественный регрессионный анализ использован для комплексной статистической оценки влияния ландшафтных факторов на глубину сезонного протаивания. Регрессионные модели, построенные по годам, показали свою адекватность (F -статистики лежат в диапазоне 2,56-7,04, $p < 0,05$) (таблица 25). Значения R^2 находятся в пределах от 37 до 59 % при среднем показателе в 50 %, являющимся достаточно высоким для данных, полученных при полевых исследованиях.

Таблица 25 – Влияние ландшафтных факторов на глубину сезонного протаивания почв на площадке 4Гт по результатам множественного регрессионного анализа.

[illegible]

Примечание. Жирным шрифтом выделены значимые параметры. – – данные отсутствуют или их количество незначительно, параметр не включен в анализ. df – число степеней свободы модели (объем выборки - 1). R^2 – общая доля дисперсии объясненная GLM моделью. F – значение критерия Фишера, p – уровень значимости модели в целом. доли объясненной вариации (значение в верхней строке), уровни значимости (значение в средней строке) и знак коэффициента вариации (нижняя строка) глубины СТС по отношению к ландшафтным факторам.

Максимальная взаимосвязь наблюдается между глубиной сезонного протаивания и мощностью органогенного горизонта (таблица 25). В большинстве лет модели показали значимый регрессионный коэффициент этого параметра ($p < 0,05$). Доля объясненной дисперсии по органогенному горизонту варьировала от 14 до 30 %, превышая таковые остальных факторов. Высокая доля значимых регрессионных коэффициентов в линейных моделях выявлена для влажности почв и мезорельефа (таблица 25). Для обоих факторов (предикторов) значимыми являются 5 из 17 коэффициентов, но доли объясненной дисперсии для них существенно ниже: 0-25 % для влажности почвы и 0-20 % для мезорельефа. Влажность оказывает непосредственное влияние на мощность СТС, увеличение содержания почвенной влаги обуславливает повышение теплопроводности до 2-3 раз [Калужный, Лавров, 2019]. Такие факторы, как мезорельеф и мощность торфяного горизонта обнаруживают обратную зависимость, при большей мощности торфа и отклонений высотных отметок от аппроксимирующего линейного склона, мощность СТС уменьшается.

В 1999-2015 гг. увеличение мощности СТС сопровождалось постепенным повышением температуры почв. Статистическая взаимосвязь обнаружена между изменением глубины сезонного протаивания и такими характеристиками как среднегодовая температура и суммы отрицательных температур почв (таблица 25). Значения СПТп оказывают значимое влияние на глубине 50 см, что объясняется близостью залегания кровли ММП. В 1999-2015 гг. среднегодовые температуры почв на глубине 0-50 см варьировали в пределах 2,2...-3,5 °С (приложение 3). Наиболее выраженный тренд ($R^2=0,5$) повышения температуры почвы профиля 4Гт наблюдался на глубине 50 см. В течение первых двух десятилетий XXI века климат мерзлотных почв стал существенно мягче, температуры мерзлотных почв приблизились к таковым тундровых сезоннопромерзающих [Каверин, Пастухов, 2017].

Точечные разовые замеры температуры верхних горизонтов почв в сентябре 2015 г. выявили пространственную дифференциацию температурного поля в пределах площадки 4Гт (рисунок 50).

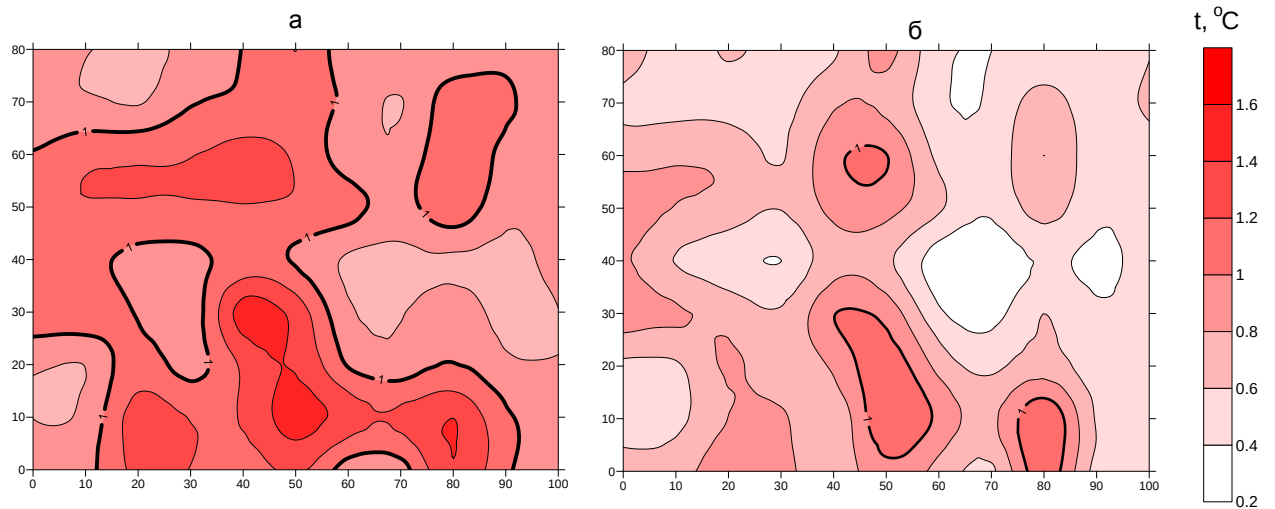


Рисунок 50 – Температура почв на площадке 4Гт, °С, 23.09.2015: а – на глубине 20 см; б – на глубине 50 см.

В нижней части ложбины и вдоль центральной медианы площадки наблюдались повышенные температуры почв (рисунок 50). Данные участки характеризовались меньшей мощностью поверхностного органогенного горизонта. В 1999-2015 гг. здесь наблюдался наибольший прирост мощности СТС и осадки поверхности почв. Таким образом, более высокие темпы протаивания наблюдаются на участках с меньшей мощностью торфа (КО почвы), тогда как полугидроморфные мерзлотные почвы (КО^{ЭЗ}) показали большую устойчивость к протаиванию.

Увеличение глубины сезонного протаивания сопровождается изменениями поверхности мерзлотных почв [Мажитова, Каверин, 2007] и конфигурации кровли ММП [Лупачев и др., 2016]. Подробные исследования изменений поверхности мерзлотных почв проводились в период интенсивного увеличения мощности СТС (1999-2006 гг.). В период 1999-2006 гг. абсолютная высота кровли многолетнемерзлых пород снизилась на 36 ± 26 см (рисунок 47). С 2006 гг. на площадке наблюдается относительная стабилизация поверхности почв и многолетнемерзлой кровли, в связи с чем подробные исследования их динамики проводилось в период 1999-2006 гг.

Понижение кровли многолетнемерзлых пород обусловило осадку поверхности почв за исключением верхней части ложбины, где наблюдался подъем кровли ММП, сопряженный с многолетним пучением поверхности почв. Средняя величина осадки почв составила 22 ± 10 см. При отсутствии латеральных смещений почвогрунтов осадка почв определяется преимущественно льдистостью протаявшего слоя ММП. Величина объемной льдистости, определенная в верхнем 30-сантиметровом слое ММП в трех точках площадки составляет 40-50 % при криотекстурах близких к атакситовым. В 1999-2006 гг. отношение осадки поверхности к величине опускания многолетнемерзлой кровли составило 48 %, что приблизительно соответствует льдистости верхнего горизонта ММП [Мажитова, Каверин,

2007]. Регрессия осадки по величине понижения кровли ММП (рисунок 51) статистически значима ($R^2=0,78$; $p<0,01$). Высокольдистые горизонты, определенные в ходе исследований, являются переходным слоем, составляющим часть экосистемной защиты мерзлотных почв от резкого протаивания [Шур, 1988].

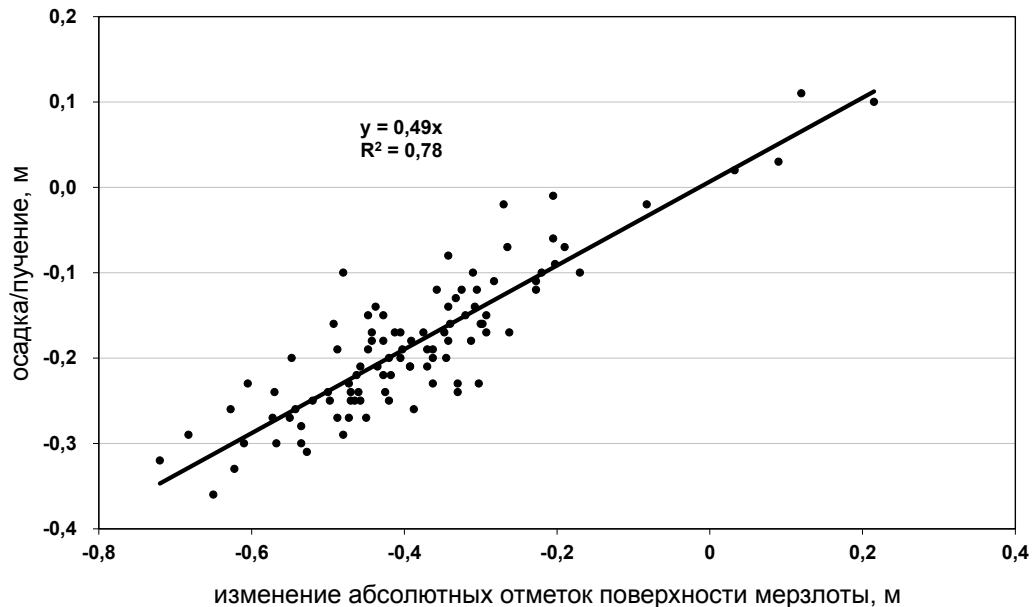


Рисунок 51 – Корреляция между величиной опускания кровли ММП и осадкой поверхности почвы на площадке 4Гт (осредненные по каждому пикету данные за 1999-2006 гг.).

Регрессия, приведенная на рисунке 51 показывает, что величина осадки пропорциональна мощности протаявшего слоя многолетнемерзлых пород. Соответственно, варьирование в содержании льда в оттаивающем слое ММП играет подчиненную роль в пространственной дифференциации осадки в пределах однородной по литологии площадки.

В рамках исследований оценено влияние многолетней осадки на рельеф поверхности площадки [Мажитова, Каверин, 2007]. Для количественной оценки рельефа использована множественная регрессия, где в качестве независимых переменных выбраны координаты пикетов по осям x и y , зависимых – высота пикета. Таким образом, рассчитана плоскость, аппроксимирующая склон с мониторинговой площадкой. Отклонения высоты пикетов от данной расчетной плоскости рассматривались в качестве количественных характеристик рельефа. Расчеты производились для каждого года в отдельности. Данный метод не универсальный, но может использоваться при небольших перепадах высот. На площадке 4Гт положительные отклонения соответствуют выпуклым элементам рельефа, отрицательные – вогнутым. Результаты расчетов показали, что дифференцированная осадка существенно изменила рельеф поверхности площадки (рисунок 52), при этом часть пикетов изменила даже знак отклонений от аппроксимирующей плоскости, где выпуклости сменились вогнутостями и

наоборот. Наиболее заметные визуальные изменения произошли в пределах ложбины, где в ее нижней части происходила многолетняя осадка, а в верхней – пучение. В результате нижняя часть ложбины углубилась, а верхняя сгладилась. Аналогичные расчеты выполнены и для поверхности многолетнемерзлой кровли. Коэффициент корреляции между рельефом дневной поверхности и рельефом кровли ММП составил 0,91, амплитуда поверхности многолетнемерзлой кровли на 30-40 % больше таковой поверхности почв.

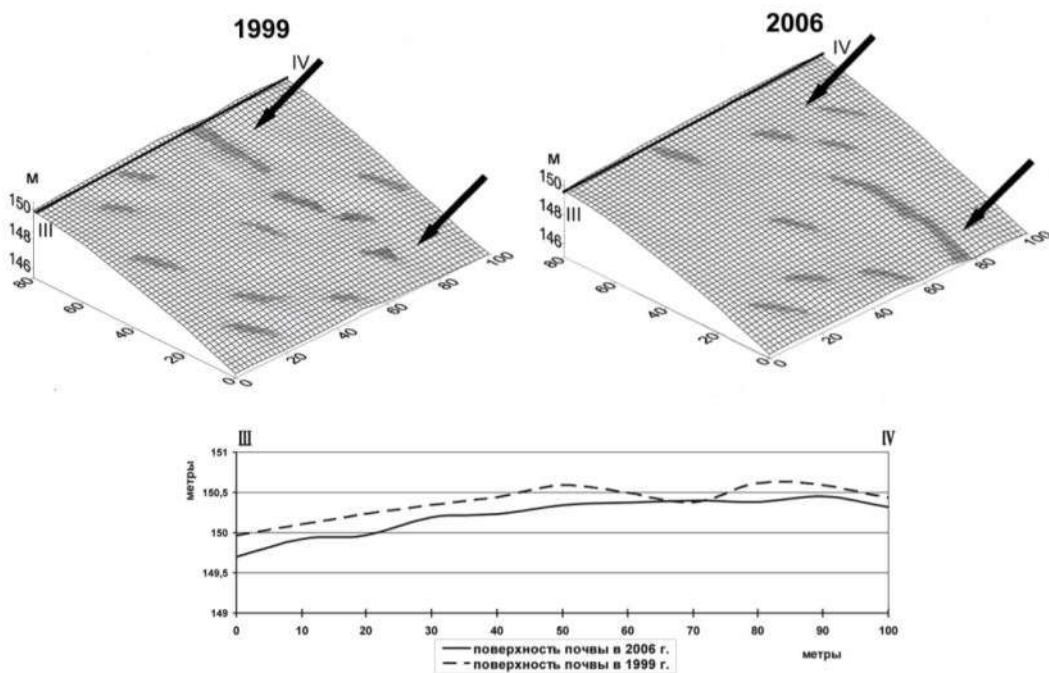


Рисунок 52 – Изменение рельефа поверхности мониторинговой площадки 4Гт в 1999-2006 гг. Стрелками показаны участки ложбины с хорошо выраженными изменениями, внизу показан профиль, пересекающий площадку 4Гт по линии III-IV.

На региональном уровне оценку сезонных изменений высоты поверхности почв проводили с использованием спутниковой радиолокационной дифференциальной интерферометрии (РДИ) в летний период [Елсаков и др., 2021]. Сравнительный анализ спутниковых и полевых данных позволяет выявить закономерности изменений высоты поверхности мерзлотных почв на значительных площадях. Особенно актуальны результаты данного анализа в контрастные по климатическим характеристикам годы. В данной работе проводится сравнительная оценка изменений высоты поверхности мерзлотных почв площадки мониторинга мощности сезонноталого слоя 4Гт, на основе анализа интерферометрических пар изображений ALOS PALSAR и данных полевых топографических съемок. Исследование изменений поверхности почв позволяет анализировать пространственную дифференциацию сезонных процессов осадки и пучения, характерных для мерзлотных и сезоннопромерзающих почв с различной глубиной сезонного промерзания и протаивания, что расширяет возможности географического анализа почвенного покрова субарктических геосистем.

При сравнении результатов обработки спутниковой съемки и полевых измерений набор полученных значений изменений высоты поверхности почв в 2007 г. отчетливо разделен на две группы (рисунок 53).

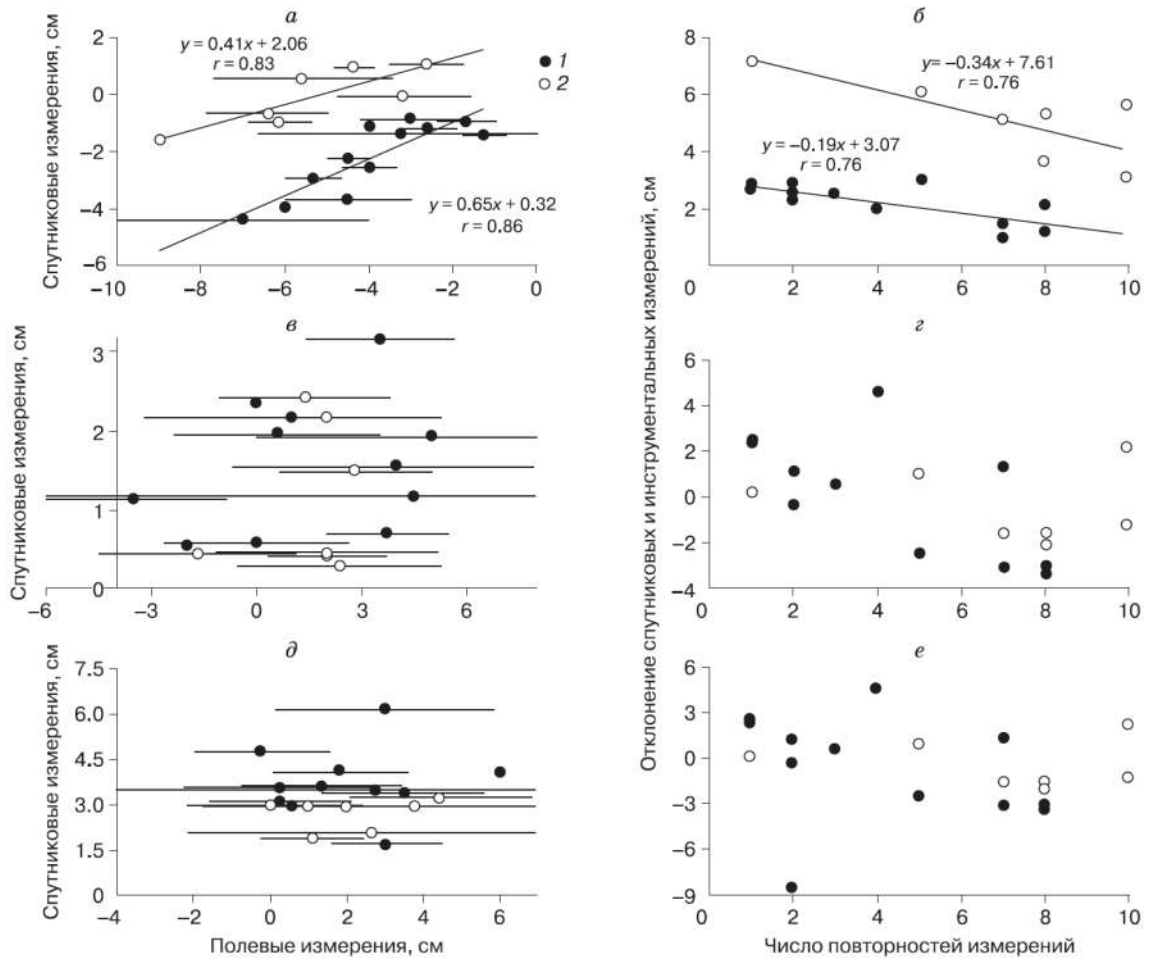


Рисунок 53 – Сезонные изменения высоты поверхности почвы площадки 4ГТ по данным спутниковых и полевых измерений. Средние значения со стандартными отклонениями (отрицательные значения соответствуют осадке): а – 30.06-30.09.07; в – 08.07-23.08.10; д – 30.09.07-02.07.08. Различия значений, полученных данными методами, в зависимости от частоты точек полевых измерений (n) в пикселе сетки ALOS PALSAR: б – 30.06-30.09.07; г – 08.07-23.08.10; е – 30.09.07-02.07.08. Группы пикселей: 1 – нижняя часть увала, 2 – верхняя часть увала.

Анализ положения этих участков в рельефе показал, что выделенные группы локализованы преимущественно в верхней (7 пикселей) и нижней (12 пикселей) части увала. При дифференциации данной выборки на группы между сравниваемыми показателями спутниковых и инструментальных измерений установлены наиболее значимые коррелятивные связи (для почв верхней части увала: $R^2=0,48$, $n=7$, $p<0,05$, нижней: $R^2=0,75$, $n=12$, $p<0,01$). Спутниковые измерения демонстрировали относительно низкие величины и амплитуду изменчивости поверхности почв в сравнении с точечными полевыми измерениями. В нижней

части увала полученные значения менее отличимы от данных инструментальных измерений. Верхние дренированные части увалов по данным спутниковых изображений характеризуются меньшими сезонными изменениями высоты поверхности (от поднятия в 1,1 см до осадки в 1,7 см). На этих участках инструментальные измерения характеризовались большей величиной и амплитудой варьирования (от 2,6 до 9,0 см осадки). На нижних увлажненных участках увала изменения поверхности по данным спутниковых съемок представлены только осадками (от 0,3 до 4,4 см), но менее выражены в сравнении с инструментальными данными (от 1,8 до 7,0 см).

Для сравниваемых пар спутниковых и полевых измерений величины инструментальных замеров имели более высокие значения. Отклонения между спутниковыми и полевыми данными снижались с увеличением количества точек измерений в пикселе ($R^2=0,58$, $n=12$, $p<0,01$ и $R^2=0,59$, $n=7$, $p<0,05$) и для нижней части увала при $n=7-8$ были минимальны (до 1,0 см) (рисунок 53). Наибольшие отклонения (до 7,3 см) демонстрируют участки верхней части увала с одиночными инструментальными измерениями, представленными в пикселе. Наибольшие показатели сходимости для 2007 г. между полевыми и инструментальными измерениями были отчасти обусловлены максимальным соответствием сравниваемых временных отрезков.

Климатическими особенностями вегетационного сезона 2010 г. были относительно холодные температуры воздуха и повышенное на 44 % относительно многолетней нормы количество осадков. В летний период 2010 г. фиксируется слабый подъем поверхности мерзлотных почв, наблюдаемый как по спутниковым (0,3-3,5 см), так и инструментальным измерениям (подъем поверхности 0-5 см, для нескольких пикселей опускание до 3,5 см) (рисунок 53в). Дифференциация показателей 2010 года на две группы по положению в рельефе не соответствовало таковому для 2007 г. Показатели инструментальных измерений характеризовались максимальной вариабельностью. Увеличение числа измерений в пикселе не приводило к росту сопоставимости между спутниковыми и полевыми данными (рисунок 53), что вероятно обусловлено и значительными расхождениями в протяженности сравниваемых интервалов. На мониторинговой площадке отмечено зимнее пучение в 2007-2008 гг. от 2-6 см по спутниковым наблюдениям до 0-6 см по инструментальным. Наибольшие смещения по данным РДИ демонстрировали участки, отнесенные к группе нижней части увала (рисунок 53д). Увеличение повторностей измерений в пикселях не увеличивало сходимости данных.

Наибольшая контрастность климатических условий зафиксирована между 2006-2007 и 2009-2010 гидрологическими годами. Климатические условия стали благоприятными для активизации зимнего пучения почв в 2010 г. и более сильному развитию летней осадки поверхности почв в 2007 г. Началу вегетационного сезона 2007 г. предшествовала менее суровая зима, по сравнению с 2010 г., значения СОР были меньше средних многолетних

показателей 2007-2010 гг. наблюдений на 8,9 %. Зима 2010 г. характеризовалась наиболее низкими температурами (СОТ выше среднего значения на 29,2 %). Среднемесячная температура воздуха в феврале в 2007 г. составила -23,7 °С, в 2010 г. -27,7 °С. Температуры мерзлотной почвы 4Гт были тесно связаны с климатическими характеристиками. При повышенном количестве зимних осадков в 2009-2010 гг. (на 17,4 % больше средней многолетней нормы), минимальные температуры почв на глубине 20 см отмечены 9 апреля в 2010 г. (-4,1 °С). В 2007 г. при меньшем количестве осадков (-20,9 %) минимальные температуры почвы площадки наблюдались 3-4 марта (-3,3 °С). В 2007 г. наблюдалась относительно ранняя весна и к первой съемке (18.06.2007) диапазон среднесуточных температур почв уже варьировал от 0,8 до 2,1 °С на глубине 20 см и -0,13...-0,16 °С на глубине 50 см. Температура почв в вегетационный период 2010 г. увеличивалась медленно: переход через 0 °С отмечен только 17 июня и к первой съемке (26 июня) температура выросла до 0,5-0,6 °С. Летний сезон 2007 г. был наиболее теплым за период наблюдений (рисунок 54). Снижение летних температур воздуха для вегетационных периодов разных лет наглядно демонстрирует уменьшение значений СПТ от 2007 г. к 2010 г. Профиль 4Гт в 2007 г. прогревался наиболее интенсивно в первой половине лета и уже 6 июля на глубине 20 см фиксируется максимум температуры (+14,3 °С). Медленнее почвы прогревались в 2010 г. – максимальная температура (+7,1 °С) наблюдались 3 августа. Относительно высокая температура почвы определяет возможность активного увеличения глубины сезонного протаивания (до 89 см в среднем по площадке 4Гт), что обусловило большую осадку поверхности почв в 2007 г. По данным инструментальных наблюдений за летний период 2007 г. (май-сентябрь) поверхность почв мониторинговой площадки в среднем опустилась на $4,0 \pm 3,5$ см ($n=19$), в 2010 г. поднялась на $2,2 \pm 4,9$ см ($n=19$).

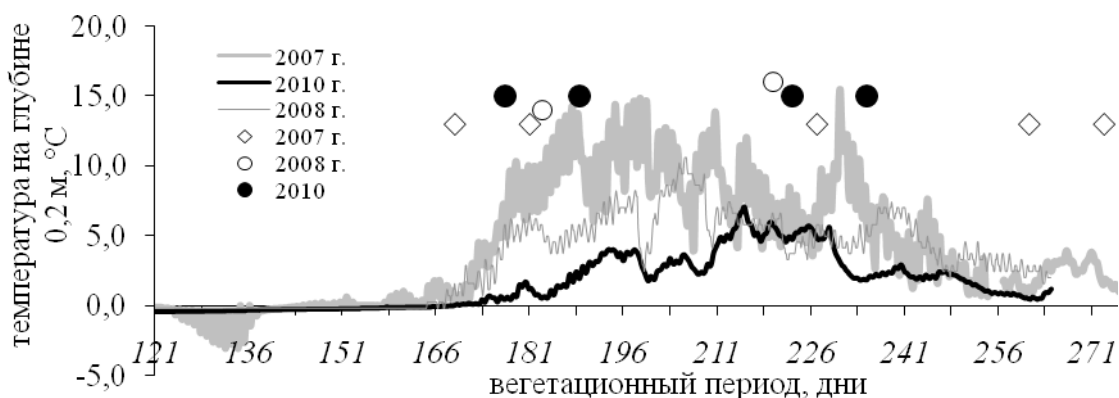


Рисунок 54 – Динамика температуры (°С) почвы 4Гт на глубине 20 см в 2007-2010 гг., точечными значками отмечены даты спутниковых съемок.

На основании сравнения амплитуд осадков, рассчитанных по спутниковым данным для участка мониторинговой площадки 4Гт, установлены особенности изменений поверхности почв

в течение разных лет и сезонов (рисунок 55). Суровость зимних условий и низкие температуры воздуха в начале вегетационного периода – причины относительного поднятия поверхности почв в начале лета 2010 г., в сравнении с 2007 г. Осадка поверхности почв летом 2007 г была максимальной за период 2007-2010 гг. Среднее изменение высоты поверхности участка в верхней части увала по спутниковым данным характеризовалось пониженными показателями (от 0 до 1 см) относительно нижней части увала (осадка от 2 до 4 см). Выявляемый сезонный перепад величин на сценах 2010 г. при переходе к спутниковому изображению 08.07.2010 является следствием различий использованных групп (сцены обозначены как а и б).

Фрагментарность съемок 2007-2008 и 2008-2009 гг. не позволяет в полной мере оценить корректность амплитуды и интенсивности осадок поверхности почв. Однако, по результатам анализа интенсивности зимнего пучения и летней осадки в сравнении с другими годами (рисунок 55) климатические условия летнего сезона 2008-2009 гг. были ближе к таковым 2010 г., а летнего и зимнего периодов 2007-2008 гг. к 2006-2007 гг., что подтверждается динамикой почвенных температур и климатическими характеристиками рассматриваемых периодов.

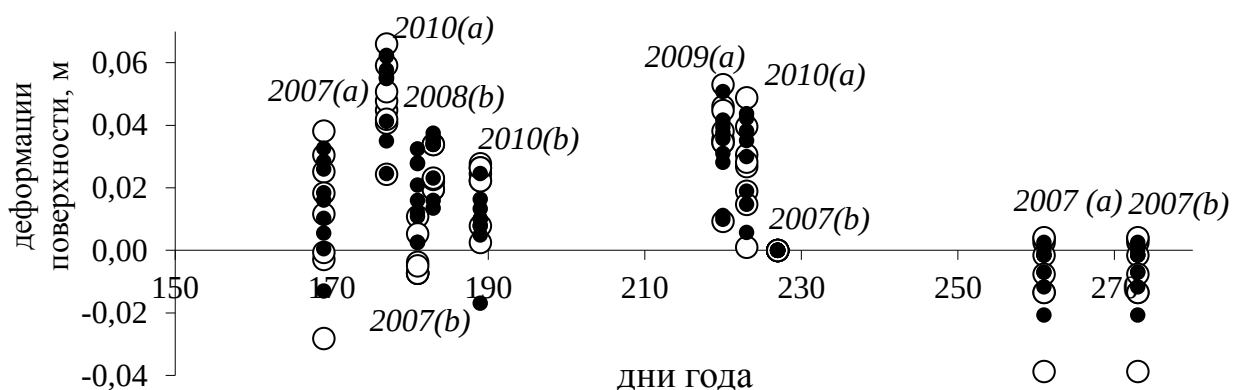


Рисунок 55 – Сезонные и годовые изменения поверхности почв для пикселей мониторинговой площадки 4Гт. Группы сравниваемых пар спутниковых изображений (529/1350 – а, 527/1350 – б), положение на участке - верхняя (светлый маркер) и нижняя (темный) части увала.

Возможность охвата спутниковой съемкой больших площадей позволяет анализировать пространственную дифференциацию изменений высоты поверхности почв на региональном уровне (рисунок 56). Для ненарушенных тундровых геосистем Печорской низменности характерно отсутствие существенных изменений поверхности почв. Здесь широко распространены мерзлотные почвы [Государственная, 1988]. Вероятно, что малым изменениям поверхности способствует ограниченность мощности слоя сезонного промерзания в связи с относительно близким подстиланием кровли ММП. Выявленные участки сезонных летних осадок (до 3 см) в Большеземельской тундре приурочены к таликовым зонам, крупным ложбинам стока и межблочиям морен с сезоннопромерзающими почвами. Очевидно, это

связано с глубоким сезонным промерзанием, сопровождающимся летним оттаиванием суглинистых почв в условиях отсутствия либо глубокого залегания ММП.

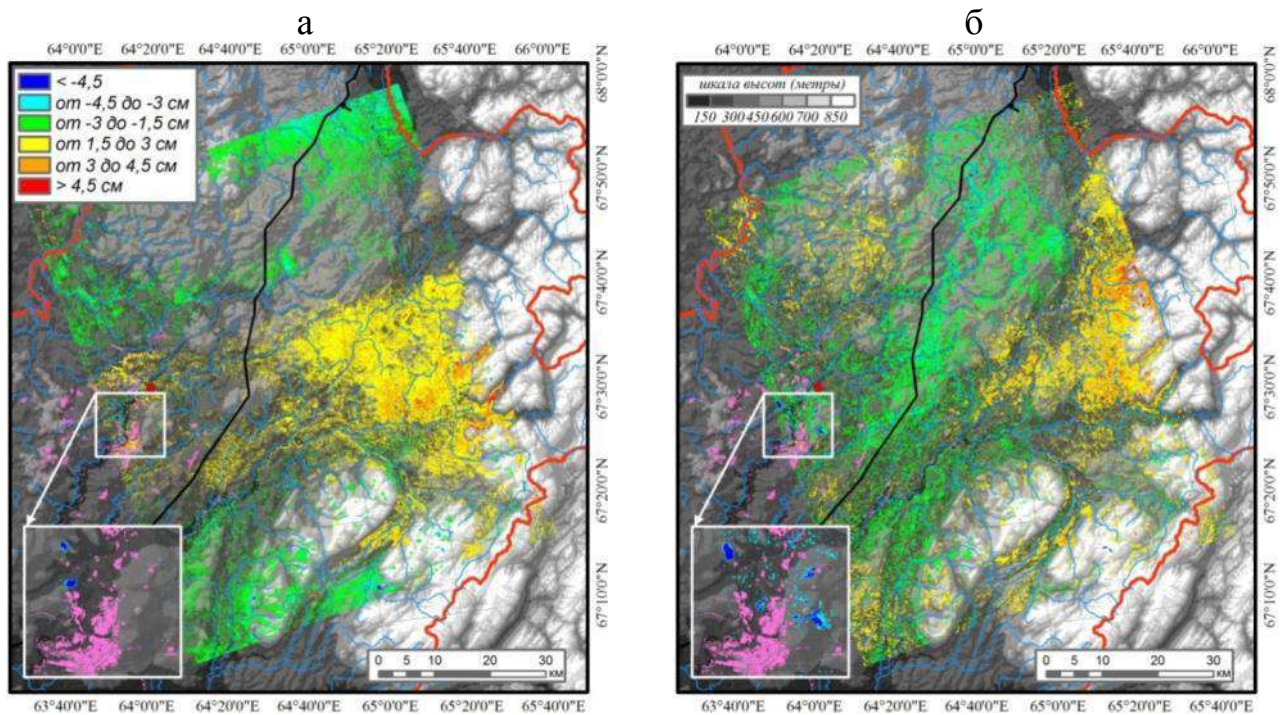


Рисунок 56 – Изменения высоты поверхности почв участка на юго-востоке Большеземельской тундры и прилегающих склонов Полярного Урала для периодов: а – 15.8.2007-30.9.2007 гг., б – 8.7.2010-23.8.2010 гг. по данным спутниковой РДИ: 1 – более -4,5 см; 2 – от -4,5 до -3,0 см; 3 – от -3,0 до -1,5 см; 4 – от 1,5 до 3,0 см; 5 – от 3,0 до 4,5 см, 6 – более 4,5 см, незначительные изменения (-1,5...1,5 см) цветом не выделены.

Значительные площади с летним подъемом поверхности почв (+1,5...+4,5 см) наблюдаются в предгорной полосе Полярного Урала, Это связано с повышенным количеством летних осадков на участках распространения глеевых суглинистых почв [Атлас, 2010; Государственная..., 2000], а также склоновыми процессами [Rudy et al., 2018]. Такие условия возможны для почв со сливающейся мерзлотой, заглубленной кровлей ММП и относительно холодным температурным режимом. К таким профилям в большей степени относятся климатически-обусловленные мерзлотные почвы.

7.6. Ландшафтные факторы глубины сезонного протаивания почв типичной тундры со сплошным распространением ММП

Для оценки влияния ландшафтных изменений на мерзлотные почвы в подзоне их сплошного распространения проанализированы взаимосвязи компонентов почвенно-растительного покрова с глубиной сезонного протаивания [Каверин и др., 2016]. В результате исследований 1 выделено семь основных типов растительных сообществ с соответствующими им типами почв и растительности. Исследования почвенного покрова проведены с

применением статистических и геоинформационных методов в районе 1 со сплошным распространением ММП. Проанализированы взаимосвязи количественных характеристик почвенного и растительного покрова с глубиной сезонного протаивания. Район исследований 1 является самым северным, повсеместное протаивание ММП в ближайшие десятилетия здесь не ожидается [Оберман, Шеслер, 2009]. На основании проведенных исследований выделено семь типов почвенно-растительных комплексов с соответствующими ландшафтными характеристиками (глубина сезонного протаивания и залегания многолетнемерзлой кровли, почвообразующие породы, рельеф и другие) (таблица 26). Первые четыре типа характеризуются преобладанием мерзлотных почв.

Таблица 26 – Комплексная характеристика почвенно-растительного покрова в районе исследований 1.

Почвенно-растительные комплексы	Доминирующие виды растений	Рельеф	Глубина фактического протаивания, см	Глубина кровли ММП, см
Осоково-кустарничково-моховые тундры на глееземах перегнойных криотурбированных мерзлотных (1Гтп)	Осоки: <i>Carex arctisibirica</i> , Кустарнички: <i>Salix polaris</i> , <i>S. reticulata</i> , <i>Dryas octopetala</i> . Мхи (<i>Hylocomium splendens</i> , <i>Aulacomnium turgidum</i> , <i>Tomenthypnum nitens</i>)	Верхние части невысоких увалов с пятнами-медальонами	20-70	70-90
Травяно-кустарничково-мохово-лишайниковые тундры на глееземах перегнойных мерзлотных (1Гп)	Кустарнички (<i>Dryas octopetala</i> , <i>Salix nummularia</i> , <i>Salix polaris</i>), травы (<i>Carex arctisibirica</i> , <i>Equisetum arvense</i>), мхи (<i>pleurozium</i>) и лишайники (<i>cladonia</i>)	Вершины и пологие склоны увалов преимущественно о южной экспозиции, высокие береговые террасы рек и озер	20-70	70-90
Осоково-моховые болота на глееземах криогенно-ожелезненных мерзлотных и торфяно-глееземах мерзлотных (1Гпг)	<i>Carex concolor</i> , зеленые мхи – <i>Warnstorfia exannulata</i> , <i>Calliergon cordifolium</i>	Плоские межувалистые понижения, низкие озерные террасы	20-60	70-100
Морошково-сфагновые болота на торфяно-глееземах мерзлотных (1Гтм)	Кустарнички: <i>Rubus chamaemorus</i> , <i>Eriophorum scheuchzeri</i> и сфагновые мхи (<i>Sphagnum warnstorffii</i> , <i>Sphagnum girgensohnii</i> , <i>Sphagnum russowii</i> , <i>Sphagnum squarrosum</i>)	Плоские межувалистые понижения	30	70-80

Разреженные ивняки на глееземах и торфяно-глееземах (1Гт)	<i>Salix glauca</i> , <i>S. lanata</i> , <i>S. phylicifolia</i>	Низкие озерные террасы, нижние части и подошвы склонов увалов	90 и более	100-200
Высокие ивняки на глееземах криогенно-ожелезненных и торфяно-глееземах (1Гж)	<i>Salix glauca</i> , <i>S. lanata</i>	Межувалистые понижения и нижние части склонов увалов, вдоль водотоков и по берегах озер	-	Кровля ММП в пределах 200 см отсутствует
Разнотравно-осоково-моховые луга на серогумусовых глеевых почвах (1Гг)	В условиях плакора: <i>Carex concolor</i> , <i>Polemonium acutiflorum</i> , <i>Calamagrostis holmii</i> , из мхов – <i>Polytrichum commune</i> и <i>Sanionia uncinata</i> , Вблизи водотоков: <i>Carex concolor</i> , <i>Alopecurus pratensis</i> , <i>Poa pratensis</i>	Вдоль водотоков полосами шириной 10–50 м, межувалистые понижения, зарастающие берега озер	80 и более	Кровля ММП залегает в пределах 100-200 см, либо отсутствует

Осоково-кустарничково-моховые тундры на глееземах перегнойных криотурбированных (1Гтп) приурочены к плосковершинным буграм (200-215 м над ур. м.), на поверхности которых развиты пятна-медальоны. Данные геосистемы занимают 24 % площади района исследований. Высота сомкнутого осоково-кустарничкового яруса достигает 20 см ($16 \pm 1,9$ см), высота плотного мохового яруса достигает 8 см ($6 \pm 0,5$ см), глубина сезонного протаивания почв – 70-90 см (таблица 26, рисунок 57). Травяно-кустарничково-мохово-лишайниковые тундры формируются на глееземах перегнойных (1Гп) при глубине сезонного протаивания 70-90 см на дренированных участках (201-330 м над ур.м.). В районе исследований данные комплексы 1 занимают около 1 % площади. Растительные сообщества характеризуются высокой сомкнутостью напочвенного (высотой $4 \pm 0,8$ см) и верхнего (высотой 15 ± 2 см) ярусов. Осоково-моховые болота функционируют на глееземах и торфяно-глееземах мерзлотных (в том числе потечно-гумусовых и криогенно-ожелезненных) – 1Гпг, занимая 12 % площади района 1. В основном сосредоточены в пределах увлажненных депрессий рельефа (190-204 м над ур. м.). В почвах низких озерных террас мощность органогенного горизонта, как правило, не превышает 20 см (5 ± 1 см), в межувалистых понижениях – 20 см (12 ± 5 см). Почвы суглинистых межувалистых понижений протаивают неглубоко (44 ± 8 см), песчаные глееземы прибрежных сообществ протаивают несколько глубже (74 ± 27 см). Сомкнутый растительный покров высотой 47 ± 3 см, сложен преимущественно осоками, моховой ярус высотой $8 \pm 1,4$ см сильно разрежен (5-30 % покрытия). Депрессии рельефа часто обводнены, осоковая растительность плохо разлагается, поверхность почв до 30 % покрыта ветошью.

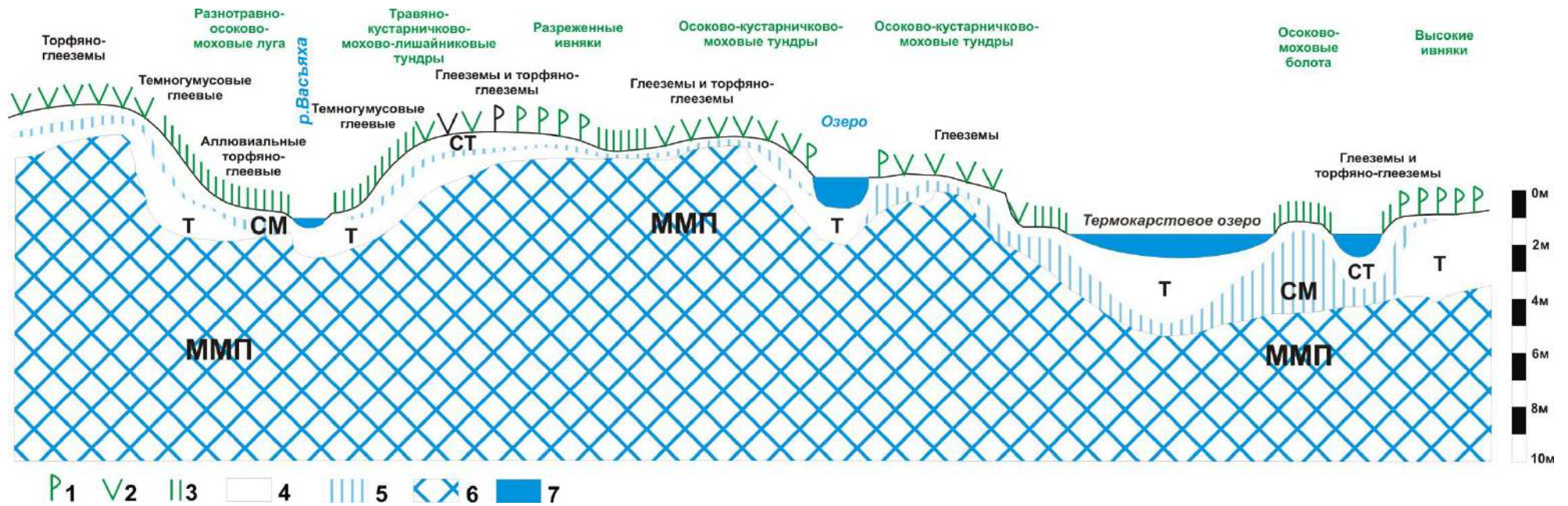


Рисунок 57 – Комплексный физико-географический профиль по линии: водораздел – долина термокарстового озера, район исследований 1 (июль 2010 г.). 1 – кустарники; 2 – кустарнички; 3 – травянистая растительность; 4 – сезонноталые (СТ) и постоянно талые горизонты (Т); 5 – сезонномерзлые горизонты (СМ); 6 – многолетнемерзлые породы (ММП); 7 – реки и озера.

Морошково-сфагновые болота развиты на торфяно-глееземах мерзлотных (1Гтм), занимающих плоские межувалистые понижения и низкие озерные террасы, сложенные суглинками. Данные геосистемы распространены локально (менее 1 % площади района) внутри ареалов осоково-моховых болот. При высокой сомкнутости покрова высота травяного яруса составляет 23 ± 2 см, мохового – 7 ± 2 см. Сомкнутый моховой ярус и относительно мощный (24 ± 6 см) торфяной горизонт обуславливают мелкое протаивание почв (таблица 26, рисунок 57).

На участках с заглубленной кровлей ММП (1-2 м) широко развиты редкоивняковые тундры. Ивняки разреженные травяно-моховые развиты на торфяно-глееземах (1Гт) в нижних и средних частях склонов увалов, понижениях озерных котловин (193-211 м над ур. м.), занимая 32 % площади района 1. Приозерные пониженные участки часто заболочены, в растительном покрове присутствуют сфагновые мхи, осоки и морошка, на пологих склонах увалов увеличивается обилие кустарничков. Выделяется 3 растительных яруса: разреженный кустарниковый высотой 38 ± 8 см и более сомкнутые травяно-кустарниковый (24 ± 3 см) и моховой ($4 \pm 0,4$ см). Разреженность верхнего, недостаточная сомкнутость мохового ярусов, а также относительно малая мощность органогенного горизонта (5 ± 4 см) обуславливают большой летний прогрев почв и заглубленное положение кровли ММП (до 1,5 м в суглинистых почвах и до 2 м в почвах легкого гранулометрического состава) (таблица 26, рисунок 57).

На сезоннопромерзающих почвах развиты крупноивняковые и луговые сообщества. Разнотравно-моховые ивняки формируются на глееземах криогенно-ожелезненных и торфяно-глееземах (1Гж) в плоских межувалистых понижениях, нижних частях склонов, прибрежных частях рек и озер (193-227 м над ур. м.), занимая около 19 % площади района исследований. Кустарниковый ярус сомкнутый и высокий (115 ± 9 см), травяно-кустарниковый (28 ± 3 см) и моховой ($4 \pm 0,5$ см) разрежены [Каверин и др., 2016]. Крупнокустарниковый ярус, способствующий снегонакоплению, и маломощный органогенный горизонт обуславливают отсутствие ММП в пределах профиля почв [Тыртиков, 1969] (таблица 26, рисунок 57).

Разнотравно-осоково-моховые луговые сообщества формируются на серогумусовых глеевых почвах (1Гг) плакоров: в межувалистых, приречных и приозерных понижениях (197-205 м над ур. м.), занимая около 3 % площади района исследований. Отсутствие ММП в пределах двух метров обусловлено малой мощностью ($2 \pm 0,2$ см) и разреженностью мохового яруса (таблица 26, рисунок 57).

Влияние мощности органогенного горизонта на глубину сезонного протаивания особенно выражено на участках с мохово-лишайниковой растительностью [Mazhitova et al., 2004]. В условиях низкорослой тундровой растительности (1Гтп, 1Гп, 1Гпг, 1Гтм) органогенный горизонт обуславливает частичную экосистемную защиту климатически-обусловленных

мерзлотных почв от протаивания. В мерзлотных почвах кустарничково-мохово-лишайниковых сообществ ($n=15$) и осоково-моховых болот ($n=17$) глубина сезонного протаивания обратно пропорциональна мощности органогенного горизонта почв ($R=-0,6$, $p<0,05$). Влияние органогенного горизонта, как фактора экосистемной защиты, снижается (3 %) в почвах под крупнокустарниковой растительностью (1Гт, 1Гж), где ММП отсутствует, либо залегает на глубине более 1-2 м. В почвах ивняковых тундр ($n=18$) основным фактором, определяющим глубину протаивания, является высота яруса кустарникового яруса ($R=0,72$, $p<0,05$; 46 % по модели множественной регрессии). В районе 1 при высоте кустарников более 50 см наблюдается сезонное промерзание, не превышающее 1 м. При высоте кустарникового яруса более 80-100 см ММП залегает глубже 2 м.

Глава 8. Температурные режимы почв: классификационный анализ и географические закономерности

8.1. Классификационный анализ температурных режимов почв естественных геосистем

При всем многообразии рассмотренных температурных режимов почв тундровых и лесных геосистем возникает необходимость их сравнительного анализа. В связи с этим, температурные режимы почв естественных геосистем рассмотрены в рамках наиболее используемых классификаций: авторской [Димо, 1972] и американской [Keys to Soil Taxonomy, 2014]. Классификация Димо [1972] основана на данных о температуре на глубине 20 см, преимущественно отражая влияние на почвы поверхностных условий: температуры воздуха, высоты снежного покрова, характера растительности и других.

В настоящей работе проведена апробация применения авторской [Димо, 1972] и американской классификаций [Keys to Soil Taxonomy, 2014] для анализа температурных режимов исследуемых почв естественных тундровых и лесных геосистем. Согласно классификационной системе Димо [1972] почвы в районе исследований 2 по среднегодовой температуре относятся преимущественно к очень холодному подтипу температурного режима в рамках длительно сезоннопромерзающего типа. Холодный тип годового температурного режима определен для профилей 2Гт и 2Гт', функционирующих на участках преобладания ивняковых тундр. По суммам положительных температур почвы района 2 относятся к очень холодному подтипу мерзлотного типа (приложение 3). По суммам отрицательных температур классификация показывает значительную дифференциацию показателей. Почвы участков с преобладанием кустарниковой растительности относятся к умеренно-холодному подтипу сезоннопромерзающего типа. Почвы плоскобугристого болота (2Тм) – к очень холодному подтипу в мерзлотном типе. Остальные почвы классифицируются в рамках холодного или умеренно-холодного подтипа в длительно сезоннопромерзающем типе.

При анализе рассмотренных в подглаве 5.1 мерзлотных почв (3Ас, 3То, 3Тс, 3Гт, 4Гт, 5Тм, 5Тп), функционирующих в условиях несплошного распространения ММП (районы исследований 3, 4, 5) по годовым параметрам температурные режимы шести из семи почв относятся к очень холодному подтипу в рамках мерзлотного типа. Только торфяно-глеезем (4Гт) по среднегодовым температурам попадает в холодный подтип, предусмотренный для длительно сезоннопромерзающих почв (приложение 3). Классификация Димо [1972] четко отражает сравнительную однородность летних температурных условий в верхнем слое почв. По летним показателям все исследуемые почвы оказываются в очень холодном подтипе мерзлотного типа (приложение 3).

По зимним показателям мерзлотные почвы тундры различаются существенно, относятся к различным температурным типам (приложение 3). Почвы с подстилением ММП до одного метра не всегда классифицируются как профили мерзлотного типа. По сумме отрицательных температур и температуре самого холодного месяца профиль 4Гт относится к холодному подтипу в сезоннопромерзающем типе. По зимнему климату данный профиль близок к почвам, функционирующим за пределами криолитозоны. Подобная неопределенность (противоречие между невысокими суммами отрицательных температур и наличием сливающейся мерзлоты) в значительной мере связана с климатическими изменениями, оказывающими значительное влияние на температурные режимы почв в южной части региональной криолитозоны [Vasiliev et al., 2020].

В классификацию Димо [1972] необходимо добавить нишу для «теплых» мерзлотных почв восточноевропейской тундры: в очень холодном подтипе годового цикла добавить диапазоны среднегодовых температур от 0 до -4°C ; для зимнего режима добавить умеренно холодный подтип с диапазонами СОТп 500...1000 $^{\circ}\text{C}\cdot\text{сут}$ и 1000...1500 $^{\circ}\text{C}\cdot\text{сут}$ и температурой самого холодного месяца $-4\ldots-8^{\circ}\text{C}$ и $-8\ldots-12^{\circ}\text{C}$. Для выделения группы мерзлотных почв с протаивающими ММП целесообразно добавить комбинацию: среднегодовая температура $0\ldots+2^{\circ}\text{C}$, суммы отрицательных температур $0\ldots500^{\circ}\text{C}$, температура самого холодного месяца $0\ldots-4^{\circ}\text{C}$, сливающаяся или несливающаяся мерзлота в пределах 2 м от поверхности.

Почвы бугристых болот в подзоне редкоостровного распространения ММП (7Тм, 7То, 7Тм², 7То², 7Тм³, 7То³) значительно дифференцированы по классификационному положению в зависимости от ландшафтного положения (приложение 3). По годовым температурным критериям классификации Димо [1972] наиболее холодными являются почвы торфяных бугров 7Тм и 7Тм³, остальные почвы классифицируются в рамках сезоннопромерзающего типа. По летним критериям почвы бугров и мочажин относятся к длительно сезоннопромерзающему типу. Зимний климат почв значительно дифференцирован по классификационным критериям, только профиль 7Тм³ торфяного бугра классифицируется в рамках мерзлотного типа. Почвы мочажин относятся к сезоннопромерзающему и непромерзающему типам. Классификационный анализ температурных режимов почв бугристых болот, функционирующих на крайнем южном пределе региональной криолитозоны, подтверждает определенную узость температурных диапазонов для характеристики мерзлотных почв в системе Димо [1972].

С учетом классификационной схемы генезиса ММП [Shur, Jorgenson, 2007] по зимнему температурному режиму к мерзлотному типу относятся преимущественно КО и КО+ЭЗ мерзлотные почвы, в рамках длительно сезоннопромерзающего типа определяются ЭЗ почвы торфяных бугров. По летним показателям различные типы мерзлотных почв (КО, КО+ЭЗ, КО^{ЭЗ})

тундровых геосистем определяются в мерзлотном, длительно сезоннопромерзающем и сезоннопромерзающем типах.

По годовым классификационным параметрам температурные режимы сезоннопромерзающих почв тундровых геосистем (4Гк, 5К, 5Кг, 5Гк), преимущественно относятся к холодному подтипу в рамках сезоннопромерзающего типа (приложение 3). По летним показателям эти почвы относятся к очень холодному подтипу в пределах сезоннопромерзающего типа. В отличие от летних, зимние классификационные критерии хорошо дифференцируют климат почв, функционирующих в кустарниковых (4Гк и 5Кг) и кустарничковых (5Гк и 5К) тундрах. По большинству классификационных критериев сезоннопромерзающие почвы тундры относятся к сезоннопромерзающему типу. Однако в классификации температурных режимов Димо [1972] выделение данного типа для субарктических почв прописано только для самой западной – Кольской почвенной провинции. Учитывая климатические изменения последних десятилетий, в данную классификацию для Канинско-Печорской почвенной провинции необходимо добавить холодный и очень холодный подтипы в рамках сезоннопромерзающего типа. Очевидно, что изначально ниша тундровых сезоннопромерзающих почв Канинско-Печорской провинции была прописана в рамках длительно сезоннопромерзающего типа. Классификация температурных режимов была составлена на период середины XX века, однако потепление в европейской России фактически сместило температурные границы к юго-западу.

Температурные режимы почв северных лесных геосистем (5Сг, 5Си, 7Си, 8Ст, 8Сг) в классификации Димо [1972] по годовым параметрам относятся к холодному подтипу в рамках сезоннопромерзающего типа (приложение 3). Классификация характеризует относительную холодность летних температурных условий в верхнем слое почв. По летним классификационным критериям светлосезмы относятся преимущественно к очень холодному подтипу длительно сезоннопромерзающего типа, для которых относительно малые суммы положительных температур и низкие температуры самого теплого месяца в классификации прописаны только в зоне субарктических почв тундры для Канинско-Печорской провинции. По зимним показателям почвы лесных геосистем классифицируются как профили сезоннопромерзающего типа. При выделении подтипов сезоннопромерзающих почв северного предела тайги диапазоны температурных показателей также необходимо расширить. Среди северотаежных почв с холодным летним температурным режимом необходимо дополнительно выделить умеренно холодный подтип с диапазонами СПТп 0...500 °С·сут и средней температурой самого теплого месяца +8...+12 °С.

Согласно Таксономии почв [Keys to Soil Taxonomy, 2014] мерзлотные почвы тундры характеризуются режимом Subgelic (среднегодовая >-4 °С, подстиание ММП в пределах

почвенного профиля), торфяная почва 5Тм отличается режимом Pergelic ($T_{\text{ПГОД}} < -4$ °С, ММП). Сезоннопромерзающие почвы тундры имеют режим Cryic ($T_{\text{ПГОД}} = 0 \dots +8$ °С). Криометаморфическая почва 5К характеризуется температурным режимом Subgelic ($T_{\text{ПГОД}} = +1 \dots -4$ °С). Почвы лесных геосистем характеризуются режимом Cryic. Почвы торфяных бугров характеризуются режимом Subgelic, почвы мочажин – режимом Cryic. В целом, таксономия почв [Keys to Soil Taxonomy, 2014] выделяет значительно меньшее количество температурных классов и не может полностью раскрывать все разнообразие температурных режимов почв региона исследований.

Разрешение классификации температурных режимов почв [Димо, 1972] применительно к субарктическому сектору европейского северо-востока России в целом выше, чем Таксономии почв [Keys to Soil Taxonomy, 2014]. На низшем таксономическом уровне по отечественной системе выделяется 8 комбинаций подтипов по годовым, летним и зимним показателям, по второй – 2 температурных класса. Значения показателей обеих классификационных систем отражают различия ландшафтных условий рассматриваемых почв вне зависимости от их состава. Классификация [Димо, 1972] анализирует влияние поверхностных условий в течение года: высоты снежного покрова, характера напочвенного покрова и других. Американская система использует температуру на глубине 50 см, отражая влияние как поверхностных, так и внутрипочвенных условий на температуру почв, что особенно актуально с учетом влияния климатических и ландшафтных факторов на температурные режимы почв.

8.2. Разработка и апробация компоненты классификации температурных режимов почв

Несмотря на применимость к обширным территориям, рассмотренные классификационные системы [Димо, 1972; Keys to Soil Taxonomy, 2014] не в полной мере раскрывают особенности пространственной дифференциации температурных режимов и геокриологических условий функционирования почв европейского северо-востока России. Шаг классификации Димо [1972] в 4 °С позволяет отделить мерзлотные почвы от сезоннопромерзающих, без отражения ландшафтных различий. Для выделения специфики температурных режимов почв необходимо уменьшить шаг среднегодовой температуры почв до 2 °С, что позволит разделить относительно теплые и холодные как мерзлотные, так и сезоннопромерзающие профили. Для характеристики среднегодовой температуры почв в субарктическом регионе с высокотемпературной криолитозоной целесообразно использовать глубину 50 см. Среднегодовые температуры на глубине 50 см отражают глубину залегания кровли ММП. К примеру, наиболее холодные торфяные мерзлотные почвы бугристых болот ($T_{\text{ПГОД}} = -4 \dots -2$ °С) характеризуются глубиной подстилания ММП, близкой к 50 см (подглавы 5.1, 5.3, 6.2, 6.3; приложение 3). В то время как среднегодовые температуры мерзлотных почв с

глубиной ММП в 1 м и более, как правило, имеют более высокие значения $T_{\text{ПГОД}}$ ($-2 \dots 0$ °C): профили 3Ас, 3Гт, 4Гт, 4Гп' и другие (приложение 1; приложение 3).

В сезоннопромерзающих почвах тундровых геосистем на глубине 50 см наблюдаются длительные (до нескольких месяцев) периоды околонулевых температур в крупнокустарниковых тундрах, тогда как в почвах мохово-кустарничковых тундр на данной глубине зимой преобладают отрицательные температуры. Именно с глубины 50 см наблюдаются значимые различия ($p < 0,05$) между суммами положительных температур в почвах различных тундровых сообществ. На глубине 50 см проявляются значимые различия ($p > 0,05$) по зимнему и летнему температурному режимам в почвах лесных геосистем лесотундры и северной тайги (приложение 3). Если в почвах лесотундры на глубине 50 см еще фиксируются отрицательные температуры, то светлосемя северной тайги, как правило, характеризуются нулевыми значениями $СОТ_{\text{П}}$ (приложение 3). На глубине 50 см суммы положительных температур таежных почв почти в 2 раза выше, чем в лесотундровых, тогда как на 20 см данная разница уменьшается до 20 % (подглава 5.4).

Кроме того, 50 см, в целом соответствует максимальной глубине суточных теплооборотов исследуемых почв. Наибольшие суточные колебания в летний период характерны для автоморфных почв тундры, где значения стандартного отклонения на поверхности достигают ± 2 °C и более, тогда как на глубине 50 см снижаются до $\pm 0,1$ °C, а на 100 см – до $\pm 0,01$ °C. Максимальные суточные колебания температуры в зимний период наблюдаются в мерзлотных почвах торфяных бугров, где значения S суточных температур уменьшается с $\pm 0,3$ °C на поверхности до $\pm 0,03$ °C на глубине 50 см, а на глубине 100 см уже становятся нулевыми.

Введение температурного шага в 2 °C обусловлено тем, что суммарный диапазон $T_{\text{ПГОД}}$ на глубине 50 см для всех почв находится в пределах $-4,6 \dots +4,0$ °C (приложение 3). Поэтому если использовать величину шага 4 °C все исследуемые почвы разделятся только на два температурных типа. Кроме того, средняя разница при сравнении среднегодовых температур почв естественных геосистем на глубине 50 см обычно не превышает 2 °C. Осредненные значения $T_{\text{ПГОД}}$ северотаежных таежных почв ($+3,4 \pm 0,1$ °C) были выше таковых лесотундровых участков ($+1,9 \pm 0,1$ °C) (подглава 5.4). Мерзлотные почвы возвышенных участков (подглава 5.1) по значениям $T_{\text{ПГОД}}$ на глубине 50 см были холоднее таковых пологих участков на 1,7 °C при стандартном отклонении $\pm 0,3$ °C. Аналогичная разность определена между сезоннопромерзающими почвами, функционирующими под мохово-кустарничковыми и крупнокустарниковыми тундрами (подглава 5.2). Большие разницы (4 °C) определяются только при сравнении сильно контрастных температурных режимов почв: например между профилями торфяных бугров и обводненных мочажин, торфяных бугров и придорожных понижений и так далее.

В условиях значительной пространственной дифференциации мерзлотных условий критерий наличия многолетней мерзлоты, принятый в Soil Taxonomy [Keys to Soil Taxonomy, 2014] недостаточен. В условиях несплошного распространения ММП в профиле необходимо выделять различные глубины подстилания кровли ММП, включая заглубленное ее положение (1-2 м и более). Проблемы современного классификационного положения мерзлотных почв в различных таксономических системах освещена С.В. Горячкиным с соавторами [Goryachkin et al., 2019]. Предложено расширение понимания подтипа «мерзлотный», приравняв его к международным стандартам [IUSS, 2014; Keys to Soil Taxonomy, 2014], выделив для него подтипы мелко-, средне- и глубокомерзлотных почв с проявлением криогенных процессов и сливающейся мерзлотой на глубине 1, 2 метров и глубже 2 метров соответственно. Исследованные мерзлотные почвы в большей степени различаются по зимним температурным параметрам [Каверин и др., 2014]. В связи с этим, необходимо знание не только глубины сезонного протаивания, но и сезонного промерзания. Данные глубин сезонного промерзания позволяют судить о сливающимся или нессливающимся типе мерзлоты, а в условиях отсутствия ММП остаются единственным мерзлотным классификационным критерием. Сочетание предложенных классификационных критериев позволяет эффективно дифференцировать температурные режимы мерзлотных и сезоннопромерзающих почв, функционирующих в тундровых и лесных геосистемах региона с различными геокрологическими условиями.

На основании результатов классификационного анализа температурных режимов исследованных почв считаем необходимым предложить классификационную температурно-мерзлотную компоненту, усиливающую режимную составляющую классификации почв России [Герасимова и др., 2020]. Основными критериями предлагаемой классификационной компоненты являются: среднегодовая температура почв на глубине 50 см, глубина залегания кровли ММП (при сливающейся мерзлоте соответствует мощности СТС), мощность сезонномерзлого слоя (СМС). Данная компонента, разработанная для почв субарктического сектора европейского северо-востока России, может использоваться и для прилегающих субарктических и бореальных регионов, а при расширении диапазонов классификационных критериев и для более обширных территорий. Для региональных типизаций почвенных температурных режимов, учитывающих широкое разнообразие почв конкретного региона, характерно акцентирование, как на годовые, так и сезонные температурные показатели [Куликов и др., 1997].

В качестве классификационных критериев предложены следующие градации температурных режимов почв по значению $T_{п\text{год}}$: <-2 °C (очень холодные), от -2 до 0 °C (холодные), от 0 до $+2$ °C (умеренно-холодные), от $+2$ до $+4$ °C (прохладные) (таблица 27). Диапазоны глубины сезонного промерзания (мощности СМС): $<0,5$ м (с поверхностным

сезонным промерзанием), 0,5-1 м (с мелким сезонным промерзанием), 1-2 м (со среднеглубинным сезонным промерзанием), >2 м (с глубоким сезонным промерзанием). Для указания глубин сливания сезонной и многолетней мерзлоты использованы термины «приповерхностно сливающиеся» (до 0,5 м) и «близкосливающиеся» (0,5-1 м). Градации глубины залегания ММП: <1 м (мелкомерзлотные), 1-2 м (среднеглубинные мерзлотные), 2-3 м (глубокомерзлотные), >3 м (немерзлотные). Выделение мелкомерзлотных, среднеглубинных мерзлотных и немерзлотных типов почвенных профилей в региональной криолитозоне соотносится с классификационными принципами системы WRB [IUSS, 2014], где они дифференцированы на высоком таксономическом уровне и выделяются как Cryosols, Gelic Gleysols и Gleysols соответственно. Выделение отдельной группы глубокомерзлотных почв способствует детализации пространственной дифференциации почвенно-геокриологических условий при построении почвенных карт и анализе структуры почвенного покрова в криолитозоне. Для отображения классификационных названий почв по компоненте используется последовательность ТпГОД-ММП-СМС. К примеру: очень холодные мелкомерзлотные приповерхностно сливающиеся. Для почв с различной глубиной подстилания ММП характерны определенные глубины сезонного промерзания и среднегодовые температуры почв. К примеру значения ТпГОД мелкомерзлотных почв в основном ниже 0 °С, представлены очень холодным и холодным температурными режимами (таблица 27). Соответственно, тип мелкомерзлотных почв включает характерные температурные подтипы. В случае обнаружения заглубленной (>3 м) кровли ММП к классификационным названиям в скобках можно добавить значения глубин ее залегания, к примеру (9 м).

Пример классификационного названия: умеренно-холодные немерзлотные (ММП 9 м) с мелким сезонным промерзанием. В данном случае остается название «немерзлотные», так как ММП залегают достаточно глубоко и не оказывают существенного влияния на процессы почвообразования. Таким образом, использование предлагаемой классификационной компоненты в условиях несплошного распространения ММП разграничивает почвы, формирующиеся в условиях сквозных и несквозных таликов.

Таблица 27 – Количественные критерии предлагаемой температурно-мерзлотной компоненты для классификации температурных режимов почв.

Среднегодовая температура почв, подтипы почв	Глубина залегания кровли ММП (сезонного протаивания), типы почв	Глубина сезонного промерзания, подтипы почв
Очень холодные (ТпГОД < -2 °С); Холодные (ТпГОД от -2 до 0 °С)	Мелкомерзлотные: кровля ММП на глубине до 1 метра	Приповерхностно сливающиеся (сливающаяся мерзлота на глубине <0,5 м); близкосливающиеся (сливающаяся мерзлота на глубине 0,5-1 м)

Очень холодные ($T_{\text{ПГОД}} < -2 \text{ }^{\circ}\text{C}$); Холодные ($T_{\text{ПГОД}}$ от -2 до $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$); Умеренно-холодные ($T_{\text{ПГОД}}$ от 0 до $+2 \text{ }^{\circ}\text{C}$)	Среднеглубинные мерзлотные: кровля ММП на глубине 1-2 м	С поверхностным сезонным промерзанием (до 0,5 м, несливающаяся мерзлота); с мелким сезонным промерзанием (0,5-1 м); Со среднеглубинным сезонным промерзанием (1-2 м, сливающаяся/ несливающаяся мерзлота)
Холодные ($T_{\text{ПГОД}}$ от -2 до $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$); Умеренно-холодные ($T_{\text{ПГОД}}$ от 0 до $+2 \text{ }^{\circ}\text{C}$); Прохладные ($T_{\text{ПГОД}}$ от $+2$ до $+4 \text{ }^{\circ}\text{C}$)	Глубокомерзлотные: кровля ММП на глубине 2-3 м	С поверхностным сезонным промерзанием (до 0,5 м, несливающаяся мерзлота); с мелким сезонным промерзанием (0,5-1 м); Со среднеглубинным сезонным промерзанием (1-2 м, сливающаяся/ несливающаяся мерзлота); С глубоким сезонным промерзанием (>2 м, сливающаяся/ несливающаяся мерзлота)
Холодные ($T_{\text{ПГОД}}$ от -2 до $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$); Умеренно-холодные ($T_{\text{ПГОД}}$ от 0 до $+2 \text{ }^{\circ}\text{C}$); Прохладные ($T_{\text{ПГОД}}$ от $+2$ до $+4 \text{ }^{\circ}\text{C}$)	Немерзлотные: кровля ММП глубже 3 м, либо отсутствует	С поверхностным сезонным промерзанием (до 0,5 м); с мелким сезонным промерзанием (0,5-1 м); Со среднеглубинным сезонным промерзанием (1-2 м); с глубоким сезонным промерзанием (>2 м)

Применение классификационной компоненты позволило показать значительную дифференциацию температурных режимов и геокриологических условий функционирования исследованных почв естественных тундровых и лесных геосистем (приложение 3). Согласно классификационной компоненте мерзлотные почвы (подглава 5.1) геосистем южной тундры определяются в 6 различных подтипах в составе 2 типов (приложение 3). Климатически-обусловленный профиль 3Ас характеризуется среднеглубинными показателями как по залеганию ММП, так и сезонному промерзанию, подчеркивая контраст между летним и зимним температурным режимом. Холодность зимнего и летнего температурных режимов климатически-обусловленных экосистемно-защищенных мерзлотных почв (КО+ЭЗ) отражается по всем трем критериям. Климатически-обусловленные с частичной экосистемной защитой (КО^{ЭЗ}) почвы характеризуется большими глубинами сезонного протаивания и мягкостью температурного режима. Почвы бугров и мочажин бугристых болот кардинально различаются между собой по всем трем классификационным критериям. В ЭЗ почвах бугристых болот критерии подчеркивают относительную суровость температурного режима на фоне большей

глубины сезонного протаивания в районе 7. Сезоннопромерзающие почвы крупнокустарниковых тундр характеризуются мелким сезонным промерзанием, в отличие от профилей мохово-кустарничковых сообществ со среднеглубинным промерзанием. Классификационные отличия почв лесных геосистем отражаются на уровне подтипов по среднегодовой температуре (приложение 3).

Для упрощения системы классификационных названий почв предложены сокращения подтипов по среднегодовой температуре почв: ОХ – очень холодные; Х – холодные; УХ – умеренно-холодные; П – прохладные; типов по глубине залегания ММП: ММ – мелкомерзлотные; СМ – среднеглубинные мерзлотные; ГМ – глубокомерзлотные; НМ – немерзлотные; подтипов по глубине сезонного промерзания: ПС – приповерхностно сливающиеся; БС – близкосливающиеся; ПСП – с поверхностным сезонным промерзанием; МСП – с мелким сезонным промерзанием; ССП – со среднеглубинным сезонным промерзанием; ГСП – с глубоким сезонным промерзанием. Краткие классификационные названия предложено соединять в формулы, например УХ/НМ/ПСП. Данные классификационные формулы являются достаточно гибкими в использовании, при отсутствии температурных исследований почв применяются неполные формулы: -/ММ/МСП. Таким образом, Общая концептуальная схема расположения типов и подтипов почв согласно предложенной классификационной компоненте выглядит следующим образом (рисунок 58).

При классификационном анализе мерзлотных почв необходимо учитывать, что в криолитозоне значительная часть полевых исследований почв проводится во второй половине лета, когда глубина сезонного протаивания не достигает максимума, наблюдаемого осенью. Исследования в районе 1 показали, что глубина протаивания мерзлотных почв в середине вегетационного периода составила 30-60 % от общей мощности СТС (таблица 26). Аналогичные результаты для почв региональной криолитозоны были ранее получены И.И. Шамановой [1970], отмечавшей достижение протаивания лишь 60 % мощности СТС в конце июля. Схожие данные получены в 2000-е гг. и при выполнении многолетних мониторинговых исследований глубины сезонного протаивания в рамках программы CALM [Мажитова, Каверин, 2007].

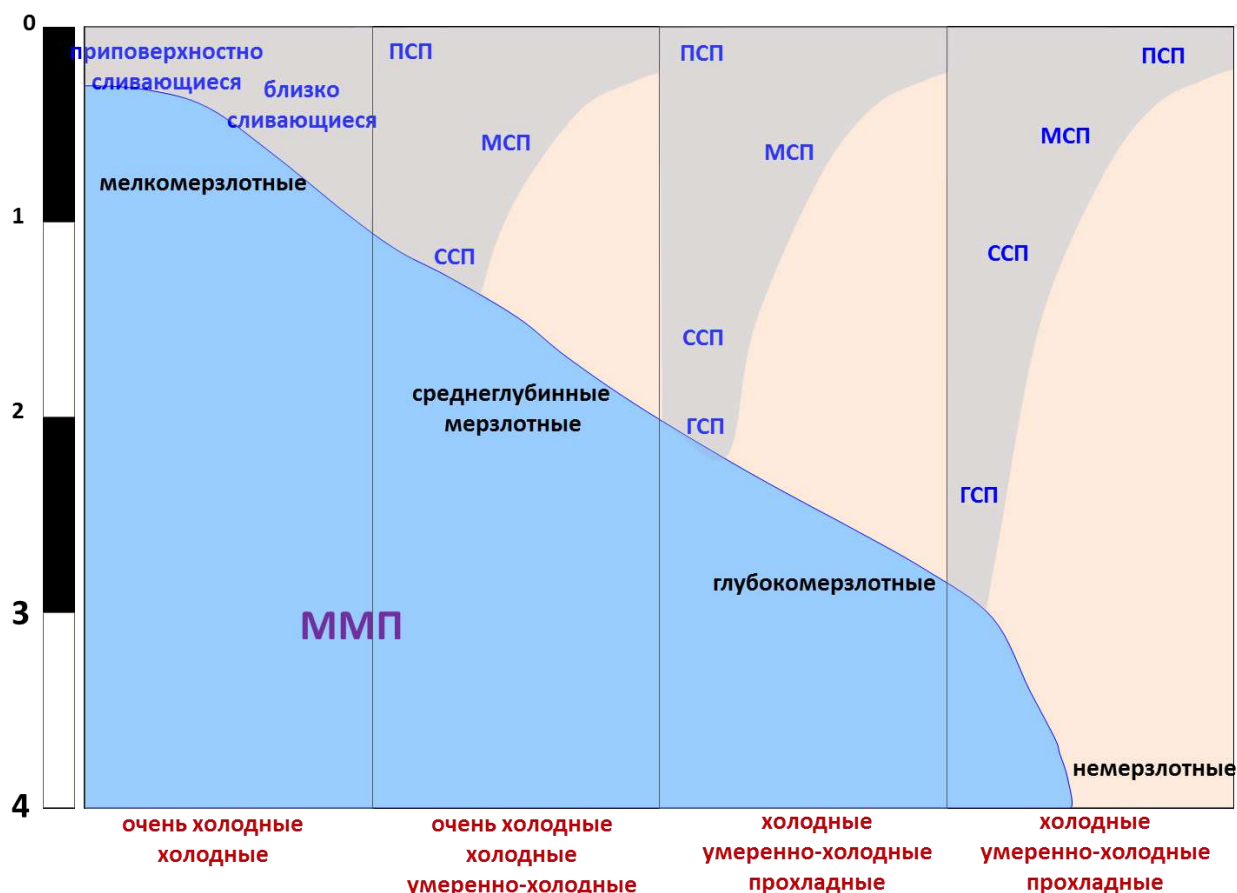


Рисунок 58 – Схема расположения почв согласно классификационной температурно-мерзлотной компоненте. ПСП – с поверхностным сезонным промерзанием; МСП – с мелким сезонным промерзанием; ССП – со среднеглубинным сезонным промерзанием; ГСП – с глубоким сезонным промерзанием. ММП – многолетнемерзлые породы. Серым цветом показаны сезонномерзлые горизонты, бежевым – постоянно талые, голубым – многолетнемерзлые горизонты. Вертикальная шкала слева показана в метрах.

При неполном сезонном протаивании почв на протяжении вегетационного периода, граница между сезонно- и многолетнемерзлыми горизонтами определялась криотекстурным методом [Геокриология, 1988]. В почвах с глубиной ММП менее 1 м сезонномерзлые горизонты характеризовались преимущественно массивными, многолетнемерзлые – слоистыми криогенными текстурами. В районе 1 в почвах луговых и редкоивняковых сообществ на глубине 80-100 см в июле 2010 г. еще обнаруживался маломощный остаточный сезонномерзлый горизонт, присутствие которого свидетельствовало о глубоком зимнем промерзании почв. В почвах крупноивняковых сообществ в середине вегетационного периода сезонномерзлые горизонты не обнаруживались, что объясняется их поверхностным зимним промерзанием. Таким образом, при полевых исследованиях в криолитозоне почвы в середине вегетационного периода можно рассматривать как систему сочетания талых, сезонно- и многолетнемерзлых горизонтов (рисунок 59), выделяя разные по комбинациям горизонтов типы профилей [Каверин и др., 2016], находящие отражение в системе предложенной классификационной компоненты:

I. Мелкомерзлотные почвы представляют собой трехслойную систему горизонтов со сливающейся мерзлотой: сезонноталые (СТ) – сезонномерзлые (СМ) – многолетнемерзлые (ММП). В данных почвах сезонномерзлые горизонты сливаются с многолетнемерзлыми в пределах первого метра. По подтипам сезонного промерзания к ним относятся приповерхностно сливающиеся и близкосливающиеся почвы. Согласно Классификации почв России [2004] сюда относятся преимущественно торфяные олиготрофные мерзлотные почвы и торфяно-глееземы мерзлотные. По классификации ММП [Shur, Jorgenson, 2007] к данной группе мерзлотных почв относятся типы ЭЗ, КО+ЭЗ и отчасти КО^{ЭЗ}.

II. Среднеглубинные мерзлотные почвы (несливающаяся мерзлота) имеют четырехслойную систему: СТ – СМ – постоянно талые (Т) – ММП. Обычно сезонномерзлые горизонты уже не сливаются с многолетнемерзлыми, находящимися в пределах глубин 1-2 метра. К данной группе почв принадлежат в основном глееземы, торфяно-глееземы и аллювиальные почвы высоких озерных террас. В рамках предложенных классификационных подтипов данные почвы могут быть с мелким или среднеглубинным сезонным промерзанием. По классификации ММП данные почвы рассматриваются как КО и КО^{ЭЗ}.

III. Немерзлотные почвы, в профиле и подстилающих отложениях которых ММП не обнаруживается, могут быть представлены двумя вариантами: IIIа. со среднеглубинным сезонным промерзанием (СТ – СМ – Т) и IIIб. поверхностным/мелким сезонным промерзанием (СТ/Т). Сезонное промерзание может охватывать весь профиль почвы – до глубины 1 метр и более. Тогда, в середине вегетационного периода сезонномерзлые горизонты могут еще не полностью протаять. К почвам со среднеглубинным сезонным промерзанием часто относятся серогумусовые глеевые почвы, глееземы и торфяно-глееземы в южной части региональной криолитозоны. Оттаивание почв с поверхностным/мелким сезонным промерзанием происходит в начале вегетационного периода, данные почвы являются наиболее теплыми по температурному режиму в регионе исследований. Почвы с сезонным промерзанием до 1 м представлены торфяно-олиготрофными почвами мочажин, глееземами под крупноивняковой растительностью, светлоземами лесных сообществ и так далее.

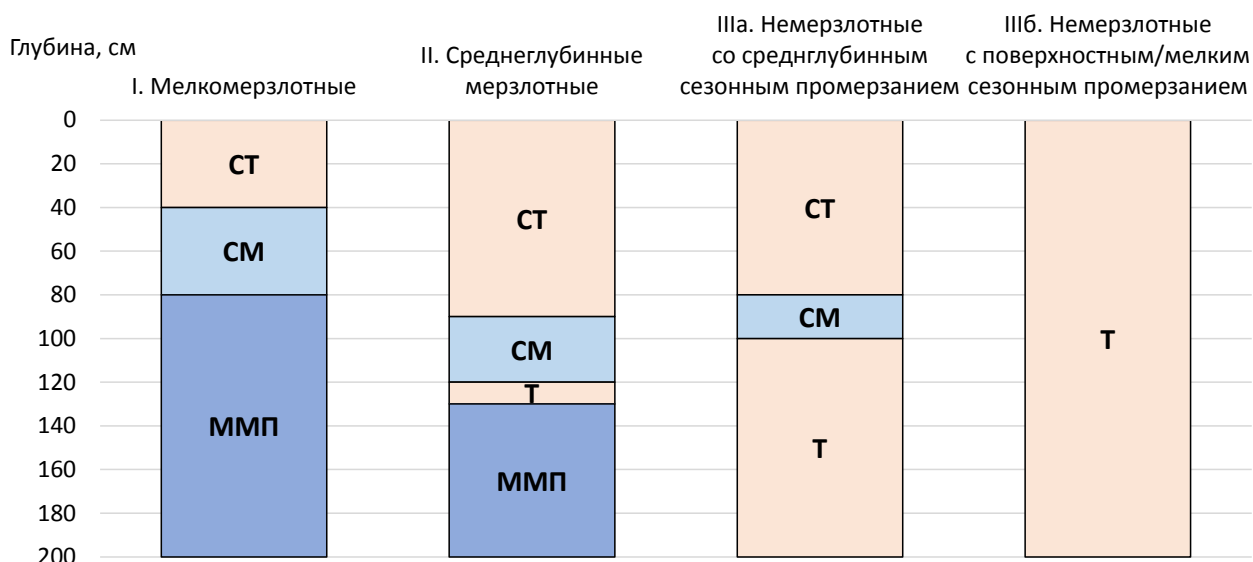


Рисунок 59 – Типы почвенных профилей с различными комбинациями сезонно- и многолетнемерзлых горизонтов в середине вегетационного периода (район 1), выделенные в соответствии с предложенной классификационной компонентой. Горизонты: СТ – сезонноталые; СМ – сезонномерзлые; Т – талые; ММП – многолетнемерзлые.

8.3. Анализ изменений температурных режимов почв антропогенно-нарушенных геосистем в рамках предложенной классификационной компоненты

Предлагаемая классификационная компонента апробирована для сравнительного анализа температурных режимов и геокриологических условий функционирования почв при ландшафтных изменениях, возникших при различных типах антропогенных воздействиях. Исследованные температурные режимы антропогенно-нарушенных почв отличаются от ненарушенных аналогов более широким диапазоном температурных и мерзлотных условий. В связи с этим, рассмотренные традиционно используемые системы [Димо, 1972; Keys to Soil Taxonomy, 2014] применимы для классификации температурных режимов антропогенно-нарушенных почв, по сравнению с естественными, в еще меньшей степени. К примеру, классификационный анализ по системе Димо [1972] показал отсутствие значимых изменений между ненарушенными и нарушенными почвами в районе 2 (приложение 3). Почвы постагрогенных геосистем (район 3) отличаются от целинных только по летним температурным критериям данной классификации, несмотря на значимые изменения зимнего температурного режима почв (подглава 6.1). Существенные изменения температурного режима почв в зоне влияния насыпной автодороги наблюдаются по всем классификационным критериям Димо [1972]. Однако мелкомерзлотный (6Тм) и глубокомерзлотный (6Нп') профили классифицируются в составе длительно сезоннопромерзающего типа. Однако, в почвогрунтах дорожной насыпи значительная контрастность температурного режима не выявляется.

Сравнительный классификационный анализ в рамках предложенной компоненты показал, что прокладка зимней дороги в тундровых ландшафтах не привела к существенным изменениям

температурных и мерзлотных условий функционирования почв даже в климатически-обусловленных профилях района 2 (приложение 3). Сельскохозяйственное освоение тундровых участков района 3, напротив, обусловило значительную трансформацию ландшафтных условий, классификационные названия нарушенных почв изменились по всем трем критериям (приложение 3). При сельскохозяйственном освоении различных по растительности тундровых геосистем (4Гт, 4Гк), сформировались климатически-обусловленные постагрогенные почвы (4Гп', 4Гк') со схожими температурно-мерзлотными условиями (УХ/СМ/ССП). Наиболее существенные изменения температурных и мерзлотных условий (6Эг', 6Нп') выявлены при строительстве насыпной автодороги с цементно-бетонным покрытием и отражаются в кардинальном изменении всех классификационных показателей относительно таковых в ненарушенных профилях (приложение 3). Климатически-обусловленный характер почвогрунтов дорожной насыпи подчеркивается контрастностью классификационных критериев.

Классификационный анализ позволил оценить влияние кардинальных ландшафтных изменений на динамику температурных режимов и геокриологических условий функционирования почв на примере котловины осушенного озера (подглава 6.4). Комбинацией критериев системы классификации ММП и предложенной температурно-мерзлотной компоненты в котловине осушенного озера и прилегающей террасы по изменению температуры и мерзлотных условий выделено 6 типов температурных режимов исследуемых почв, четыре для котловины и два для террасы (рисунок 60). Данные режимы определены на основании многолетней динамики температуры почвогрунтов и геокриологической обстановки, происходивших в условиях климатических и ландшафтных изменений (подглава 6.4).

Сезоннопромерзающие почвы котловины классифицируются в скважинах 11 и 12, являясь самыми теплыми со стабильно положительными значениями $T_{п\text{год}}$. В результате ММП в течение периода температурных наблюдений (1982-1995 гг.) не сформировались (рисунок 60). Даже в течение относительно холодного субпериода (1985-1987 гг.) среднегодовые температуры почвогрунтов в верхнем пятиметровом слое снизились, но остались в диапазоне положительных значений $+0,1...+0,2$ °С. В подстилающих породах ниже 20 м среднегодовые температуры варьировали в диапазоне $+1,5...+0,5$ °С. Усиленное снегонакопление (>80 см) обусловило активный рост крупнокустарниковой (ивняковой) растительности, что способствовало повышению температуры почв в криолитозоне [Mackay, Burn, 2002]. В результате эволюция почвенно-растительного покрова препятствовала формированию ММП на этих участках. По предложенной классификационной компоненте формула изменений температурно-мерзлотных условий сезоннопромерзающих почв котловины характеризуется как УХ/НМ/МСП – П/НМ/МСП.

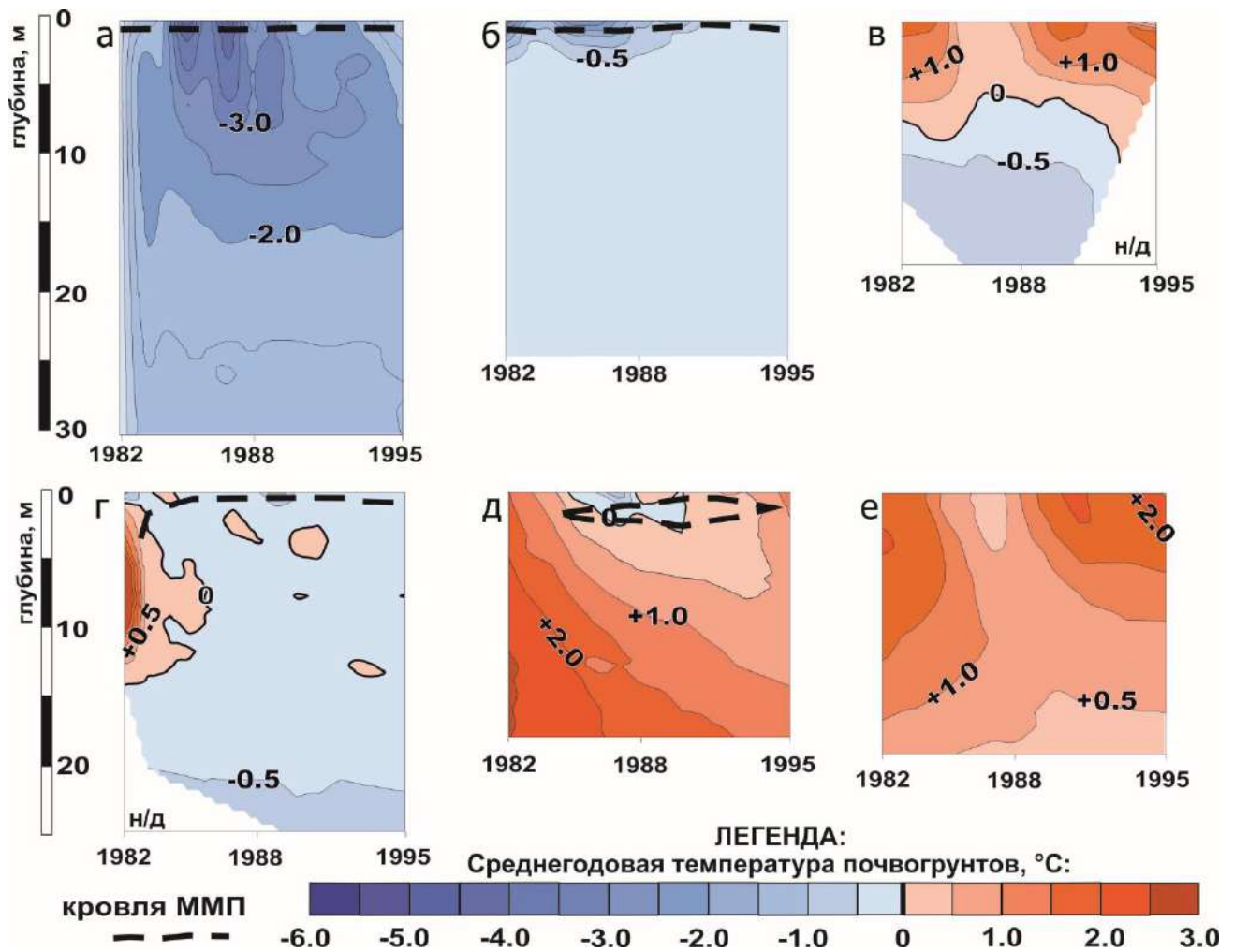


Рисунок 60 – Динамика среднегодовых температур основных типов температурных режимов почв в исследуемых скважинах котловины осушенного озера Опытное (район 3). а – почвы террасы с холодными ММП (скважина 1); б – почвы террасы с теплыми ММП (скважина 15); в – почвы котловины с глубокозалегающими ММП (скважина 3); г – почвы котловины со стабильными ММП (скважина 4); д – почвы котловины с нестабильными ММП (скважина 8); е – сезоннопромерзающие почвы котловины (скважина 11).

Почвы котловины с глубокозалегающими многолетнемерзлыми породами (скважины 3, 13) выделены для краевой полосы осушенной котловины на стыке с прилегающей озерной террасой. На этих участках кровля ММП снижается в направлении от террасы к котловине (рисунок 60) и залегает на глубине 5-10 м. Глубина кровли ММП в период исследований (1982-1995 гг.) практически не менялась, значения $T_{\text{Пгод}}$ составили около $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. В верхнем пятиметровом слое почвогрунтов значения $T_{\text{Пгод}}$ снизились до $+0,1...+0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ в течение холодного субпериода (1985-87 гг.). Крупнокустарниковые (ивняковые) сообщества развивались на относительно теплых почвах. Средняя высота снежного покрова за период исследований составила 1,5 м. В результате, динамика температурно-мерзлотных условий почв на участках с глубокозалегающими ММП характеризовалась как П/НМ(10 м)/МСП - П/НМ(10-15 м)/МСП.

Почвы котловины с нестабильными многолетнемерзлыми породами получены на основании данных скважин 5, 8, 9, 10. Снижение среднегодовой температуры воздуха в 1985-1987 гг. обусловило уменьшение $T_{п\text{год}}$ ниже $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ и временное формирование приповерхностных многолетнемерзлых пород в пределах верхнего пятиметрового слоя (рисунок 60). В относительно теплый субпериод 1988-1995 гг., повышение среднегодовых температур почвогрунтов обусловило протаивание ранее сформировавшихся ММП, сопровождающееся формированием заболоченных лугов и ивняков. Сезонноталый слой становится водонасыщенным, что приводит к формированию заболоченных участков [Shur, Jorgenson, 2007]. Заболачивание характерно для осушенных термокарстовых котловин при их закрытом гидрологическим режимом [Оберман, Шеслер, 2009]. В почвогрунтах глубже 10 м в 1982-1995 гг. наблюдалось снижение среднегодовой температуры, но в пределах положительных значений. Высота снежного покрова, осредненная для периода измерений варьировала от 67 до 77 см на данных скважинах. Глубина сезонного протаивания варьировала от 57 до 100 см в 1985-1990 гг., затем ММП протаяли полностью. Почвы котловины с нестабильными ММП изначально могут рассматриваться как климатически-обусловленные профили. Позднее, температурные режимы почв данных геосистем становятся менее зависимыми от зимних температур воздуха при усилении снегонакопления и развитии заболачивания. В результате данных изменений глубина сезонного протаивания увеличилась, что привело к полному протаиванию ММП и формированию немерзлых почв. Во временной динамике данный тип температурного режима характеризуется изменением классификационных формул УХ/НМ/МСП – Х/ММ/БС – УХ/НМ/МСП.

Почвы котловины со стабильными многолетнемерзлыми породами, идентифицированы для скважин 4, 6, 7, они характерны для тундровых лугов и торфяных бугров (рисунок 60). На этих участках произошли кардинальные изменения температурного режима почв, включая формирование стабильных приповерхностных ММП при сукцессионных изменениях почвенно-растительного покрова котловины. Локальная агградация ММП часто встречается в дренированных озерных котловинах региона [Какунов, 1980]. Уменьшение глубины сезонного протаивания на таких участках сопровождается сегрегацией льда в почвах и подстилающих породах [Maskau, Burn, 2002]. Приповерхностные агградированные ММП могут слиться с глубокозалегающей многолетнемерзлой кровлей (до 10 м) на краевых участках котловины (скважина 4). В связи с формированием бугров высота снежного покрова уменьшилась до средних значений 52-54 см, глубина сезонного протаивания варьировала от 47 до 94 см. Анализ полученных данных показал, что согласно классификационной схеме генезиса ММП [Shur, Jorgenson, 2007], почвы котловины со стабильными ММП характеризуются как переходная форма от климатически-обусловленных к климатически-обусловленным, экосистемно-

защищенным профилям. В начальный период формирования ММП отсутствие сомкнутого растительного покрова делает температуру воздуха и тип донных отложений (т.е. мощный торфяной слой) основными факторами, обуславливающими особенности температурного режима почв котловины. Поэтому, сразу после осушения котловины, вновь сформированные мерзлотные почвы рассматриваются в качестве климатически-обусловленных. Во время первых двух климатических субпериодов (1982-1987 гг.), относительно мощный торфяной горизонт способствует агградации ММП на дренированных участках. Позднее, пространственная дифференциация растительного покрова, мерзлотного пучения, снегонакопления и увлажнения почв, обуславливают разнообразие динамики температурных режимов почв. Данные ландшафтные факторы значительно трансформируют влияние температуры воздуха, что обуславливает пространственную дифференциацию мерзлотных условий в пределах небольшой по площади и климатически однородной территории. В соответствии с классификационными критериями предложенной компоненты во временной динамике почвы со стабильными ММП характеризовались формулами УХ/НМ/МСП – Х/ММ/БС.

Озерные террасы отличаются постоянным присутствием ММП, существовавшим здесь еще до осушения озерной котловины. Мерзлотные почвы озерной террасы могут рассматриваться в качестве климатически-обусловленных экосистемно-защищенных. ММП здесь сформировалась в условиях благоприятного для них климата, в Суббореальный период, и могут существовать в относительно стабильном состоянии в нейтральных климатических условиях в подзоне несплошного распространения ММП до тех пор пока защищены компонентами экосистем [Shur, Jorgenson, 2007]. В многолетнемерзлых бугристых болотах наличие низкорослой мохово-кустарничковой растительности наряду с мощным органомным горизонтом является критическим фактором для стабильности многолетней мерзлоты, т.к. они снижают влияние флуктуаций температуры воздуха на ММП [Shur, Jorgenson, 2007].

Типы температурных режимов почв озерной террасы дифференцированы исключительно по количественным значениям температуры. Почвы террасы с относительно теплыми многолетнемерзлыми породами (скважина 14) характеризуются относительно высокими значениями $T_{\text{год}}$ во всей исследуемой толще (рисунок 60). На глубине более 10 м среднегодовые температуры почвогрунтов относительно стабильные, варьируют в диапазоне -0,2...-0,5 °С. Относительно теплые ММП обычно характерны для плоскобугристых болот с умеренным снегонакоплением, аналогично профилю 5Тп. Выраженные температурные флуктуации наблюдаются в верхнем слое почвогрунтов (глубина 0-5 м). Высота снежного покрова составила 37 см, участок покрыт ерниково-мохово-лишайниковой растительностью. Более высокий ерниковый ярус способствует снегонакоплению, мощность СТС варьировала от

0,91 до 1,50 м. По классификационной компоненте почвы характеризуются формулой Х/ММ/БС.

Почвы террасы с относительно холодными многолетнемерзлыми породами выделены для скважин 1 и 2, и являются наиболее чувствительными к изменениям температуры воздуха (рисунок 60). Низкие значения $T_{п\text{год}}$ (до $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$) наблюдались в верхнем слое почвогрунтов. Скважина 2 характеризовалась наименьшей высотой снежного покрова. Минимальные среднегодовые температуры почв были характерны для почв торфяных бугров, где снег сильно выдувается, способствуя сильному охлаждению мерзлых торфяных горизонтов, аналогично профилям 4Тм, 5Тм, 7Тм и другим. В 1982-1995 гг. осредненная мощность СТС для обеих скважин составила 55 см. По предложенной классификационной компоненте холодные почвы озерной террасы характеризуются формулой ОХ/ММ/ПС.

Анализ изменений температурного режима и геокриологических условий функционирования почв при антропогенных нарушениях геосистем предопределяет введение понятия устойчивости температурных режимов почв. В рамках предложенной компоненты предлагается считать почвы устойчивыми по температурному режиму если многолетние климатические и ландшафтные тренды не приводят к классификационно значимому изменению среднегодовой температуры и глубины сезонного протаивания и/или промерзания почв. Почвы являются температурно неустойчивыми если повышение среднегодовой температуры почвы привело к классификационно значимому опусканию кровли ММП и/или уменьшению глубины сезонного промерзания. К примеру, если холодные мелкомерзлотные близкосливающиеся почвы (Х/ММ/БС) при потеплении стали умеренно-холодными среднеглубинными мерзлотными с мелким сезонным промерзанием (УХ/СМ/МСП) они могут считаться неустойчивыми по температурному режиму.

Оценка устойчивости температурных режимов почв в рамках классификационной компоненты позволяет анализировать условия функционирования мерзлотных почв, существование которых обусловлено влиянием климатических и/или ландшафтных факторов. Изменения классификационных показателей почв, наблюдаемые при антропогенных воздействиях, чаще всего обусловлены нарушением экосистемной защиты мерзлотных почв от протаивания. Мерзлотные почвы региональной криолитозоны проявляют температурную неустойчивость в условиях сельскохозяйственной нагрузки и при строительстве насыпных автодорог. В осушенной котловине озера дифференцированные ландшафтные изменения обуславливают формирование как устойчивых, так и неустойчивых по температурному режиму почв.

Климатически-обусловленные мерзлотные почвы остаются относительно устойчивыми к протаиванию в условиях слабой антропогенной нагрузки, наблюдаемой при прокладке зимних

дорог. Согласно классификационным критериям при полевом эксперименте, моделирующим прогнозируемые климатические изменения в регионе, определена температурная устойчивость климатически-обусловленных экосистемно-защищенных мерзлотных почв (подглава 6.5). Тогда как климатически-обусловленные мерзлотные почвы становятся температурно неустойчивыми в условиях современного изменения климата.

8.4. Географические закономерности температурного режима почв

Использование различных методических подходов в физической географии позволяет оценить влияние климатических и ландшафтных условий на пространственно-временную дифференциацию температурных режимов почв. Использование предложенной классификационной компоненты (подглава 8.2) способствует анализу пространственной дифференциации температурных режимов и мерзлотных условий функционирования почв на ландшафтном и региональном уровнях. Классификационные критерии универсально применимы при оценке температурных и мерзлотных характеристик почв, функционирующих в условиях климатических и ландшафтных изменений, включая антропогенные нарушения и полевые эксперименты (подглава 8.3). Комплексное использование примененных в работе методов (геоинформационных, статистических и других) наряду с мониторинговыми исследованиями температуры и глубины сезонного протаивания почв позволяет анализировать пространственную дифференциацию мерзлотных и сезоннопромерзающих почв с учетом устойчивости их температурных режимов (главы 5, 6, 7).

Торфяные мелкомерзлотные (климатически-обусловленные экосистемно-защищенные и экосистемно-защищенные) почвы характеризуются повышенной температурной устойчивостью при изменении климата, функционируя преимущественно в условиях экосистемной защиты бугристых болот (подглава 7.4). Кардинальные изменения почвенно-растительного покрова при антропогенной трансформации тундровых геосистем, приводит к значительному повышению летних и зимних температур экосистемно-защищенных мелкомерзлотных почв (подглава 6.3), обуславливая их глубокое (до 2 м и более) протаивание.

Климатически-обусловленные мерзлотные профили (КО; КО^{ЭЗ}), представленные в основном глеевыми почвами, характеризуются широким диапазоном глубины подстилания многолетнемерзлыми горизонтами. Глеевые мелкомерзлотные, среднеглубинные мерзлотные и глубокомерзлотные (ММ, СМ, ГМ) почвы, характеризуясь меньшей температурной устойчивостью (климатически-обусловленные, в том числе с частичной экосистемной защитой), в большей мере подвержены протаиванию при современном потеплении в регионе. На мониторинговой площадке 4Гт на фоне многолетнего повышения значений Т_{пГОД} доля среднеглубинных мерзлотных почв с 1999 по 2015 гг. увеличилась с 1 до 17 % за счет

сокращения площади мелкомерзлотных профилей (подглава 7.5). Наряду со значительным опусканием кровли ММП, по среднегодовой температуре почвы из подтипа холодных перешли в умеренно-холодные, что свидетельствует об их температурной неустойчивости по классификационным критериям. Высокие коррелятивные связи температуры и глубины сезонного протаивания глеевых мерзлотных почв подчеркивают климатически-обусловленный характер их существования. Частичная экосистемная защита глеевых почв от протаивания объясняется присутствием органогенного горизонта повышенной мощности (>10 см) и/или наличием высокольдистого (40-50 %) переходного слоя, подстилающие профиль почвы (подглава 7.5). Ландшафтные изменения при антропогенных воздействиях на субарктические геосистемы дифференцированно влияют на температурные режимы климатически обусловленных мерзлотных почв (подглавы 6.1, 6.2). Однако при нарушении частичной экосистемной защиты (наличие органогенного горизонта мощностью 10-40 см) температурные режимы этих почв становятся неустойчивыми (подглава 6.1).

Комбинирование геоинформационных и статистических методов исследований в рамках предложенной классификационной компоненты позволяет анализировать влияние как климатических, так и ландшафтных факторов на пространственную дифференциацию мерзлотных и температурных условий функционирования почв на региональном уровне. Расчеты показали что, несмотря на высокую относительную долю климатически-обусловленных профилей среди мерзлотных почв региона (83 %) их общая доля в структуре почвенного покрова снижается с 90 % в подзоне сплошного распространения ММП до 0 % в подзоне редкоостровного распространения ММП (рисунок 61).

На этом фоне, к югу возрастает относительная доля экосистемно-защищенных почв от 0-9 % в условиях сплошного распространения ММП до 90-100 % при их редкоостровном распространении. Общая доля экосистемно-защищенных мерзлотных почв достигает максимума (21-25 %) в подзонах прерывистого (площадь ММП – 50-80 %) и массивно-островного распространения (ММП – 20-50 %) многолетнемерзлых пород в центральной части тундрово-таежного экотона. Геоинформационный анализ почвенного покрова центральной части регионального экотона показал, что общая доля экосистемно-защищенных мерзлотных почв близка к данному показателю, так как только доля мелкомерзлотных профилей составляет 18 % (подглава 6.3). В центральной полосе тундрово-таежного экотона около 13 % занято климатически-обусловленными мерзлотными почвами. Среди климатически обусловленных профилей большая часть (до 70 %) приходится на долю полугидроморфных мерзлотных почв с частичной экосистемной защитой, в совокупности занимающих 26 % территории центральной части регионального экотона. Эти почвы характеризуются глубиной подстилания до 2 м и представлены в основном мелкомерзлотными и среднеглубинными мерзлотными профилями. К

югу и северу от центральной полосы экотона, общая доля экосистемно-защищенных мерзлотных почв снижается, что подтверждается результатами геоинформационного анализа структуры почвенного покрова в подзонах сплошного (ММП – 100 %) и редкоостровного (ММП $\leq$ 20 %) распространения многолетнемерзлых пород (подглава 6.3).

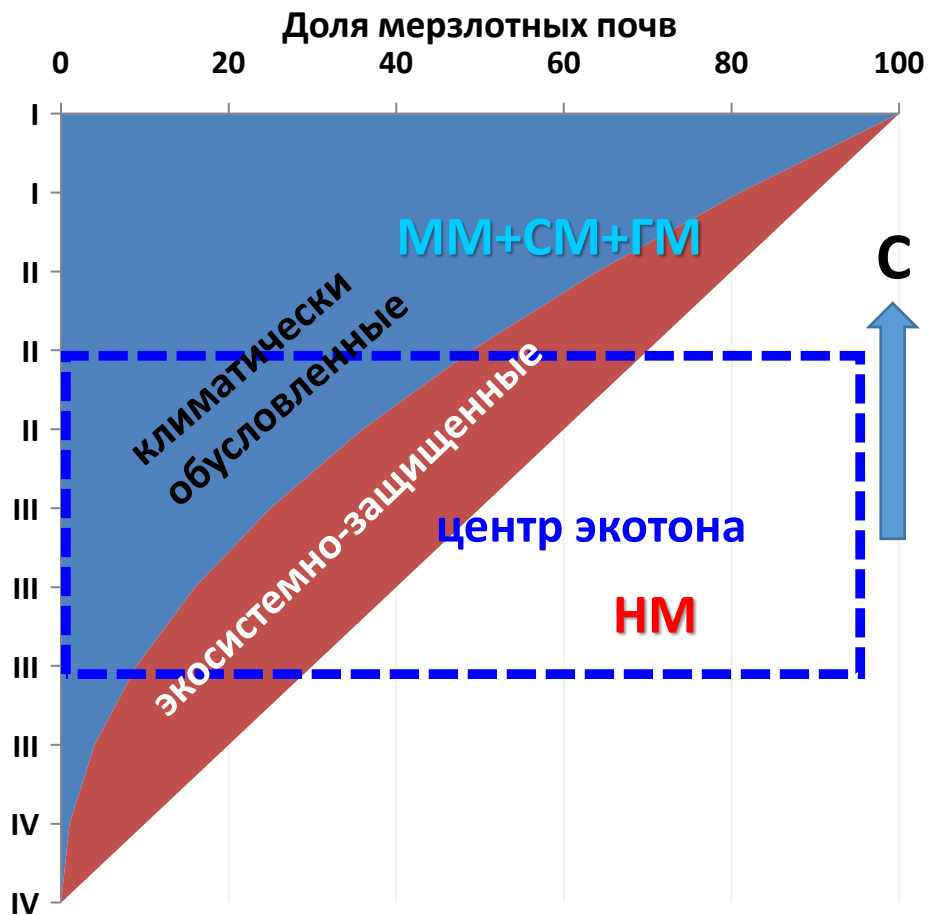


Рисунок 61 – Географические закономерности температурного режима почв. Подзоны распространения ММП: I – сплошного; II – прерывистого; III – массивно-островного; IV – редкоостровного. Названия типов почв по предложенной компоненте: ММ – мелкомерзлотные; СМ – среднеглубинные мерзлотные; ГМ – глубокомерзлотные; НМ – немерзлотные.

Таким образом, с использованием комплекса методов исследования температурных режимов и геокриологических условий функционирования почв определено, что в структуре почвенного покрова региона на фоне постепенного снижения относительной площади мерзлотных почв к югу возрастает доля экосистемно-защищенных мерзлотных почв с устойчивыми температурными режимами. Соответственно, прогнозируемое в XXI веке изменение климата в субарктическом секторе европейского северо-востока России, которое будет сопровождаться деградацией многолетнемерзлых пород, приведет лишь к частичному протаиванию мерзлотных почв, затронув преимущественно климатически-обусловленные профили.

Заключение

Впервые проведен географический анализ климатических и ландшафтных факторов, обуславливающих закономерности пространственно-временной дифференциации температурных режимов и геокриологических условий функционирования почв в геосистемах Субарктики европейского северо-востока России. Определены климатические маркеры региональных почвенно-геокриологических границ, климатические и ландшафтные предикторы пространственной дифференциации температуры и глубины сезонного протаивания почв. В субарктических геосистемах региона оценены многолетние тренды температуры и глубины сезонного протаивания почв при климатических изменениях. Определены годовые и сезонные климатические характеристики, влияющие на температурные режимы почв.

Определена региональная специфика влияния ландшафтных изменений на температурный режим и геокриологические условия функционирования почв тундровых геосистем при антропогенных воздействиях. Выявлена разнонаправленная реакция изменений температурных режимов и геокриологических условий функционирования почв в зависимости от типов геосистем, приводящая как к деградации, так и агградации многолетнемерзлых пород.

На основе анализа и систематизации многолетних массивов данных температуры и глубины сезонного протаивания почв разработана и предложена классификационная компонента, описывающая многообразие температурных режимов и геокриологических условий функционирования почв Субарктики европейского северо-востока России. Использование предложенных классификационных критериев в рамках компоненты позволяет эффективно дифференцировать температурные режимы мерзлотных и сезоннопромерзающих почв, функционирующих в тундровых и лесных геосистемах региона с различными ландшафтными и климатическими условиями. На основе классификационных критериев, учитывающих значимые изменения температурных и мерзлотных характеристик почв, предложена оценка устойчивости температурных режимов почв, функционирующих в условиях современных климатических и ландшафтных изменений.

Применение статистических и геоинформационных моделей в комплексе с предложенной классификационной компонентой позволяет прогнозировать географические закономерности температурного режима и геокриологических условий функционирования почв субарктических геосистем на ландшафтном и региональном уровнях во взаимосвязи с климатическими и ландшафтными факторами. Учитывая географические особенности почвенного покрова региона, можно сделать заключение об относительной устойчивости температурных режимов почв субарктического сектора европейского северо-востока России в условиях современных климатических и ландшафтных изменений.

Выводы

1. Пространственная дифференциация температурных режимов почв естественных геосистем Субарктики европейского северо-востока России на региональном уровне на 66 % зависит от температуры воздуха и осадков теплого периода года, на ландшафтном уровне – от рельефа и растительного покрова. Географическая зональность мерзлотных почв региона до 83 % определяется климатическими характеристиками с низкими коэффициентами вариации вдоль почвенно-геокриологических границ ($K_{var}=0-4$): индексами морозности воздуха и сухости, суммой положительных температур воздуха и среднегодовым количеством осадков.

2. Климатические условия, обеспечивающие существование мерзлотных почв в регионе, ухудшились: среднерегиональный индекс морозности воздуха в 1960-2010-е гг. снизился с $0,60 \pm 0,01$ до $0,57 \pm 0,01$ при повышении среднегодовой температуры воздуха с $-4,2 \pm 0,6$ °C до $-2,8 \pm 0,6$ °C. Потепление обусловило многолетнее увеличение температуры (с трендом $R^2=0,5$; $p<0,05$) и глубины сезонного протаивания ($R^2=0,9$; $p<0,05$) минеральных мерзлотных почв, существование которых в большей степени зависит от климатических условий. Торфяные мерзлотные почвы по температуре и глубине сезонного протаивания ($R^2=0,3$; $p<0,05$) в меньшей степени реагируют на климатические изменения, находясь в условиях экосистемной защиты болотных геосистем.

3. В климатически-обусловленных мерзлотных почвах, характеризующихся широким разнообразием температурных режимов ($T_{пГОД}=-2...+2$ °C), частичную экосистемную защиту от протаивания обеспечивает комплекс ландшафтных факторов. Мощность сезонноталого слоя глеевых почв снижается ($p<0,05$) при уменьшении высоты кустарникового ($R=0,9$) и травяного ($R=0,7$) ярусов, увеличении мощности торфяного горизонта ($R=-0,4$). В экосистемно-защищенных мерзлотных почвах бугристых болот с относительно холодным температурным режимом ($T_{пГОД}=-4...-1$ °C) глубина сезонного протаивания определяется влажностью (вклад фактора по мультирегрессионному анализу – 18 %) и относительной высотой поверхности почв (16 %) под мохово-кустарничковой растительностью, высотой снежного покрова (21 %) и элементов микрорельефа (18 %) – при отсутствии растительного покрова.

4. Антропогенные воздействия, сопровождающиеся трансформацией растительного покрова и верхних (0-20 см) почвенных горизонтов, приводят к дифференцированным изменениям температурных режимов климатически-обусловленных мерзлотных почв. Среднегодовая температура и глубина сезонного протаивания почв уменьшаются ($p<0,05$) при разрушении крупнокустарничковой растительности, обуславливающим усиление зимнего охлаждения профиля при снижении снегонакопления ($p<0,05$), и увеличиваются ($p<0,05$) в почвах мохово-кустарничковых тундр, более чувствительных к нарушениям поверхностного

органогенного горизонта. Антропогенная трансформация тундровых геосистем, сопровождающаяся кардинальными изменениями почвенно-растительного покрова, приводит к значительному повышению ($p < 0,001$) летних и зимних температур экосистемно-защищенных мерзлотных почв, обуславливая их глубокое (до 2 м и более) протаивание.

5. Разработана классификационная температурно-мерзлотная компонента, позволяющая эффективно дифференцировать температурные режимы и мерзлотные условия функционирования почв субарктического региона с высокотемпературной криолитозонной. Определены значимые для функционирования региональных почв количественные классификационные критерии: среднегодовая температура (шаг 2 °C) на глубине 50 см, глубина сезонного промерзания (0,5; 1; 2 м) и протаивания (0,5; 1; 2; 3 м) почв. Предложено определение устойчивости температурных режимов почв, при которой многолетние климатические и ландшафтные тренды не приводят к классификационно значимому изменению среднегодовой температуры и глубины сезонного протаивания и/или промерзания почв.

6. Применение геоинформационных и статистических методов исследований в комплексе с предложенной классификационной компонентой позволило выявить относительную устойчивость температурных режимов почв субарктического сектора европейского северо-востока России, функционирующих в условиях современных климатических и ландшафтных изменений. Общая доля экосистемно-защищенных (преимущественно мелкомерзлотных) почв с устойчивыми температурными режимами достигает 25 % в центральной части тундрово-таежного экотона при несплошном (10-90 %) распространении многолетнемерзлых пород. Доля климатически-обусловленных мерзлотных почв, характеризующихся слабой температурной устойчивостью и широким диапазоном глубины сезонного протаивания (1-3 м), снижается с 90 % в сплошной (100 %) криолитозоне до 0 % при редкоостровном (≤ 20 %) распространении многолетнемерзлых пород. Среди климатически обусловленных профилей большая часть (до 70 %) приходится на долю полугидроморфных мерзлотных почв, где органогенный горизонт мощностью 10-40 см обуславливает их частичную экосистемную защиту от протаивания.

Список сокращений

БС	Близкосливающиеся
ГИС	Геоинформационные системы
ГМ	Глубокомерзлотные
ГСП	С глубоким сезонным промерзанием
КО	Климатически-обусловленные мерзлотные почвы
КО+ЭЗ	Климатически-обусловленные экосистемно-защищенные мерзлотные почвы
КО ^{ЭЗ}	Климатически-обусловленные мерзлотные почвы с частичной экосистемной защитой
ММ	Мелкомерзлотные
ММП	Многолетнемерзлые породы
МСП	С мелким сезонным промерзанием
НМ	Немерзлотные
ОХ	Очень холодные
П	Прохладные
ПК	Контрольный пикет профиля
ПОВ	Почвенное органическое вещество
ПП	Проективное покрытие
ППП	Потеря при прокаливании
ПС	Приповерхностно сливающиеся
ПСП	С поверхностным сезонным промерзанием
РДИ	Радиолокационная дифференциальная интерферометрия
Р _{ср}	Среднегодовое количество осадков
СМ	Среднеглубинные мерзлотные
СОТ	Сумма отрицательных температур воздуха
СОТ _п	Сумма отрицательных температур почв
СПТ	Сумма положительных температур воздуха
СПТ _п	Сумма положительных температур почв
ССП	Со среднеглубинным сезонным промерзанием
СТС	Сезонноталый слой
Т _{год}	Среднегодовая температура воздуха
Т _{мес}	Нормы среднемесячных температур воздуха
Т _{пгод}	Среднегодовая температура воздуха
УХ	Умеренно-холодные

X	Холодные
БС	Близкосливающиеся
ГИС	Геоинформационные системы
ГМ	Глубокомерзлотные
ГСП	С глубоким сезонным промерзанием
КО	Климатически-обусловленные мерзлотные почвы
КО+ЭЗ	Климатически-обусловленные экосистемно-защищенные мерзлотные почвы
°С·сут	Градусо-сутки
AУ	Дерновый горизонт
В	Срединный горизонт
B2	Значение спектрального отражения в видимой зеленой области спектра.
B3	Значение спектрального отражения в видимой красной области спектра.
B4	Значение спектрального отражения в ближней инфракрасной,
B5	Значение спектрального отражения в средней инфракрасной области спектра
BF	Иллювиально-железистый горизонт
С	Материнская (почвообразующая) порода
CALM	Циркумполярный мониторинг сезонноталого слоя
CRM	Криометаморфический горизонт
D	Индекс сухости
DEM	Цифровая модель рельефа
df	Число степеней свободы
D^w	Индекс сухости холодного периода
E	Подзолистый горизонт
$\bar{E}$	Среднее арифметическое значение
ϵ_r	Диэлектрическая проницаемость почв
F	Индекс морозности воздуха
f	Верхняя граничная частота георадиолокационного сигнала
F	Значение критерия Фишера
F_s	Индекс морозности почв
F^a	Альтернативный индекс морозности воздуха
G	Глеевый горизонт
I	Индекс относительной суровости климата
Kf	Коэффициент охлаждения почвогрунтов

K_{var}	Коэффициент вариации
K_w	Коэффициент нагрева почвогрунтов
LAI	Индекс листовой поверхности
LWCI	Leaf water content index
n	Количество случаев в выборке
NDMI	Normalized difference moisture index
NDVI	Normalized difference vegetation index
O	Оторфованная подстилка
p	Статистический уровень значимости
PSRI	Plant senescence reflectance index
P^w	Зимнее количество осадков
P_{MEC}	Нормы среднемесячных количеств осадков
R	Коэффициент корреляции
R^2	Коэффициент детерминации
S	Стандартное отклонение
T	Торфяной горизонт
λ	Разрешающая способность георадиолокационной съемки по вертикали
v	Скорость электромагнитной волны

Список терминов и определений

агградация многолетнемерзлых пород - расширение площади распространения и увеличение мощности толщ многолетнемерзлых горных пород при современных климатических условиях, вызванное естественными или искусственными причинами. Необходимое условие для агградации криолитозоны - средняя годовая температура не выше -2°C. В результате агградации криолитозоны образуются специфические формы рельефа - бугры пучения, морозобойные трещины и др. [Щукин, 1980].

бугор пучения - Выпуклая форма криогенного рельефа с ледяным или ледогрунтовым ядром, образующаяся в области многолетнемерзлых и сезонномерзлых пород в результате неравномерного льдообразования в породах. В зависимости от типа льдообразования Е.А. Втюрина [Втюрина, Втюрин, 1970] выделяет 3 группы бугра пучения: сегрегационные (или миграционные), инъекционные (или интрузивные) и инъекционно-сегрегационные. Высота бугров пучения до нескольких десятков метров, диаметр основания до нескольких сотен метров. К буграм пучения относятся булгуньяхи (пинго, седе) и гидролакколиты [Гляциологический словарь, 1984].

бугор торфяной - Разнообразной формы возвышения на болотах или тундрах, диаметр основания от 5 до 25-30 м и высотой 2-4, иногда до 8 м, в вертикальном разрезе сверху идет слой талого торфа, далее слой мерзлого торфа, затем мерзлый грунт, еще глубже ледяное ядро [Сумгин, 1937].

бугристые болота: При рассмотрении болотных массивов как экосистем целесообразно применять данный термин, так как они включают в себя чередование мерзлых торфяных бугров различной высоты и формы с обводненными понижениями (топи, ложбины) или озерами.

коррозия снеговая - корразионное воздействие твердых кристалликов льда, переносимых сильными ветрами в полярных странах и высокогорьях, приводящее к обтачиванию и шлифовке обнаженных от растительности скал и грунта [Мудров, 2007].

кровля многолетнемерзлых пород - поверхность, отделяющая сверху многолетнемерзлые породы от сезонноталых или талых пород. Однако следует различать два основных случая. Первый - кровля мерзлой толщи является подошвой слоя сезонного протаивания. Второй - сезонное промерзание не достигает кровли многолетнемерзлых пород. Тогда между слоем сезонного промерзания и мерзлой толщей расположен слой талых пород. При наличии слоистой мерзлой толщи, когда отдельные мерзлые горизонты разделены талыми, надо указывать - кровля какого горизонта имеется в виду.

ландшафт термокарстовый - рельеф, характеризующийся сочетанием пониженных (просевших) и повышенных (останцовых) участков, образовавшийся в результате термокарстовых процессов озер [Качурин, 1961].

массивно-островное распространение многолетнемерзлых пород: многолетнемерзлые породы занимают не более 10-50 % и приурочены преимущественно к тундровым заболоченным водоразделам. Талики в пределах данной зоны по своему происхождению являются гидрогеологическими, гидрологическими и радиационными (Большая энциклопедия, электронный ресурс).

мерзлотная почва: почва с наличием в пределах верхнего метра плотной льдистой мерзлоты в период максимального протаивания почвы, определяемой морфологически в профиле или металлическим щупом. Накладывается на любые горизонты профиля, находящиеся в мерзлом состоянии. Диагностирует одноименный подтип в типах почв, формирующихся в областях с многолетней и длительной сезонной мерзлотой [Полевой определитель, 2008].

несплошное распространение многолетнемерзлых пород: многолетнемерзлые породы, распространенные в некоторых местах по всей географической зоне, тогда как в других местах она отсутствует [Мудров, 2007].

озеро термокарстовое - неглубокий водоем, возникающий при обрушении грунта в результате опускания из-за неравномерного таяния льда в зонах развития многолетней мерзлоты. Озеро в термокарстовой депрессии [Мудров, 2007].

осадка термокарстовая - проседание поверхности за счет вытаивания или «термического растворения» грунтового льда. (Термокарст просадочный, осадка пород тепловая) [Мудров, 2007].

торфяное пятно (peat circle): Специфичностью торфяного пятна является: отсутствие сплошной кустарничково-мохово-лишайниковой растительности и выход торфа различной степени разложения на дневную поверхность бугра. Также применяются в литературе упоминаются другие термины: торфяной круг или торфяное кольцо [Мудров, 2007], незадернованные участки бугров [Осадчая, Тумель, 2012].

породы сезонномерзлые - 1. Породы, находящиеся в мерзлом состоянии месяцы [Сумгин, 1937]. 2. Породы, содержащие в пустотах и порах ледяные включения, не сохраняющиеся в течение всего года [Щукин, 1980].

почвенно-геокриологический комплекс: Двухкомпонентная система «СТС – верхний слой ММП», включающая в себя тундровые мерзлотные почвы и подстилающие их ММП [Пастухов, 2018].

почвогрунты: совокупность почвы и подстилающей ее породы мощностью от 2 до 10 м [Пармузин, Карпов, 1994].

пучение морозное: 1. Вертикальное поднятие грунта в результате давления, оказываемого замерзающей водой. 2. Деформирование промерзающих влажных дисперсных грунтов,

вызванное увеличением их объема в результате кристаллизации воды и образования ледяных включений (прослоев, линз, кристаллов). Внешним проявлением морозного пучения грунтов служат локальные неравномерные поднятия поверхности земли в области многолетнемерзлых пород и глубокого сезонного промерзания. Наибольшие деформации пучения наблюдаются в тонкодисперсных грунтах в условиях свободного подтока влаги к фронту промерзания и образования сегрегационного льда, а также на участках интенсивного инъекционного льдонакопления [Мудров, 2007]. Различают общее и дифференциальное морозное пучения. Общее пучение проявляется как составная часть морозного выветривания – в выпучивании и морозной сортировке обломочного материала, образовании каменных полей и полигонов, пятен-медальонов (структурный микрорельеф), а также способствует смещению материала вниз по склону в форме крипа, формированию гряд, площадей и бугров пучения [Втюрина, 1974].

редкоостровное распространение многолетнемерзлых пород: многолетнемерзлые породы встречаются в виде разбросанных островов, сохраняющихся преимущественно в условиях бугристых болот [Мудров, 2007].

сплошное распространение многолетнемерзлых пород: многолетнемерзлые породы, распространенные повсеместно сплошь по всей географической региональной зоне за исключением участков таликов под реками и озерами, где на недавно образованные неуплотненные осадки климат только начал оказывать свое воздействие на подземный тепловой режим, что приведет к формированию сплошной вечной мерзлоты [Мудров, 2007].

талики: 1. Участок горной породы с положительной температурой, сухой или заключающей в себе капельно-жидкую воду, расположенный в зоне мерзлоты. Если талик заключает в себе минерализованные воды или рассолы, его температура может быть отрицательной. На поверхности земли таликами называют участки, окруженные мерзлым грунтом и находящиеся в талом состоянии [Геологический словарь, 1955]. 2. Участок талого грунта в области развития многолетнемерзлых пород (например, под озерами или руслами рек). Различают талики сквозные, проникающие сквозь всю толщу мерзлых пород и ложные, замкнутые снизу [Щукин, 1980]. 3. Локальный участок талых пород среди мерзлых. Чтобы обоснованно отнести такой участок к талику, нужно быть уверенным, что слагающие его породы были мерзлыми и протаяли, а не являются немерзлыми, остатком вообще не промерзавших пород [Втюрина, Втюрин, 1982].

текстура криогенная: Сложение мерзлых горных пород, возникшее в процессе их промерзания. Особенности криогенного строения горных пород, обусловленные взаиморасположением текстурообразующего льда и скелета породы [Мудров, 2007].

целинные почвы: ненарушенные почвы, функционирующие под естественной растительностью [Толковый словарь..., 1975].

Литература

1. Акимов, А. Т. Динамика северной границы леса в правой части бассейна р. Усы / А. Т. Акимов, Л. А. Братцев // Известия Коми филиала ВГО. – 1957. – № 4. – С. 83–91.
2. Акимов, А. Т. Многолетнемерзлые породы и микрорельеф в Печорском угольном бассейне / А. Т. Акимов, И. А. Тютюнов. – М. : Изд-во АН СССР, 1961.
3. Александрова, В. Д. Геоботаническое районирование Арктики и Антарктики / В. Д. Александрова. – Л. : Наука, 1977. – 189 с.
4. Алексеев, Г. В. Арктическое измерение глобального потепления / Г. В. Алексеев // Фундаментальная и прикладная климатология. – 2015. – № 1. – С. 11–26.
5. Алексеев, Г. В. Проявление и усиление глобального потепления в Арктике / Г. В. Алексеев // Лёд и Снег. – 2014. – Т. 54, № 2. – С. 53–68. – DOI: 10.15356/2076-6734-2014-2-53-68
6. Алифанов, В. М. Оценка и прогноз гидротермических условий почвообразования серых почв / В. М. Алифанов, Л. А. Гугалинская, Л. А. Иванникова // Почвенные процессы и пространственно-временная организация почв. – М. : Наука, 2006. – С. 471–495.
7. Ананьева (Малкова), Г. В. Экзодинамические процессы на строящейся трассе железной дороги «Обская-Бованенково» / Г. В. Ананьева (Малкова) // Изв. РГО. – 1997. – Т. 129, Вып. 5. – С. 55–59.
8. Андреичева, Л. Н. Развитие природной среды и климата в голоцене на севере Европейской России / Л. Н. Андреичева, Ю. В. Голубева, Т. И. Марченко-Вагапова. – Сыктывкар : Геопринт, 2007. – 27 с.
9. Андреичева, Л. Н. Эволюция природной среды и климата Арктики в квартере / Л. Н. Андреичева, Ю. В. Голубева // Вестник Института геологии. – 2008. – № 4. – С. 2–6.
10. Анисимов, О. А. Вероятностно-статистическое моделирование мощности сезонноталого слоя в условиях современного и будущего климата / О. А. Анисимов // Криосфера Земли. – 2009. – Т. XIII, № 3. – С. 36–44.
11. Анисимов, О. А. Глава 8. Континентальная многолетняя мерзлота / О. А. Анисимов, Ю. А. Анохин, С. А. Лавров и др. // Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. – М. : ФГБУ «Институт глобального климата и экологии Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды и Российской академии наук», 2012. – С. 301–359.

12. Анисимов, О. А. Оценка критических уровней воздействия изменения климата на природные экосистемы суши на территории России / О. А. Анисимов, Е. Л. Жильцова, С. А. Ренева // Метеорология и гидрология. – 2011. – № 11. – С. 31–42.
13. Анисимов, О. А. Оценка роли природно-климатических факторов в изменениях криолитозоны России / О. А. Анисимов, А. Б. Шерстюков // Криосфера Земли. – 2016. – № 2. – С. 60–71.
14. Анисимов, О. А. Прогноз изменения мерзлотных условий в Северном полушарии: применение результатов балансовых и транзитивных расчетов по моделям общей циркуляции атмосферы / О. А. Анисимов, Ф. Э. Нельсон // Криосфера Земли. – 1998. – Т. II, № 2. – С. 53–57.
15. Анисимов, О. А. Современные изменения климата и природной среды в области высоких широт Северного полушария / О. А. Анисимов, М. А. Белолуцкая, В. А. Лобанов // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 1. – С. 18–30.
16. Апарин, Б. Ф. Географические основы рационального использования почв (на двучленных породах) / Б. Ф. Апарин. – Л. : Наука, 1992. – 190 с.
17. Архангельская, Т. А. Латеральная изменчивость агрофизических показателей и неоднородность гидротермического поля в комплексном почвенном покрове южного Подмосковья / Т. А. Архангельская, О. И. Худяков, Т. Н. Бедрина, А. В. Митусов // Вестник Московского ун-та. Сер. 17. Почвоведение. – 2005. – № 2. – С. 8–15.
18. Архангельская, Т. А. Температурный режим комплексного почвенного покрова / Т. А. Архангельская. – М. : Геос, 2012. – 282 с.
19. Архипова, Е. П. Влияние лесных полос на режим температуры почвы / Е. П. Архипова // Труды ГГО. – 1952. – Вып. 36. – С. 27–38.
20. Архипова, Е. П. К методике микроклиматических наблюдений над температурой верхнего горизонта почвы / Е. П. Архипова // Труды ГГО. – 1960. – Вып. 91. – С. 56–62.
21. Арчегова, И. Б. Возможности и экономическая целесообразность сельского хозяйства в тундре / И. Б. Арчегова, А. Н. Панюков, В. А. Андрианов // Север и рынок: формирование экономического порядка. – 2013. – № 1. – С. 12–15.
22. Арчегова, И. Б. Термический режим тундровых почв в условиях освоения и восстановления естественной растительности / И. Б. Арчегова // Почвоведение. – 2007. – № 8. – С. 954–960.
23. Арчегова, И. Б. Экологические принципы природопользования и природовосстановления на Севере / И. Б. Арчегова, Е. Г. Кузнецова, И. А. Лиханова и др. – Сыктывкар : Коми научный центр УрО РАН, 2009. – 176 с.
24. Атлас Архангельской области / Ред. Д. Ф. Федоров. – М. : Главное управление геодезии и картографии при совете министров СССР, 1976. – 72 с.

25. Атлас Коми АССР / Под ред. С. В. Калесника – М. : ГУГиК, 1964. – 112 с.
26. Атлас почв Республики Коми / Под ред. Г. В. Добровольского, А. И. Таскаева, И. В. Забоевой. – Сыктывкар : ООО «Коми республиканская типография», 2010. – 356 с.
27. Атлас Республики Коми [Карты] / подгот. Мин. природных ресурсов и охраны окр. среды Республики Коми; Коми научным центром Уральского отделения РАН; отв. ред. Е. В. Корниенко; научн. ред. Э. А. Савельева – Москва : Феория, 2011. – 448 с.
28. Атлас Республики Коми по климату и гидрологии / Ред. карт А. А. Братцев А. П. Братцев; Отв. ред. А. И. Таскаев. – М. : Дрофа; Дик, 1997. – 115 с.
29. Бабаев, В. В. Теплофизические свойства горных пород / В. В. Бабаев, В. Ф. Будымка, М. А. Домбровский, Т. А. Сергеева. – М. : Недра, 1987. – 156 с.
30. Бабкина, Е. А. Динамика глубины сезонного протаивания в различных ландшафтах Центрального Ямала / Е. А. Бабкина, А. В. Хомутов, Е. М. Бабкин и др. // Современные проблемы географии и геологии: к 100-летию открытия естественного отделения в Томском государственном университете : материалы IV Всероссийской науч.-практ. конф. с междунар. участием. Т. 1. – Томск : ТГУ, 2017. – С. 29–32.
31. Бадмаев, Н. Б. Тепловлагообеспеченность склоновых земель / Н. Б. Бадмаев, В. М. Корсунов, А. И. Куликов. – Улан-Удэ : Изд-во БНЦ СО РАН, 1996. – 126 с.
32. Бакулин, Ф. Г. Льдистость и осадка при оттаивании многолетнемерзлых четвертичных отложений Воркутинского района / Ф. Г. Бакулин. – М. : Изд-во АН СССР, 1958. – 94 с.
33. Баранов, Ю. Б. Построение ЦМР по результатам интерферометрической обработки радиолокационных изображений ALOS PALSAR / Ю. Б. Баранов, Е. В. Киселевский, Ю. И. Кантимиров и др. // Геоматика. – 2008. – № 1. – С. 37–45.
34. Белолипецкий, П. В. Гипотеза о двойном скачкообразном изменении климата в XX веке / П. В. Белолипецкий, С. И. Барцев, А. Г. Дегерменджи // Доклады Академии наук. – 2015. – Т. 460, № 1. – С. 79–83. – DOI: 10.7868/S0869565215010168
35. Белоновская, Е. А. Позеленение ландшафтов Арктики как следствие современных климатогенных и антропогенных трендов растительности / Е. А. Белоновская, А. А. Тишков, М. А. Вайсфельд, П. М. Глазов, А. Н. Кренке, Г. М. Тертицкий // Известия Русского географического общества. – М. : Наука, 2016. – Т. 148, № 3. – С. 14–24.
36. Белоусова, Н. И. Методические аспекты создания почвенно-атрибутивной базы данных / Н. И. Белоусова, Ю. Л. Мешалкина // Бюлл. Почв, ин-та им. В. В. Докучаева. – 2009. – Вып. 64. – С. 23–33.

37. Берман, Д. И. Роль ветра в дивергенции экосистем с мерзлотными и сезонномерзлыми почвами в Северном Охотоморье / Д. И. Берман, А. В. Алфимов, Г. Г. Мажитова, М. Е. Прокопец // Почвоведение. – 1998. – № 5. – С. 593–599.
38. Беручашвили, Н. Л. Геофизика ландшафта : учебное пособие для геогр. спец. вузов / Н. Л. Беручашвили. – М. : Высш. шк., 1990. – 287 с.
39. Бобрик, А. А. Взаимосвязь геокриологических условий и гидротермических параметров почв плоскобугристых торфяников севера Западной Сибири (стационар Надым) / А. А. Бобрик, О. Ю. Гончарова, Г. В. Матышак и др. // Криосфера Земли. – 2015. – Т. XIX, № 4. – С. 31–38.
40. Боганик, Г. Н. Сейсморазведка / Г. Н. Боганик, И. И. Гурвич. – Тверь : АИС, 2006. – 744 с.
41. Богатырев, Л. Г. Динамика оттаивания мерзлоты в тундровых почвах стационара “Агапа” / Л. Г. Богатырев // Почвы и продуктивность растительных сообществ. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1974. – Вып. 2. – С. 67–73.
42. Братцев, Л. А. Гидрологическое описание территории / Л. А. Братцев // Производительные силы Коми АССР. Т. 2. Ч. 2. Водные ресурсы. – М.; Л., 1954. – С. 22–62.
43. Бричева, С. С. Георадиолокационные исследования приповерхностных многолетнемерзлых пород на Гыданском полуострове / С. С. Бричева, С. С. Крылов // Инж. изыскания. – 2014. – № 9–10. – С. 38–44.
44. Быков, Л. И. Строительство линейной части магистральных трубопроводов / Л. И. Быков. – М. : Недра, 1977. – 128 с.
45. Быховец, С. С. История наблюдений за температурой почвы на сети метеорологических станций России / С. С. Быховец, В. А. Сорокинов, Р. А. Мартуганов, В. Г. Мамыкин, Д. А. Гиличинский // Криосфера Земли. – 2007. – Т. XI, № 1. – С. 7–20.
46. Варламов, С. П. Мониторинг теплового состояния ландшафтов в полосе прохождения железной дороги в окрестностях г. Якутска / С. П. Варламов, Ю. Б. Скачков, П. Н. Скрыбин // Научное обеспечение решения ключевых проблем развития г. Якутска. – Якутск : ООО «Издательства Сфера», 2010. – С. 137–142.
47. Варламов, С. П. Температурный режим почвогрунтов при нарушении покровов в современных климатических условиях Центральной Якутии / С. П. Варламов, А. Ф. Жирков, Д. А. Находкин // Наука и образование. – 2017. – № 4. – С. 65–71.
48. Варсанофьева, В. А. Четвертичные отложения бассейна верхней Печоры в связи с общими вопросами четвертичной геологии Печорского края // Учен. зап. Моск. пед. ин-та им. В. И. Ленина. – 1939. – Вып. 1. – С. 45–115.

49. Васильев, А. А. Динамика температуры многолетнемерзлых пород Западной Сибири в связи с изменениями климата / А. А. Васильев, Д. С. Дроздов, Н. Г. Москаленко // Криосфера Земли. – 2008. – Т. XII, № 2. – С. 10–18.
50. Васильевская, В. Д. Формирование структуры почвенного покрова полярных областей / В. Д. Васильевская, Н. А. Караваева, Е. М. Наумов // Почвоведение. – 1993. – № 7. – С. 44–55.
51. Вернер, А. Р. Температура и влажность почвы при снегозадержании в условиях Центральной Барабы / А. Р. Вернер, М. Ф. Вернер // Почвоведение. – 1950. – № 6. – С. 340–353.
52. Воейков, А. И. Распределение тепла в земной коре / А. И. Воейков // Метеорология. Ч. I. – СПб. : Изд. Картогр. завед. А. Ильина, 1904. – С. 73–151.
53. Воейков, А. И. Снежный покров, его влияние на почву, климат и погоду и способы исследования / А. И. Воейков // Зап. Импер. Рус. геогр. об-ва по общей географии. – СПб., 1889. – Т. XVIII, № 2. – 213 с.
54. Волобуев, В. Р. Соотношение между тепловым режимом почв и климатом приземного слоя воздуха / В. Р. Волобуев // Почвоведение. – 1983. – № 2. – С. 52–63.
55. Воронков, Н. А. Температурный режим почв под лесом и залежью в условиях Подмосковья / Н. А. Воронков, С. А. Кожевникова, В. А. Шомполова // Почвоведение. – 1979. – № 6. – С. 90–99.
56. ВСН 84-89. Инструкция по изысканию, проектированию и строительству автомобильных дорог в районах вечной мерзлоты. – М. : Союздор, 1990. – 272 с.
57. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. – М. : ФГБУ НИЦ «Планета», 2014. – 58 с.
58. Втюрин, Б. И. Подземные льды СССР / Б. И. Втюрин. – М. : Наука, 1975. – 214 с.
59. Втюрина, Е. А. О временной изменчивости мощности сезоннопротаивающего слоя горных пород / Е. А. Втюрина // Сезонно- и многолетнемерзлые породы. – Владивосток : ДВНЦ СО АН СССР, 1976. – С. 107–114.
60. Втюрина, Е. А. О криосфере, криологии и геокриологии / Е. А. Втюрина, Б. И. Втюрин // Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения. – М., 1982. – № 45. – С. 312–328.
61. Гаврилова, М. К. Пространственная и временная изменчивость сезонного протаивания в Якутии / М. К. Гаврилова // Сезонное промерзание и протаивание грунтов на территории Северо-Востока. – М. : Наука, 1966. – С. 7–13.
62. Гаель, А. Г. Промерзание и оттаивание почво-грунтов в Северном Приаралье в зиму 1946/47 гг. / А. Г. Гаель // Почвоведение. – 1948. – № 7. – С. 429–444.

63. Геоботаническое районирование Нечерноземья европейской части РСФСР. – Л. : Наука, 1989. – 64 с.
64. Геокриологическая карта СССР, масштаб 1:2,5 млн. / Отв. ред. Е. Д. Ершова, К. А. Кондратьева. – М. : Мин. геологии СССР и МГУ, 1998. – 16 л.
65. Геокриология СССР. Европейская территория СССР. / Ред. Э. Д. Ершов. – М. : Недра, 1988. – 358 с.
66. Герасимова, М. И. Антропогенные почвы. Генезис, география, рекультивация / М. И. Герасимова, М. Н. Строганова, Н. В. Можарова, Т. В. Прокофьева. – М. : Ойкумена, 2003. – 270 с.
67. Герасимова, М. И. Классификация почв России: путь к следующей версии / М. И. Герасимова // Почвоведение. – 2019. – № 1. – С. 32–42.
68. Герасимова, М. И. Развитие базовой классификации почв В. М. Фридланда в классификации почв России / М. И. Герасимова, Н. Б. Хитров, И. И. Лебедева // Бюллетень Почвенного института им. В. В. Докучаева. – 2020. – Вып. 102. – С. 5–20.
69. Гиличинский, Д. А. Использование данных метеостанций для оценки тенденций многолетних изменений температуры почв на территории сезонной и многолетней криолитозоны России / Д. А. Гиличинский, С. С. Быховец, В. А. Сороковиков, Д. Г. Федоров-Давыдов, Р. Г. Барри, Т. Жанг, М. К. Гаврилова, О. И. Алексеева // Криосфера Земли. – 2000. – Т. IV, № 3. – С. 59–66.
70. Глобус, А. М. Физика среды обитания растений / А. М. Глобус, М. А. Каганов. – Ленинград : Гидрометеиздат, 1968. – 305 с.
71. Гляциологический словарь. – Л. : Гидрометеиздат, 1984. – 527 с.
72. Голдина, Л. П. География озер Большеземельской тундры / Л. П. Голдина. – Л. : Наука, 1972. – 102 с.
73. Голубев, А. В. Дистанционные измерения температуры, пучения и напряжения термически деятельного слоя грунта / А. В. Голубев. – М. : Издательство АН СССР, 1957. – 86 с.
74. Гончарова, О. Ю. Температурные режимы северотаежных почв Западной Сибири в условиях островного распространения многолетнемерзлых пород / О. Ю. Гончарова, Г. В. Матышак, А. А. Бобрик и др. // Почвоведение. – 2015. – № 12. – С.1462–1473.
75. Горный, В. И. Знакопеременные вертикальные движения земной поверхности по данным космической радиолокационной съемки (на примере Санкт-Петербурга) / В. И. Горный, С. Г. Крицук, И. Ш. Латыпов и др. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2010. – Т. 7, № 2. – С. 231–332.

76. Гороховская, Н. Н. Экспериментальные исследования гидротермического режима кулис / Н. Н. Гороховская // Сборник трудов по агрофизике. – Л., 1970. – Вып. 26. – С. 100–103.
77. Горячкин, С. В. Почвенный покров Севера (структура, генезис, экология, эволюция) / С. В. Горячкин. – М. : ГЕОС, 2010. – 414 с.
78. ГОСТ 26262-84. Грунты. Методы полевого определения глубины сезонного оттаивания. – М. : ИПК Издательство стандартов, 1984. – 6 с.
79. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000 листа Q-41- V, VI (второе издание) / М. А. Шишкин, О. Н. Малых, П. Е. Попов, Л. С. Колесник. – М. : МФ ВСЕГЕИ, 2013. – 262 с.
80. Государственная почвенная карта России, масштаб 1:1 млн. Лист Q-41 «Воркута» / Отв. ред. Л. Л. Шишов. – М. : ФСГКР, 2000.
81. Государственная почвенная карта СССР, масштаб 1:1 млн. Лист Q-40 «Печора» / Гл. ред. И. П. Герасимов, В. В. Егоров, Е. Н. Иванова, Н. Н. Розов, В. М. Фридланд. – М. : ГУГК, фабрика № 10, 1982. – 1 л.
82. Государственная почвенная карта СССР, масштаб 1:1 млн. Лист Q-39 «Нарьян-Мар» / Гл. ред. И. П. Герасимов, В. В. Егоров, Е. Н. Иванова, Н. Н. Розов. – М. : ГУГК, фабрика № 4, 1977. – 1 л.
83. Гребенец, В. И. Деформации автомобильных и железных дорог на участке Норильск-Талнах и методы борьбы с ними / В. И. Гребенец, В. А. Исаков // Криосфера Земли. – 2016. – Т. XX, № 2. – С. 69–77.
84. Грибова, С. А. Тундры / С. А. Грибова // Растительность европейской части СССР. – Л., 1980. – 432 с.
85. Груза, Г. В. О неопределенности некоторых сценарных климатических прогнозов температуры воздуха и осадков на территории России / Г. В. Груза, Э. Я. Ранькова, Л. Н. Аристова, Л. К. Клещенко // Метеорология и гидрология. – 2006. – № 10. – С. 5–23.
86. Груздев, Б. И. Влияние вездеходного транспорта на растительность Большеземельской тундры / Б. И. Груздев, А. С. Умняхин // Устойчивость растительности к антропогенным факторам и биорекультивация в условиях Севера. – Сыктывкар, 1984. – С. 19–22.
87. Губин, С. В. Почвообразование и подстилаящая мерзлота / С. В. Губин, А. В. Лупачев // Почвоведение. – 2008. – № 6. – С. 655–667.
88. Давыдов, Д. Г. Пространственно-временные закономерности сезонного протаивания почв на севере Колымской низменности / Д. Г. Давыдов, С. П. Давыдов, А. И. Давыдова, С. А. Зимов, Н. С. Мергелов, В. Е. Остроумов, В. А. Сороковиков, А. Л. Холодов, И. А. Митрошин // Криосфера Земли. – 2004. – Т. 8, № 4. – С. 15–26.

89. Данилов, И. Д. Рельеф и четвертичные отложения юго-западного склона Пай-Хоя / И. Д. Данилов // Вестник Московского Университета. Сер. V. География. – 1962. – № 6. – С. 56–62.
90. Демченко, П. Ф. Зависимость условий распространения вечной мерзлоты от уровня глобального потепления: сравнение моделей, сценариев и данных палеореконструкций / П. Ф. Демченко, А. А. Величко, А. В. Елисеев и др. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2002. – Т. 38, № 2. – С. 165–174.
91. Демченко, П. Ф. Судьба вечной мерзлоты: взгляд из прошлого в будущее / П. Ф. Демченко, А. А. Величко, Г. С. Голицын и др. // Природа. – 2001. – № 1. – С. 43–49.
92. Денева, С. В. Трансформация почв большеземельской тундры под влиянием техногенных воздействий : дис. ... канд. биол. наук : 03.00.16, 03.00.27 / С. В. Денева. – Сыктывкар, 2005. – 139 с.
93. Десяткин, Р. В. Почвообразование в термокарстовых котловинах – аласах криолитозоны : автореф. дис. ... д-ра биол. наук : 03.00.27/ Р. В. Десяткин. – Улан-Удэ : Бурятский НЦ СО РАН. – 2006. – 46 с.
94. Десяткин, Р. В. Температурный режим мерзлотно-таежных почв центральной Якутии / Р. В. Десяткин, А. Р. Десяткин, П. П. Федоров // Криосфера Земли. – 2012. – Т. XVI, № 2. – С. 70–78
95. Десяткин, Р. В. Термический режим мерзлотной лугово-черноземной солонцеватой почвы в многолетнем цикле / Р. В. Десяткин, А. Р. Десяткин // Почвоведение. – 2017. – № 11. – С. 1344–1354.
96. Димо, В. Н. Тепловой режим почв СССР / В. Н. Димо. – М. : Колос, 1972. – 360 с.
97. Добровольский, В. В. География почв с основами почвоведения : учебник для вузов / В. В. Добровольский. – М. : Гуманит. изд. Центр ВЛАДОС, 1999. – 384 с.
98. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2020 год. – М. : Росгидромет, 2021. – 104 с.
99. Достовалов, Б. Н. Общее мерзлотоведение / Б. Н. Достовалов, В. А. Кудрявцев. – М. : Изд-во МГУ, 1967. – 403 с.
100. Дроздов, В. В. Причины возникновения деформаций автомобильных дорог и мероприятия по снижению их интенсивности с высокотемпературным типом вечной мерзлоты в основаниях земляного полотна на примере строительства автомобильной дороги Амур “Чита–Хабаровск” / В. В. Дроздов, С. С. Шабуров // Изв. вузов. Инвестиции. Строительство. Недвижимость. – 2015. – № 2 (13). – С. 33–45.
101. Дьяконов, К. Н. Географические законы и их физическая сущность / К. Н. Дьяконов // Вопросы географии. Сборник 117. Геофизика ландшафта. – М. : Мысль, 1981. – С.

28–40.

102. Дьяконов, К. Н. Геофизика ландшафта. Биоэнергетика, модели, проблемы / К. Н. Дьяконов. – М. : Изд-во Моск.ун-та, 1991. – 96 с.
103. Дьяконов, К. Н. Геофизика ландшафта. Метод балансов / К. Н. Дьяконов. – М. : Изд-во Моск.ун-та, 1988. – 95 с.
104. Евтюшкин, А. В. Оценка деформаций земной поверхности в районах интенсивной нефтедобычи Западной Сибири методом PCA интерферометрии по данным ENVISAT/ASAR и ALOS/PALSAR / А. В. Евтюшкин, А. В. Филатов // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2009. – Т. 2, № 6. – С. 46–53.
105. Елсаков, В. В. Материалы спутниковых съемок в анализе значений хлорофилльного индекса тундровых фитоценозов / В. В. Елсаков // Исследование земли из космоса. – 2013. – № 1. – С. 60–70.
106. Елсаков, В. В. Межгодовые изменения термокарстовых озер северо-востока европейской России / В. В. Елсаков, И. О. Марущак // Исследования Земли из космоса. – 2011. – № 4. – С. 45–57.
107. Елсаков, В. В. Пространственная и межгодовая неоднородность изменений растительного покрова тундровой зоны Евразии по материалам съемки MODIS 2000-2016 гг. / В. В. Елсаков // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2017. – Т. 14, № 6. – С. 56–72.
108. Елсаков, В. В. Растительный покров Югорского полуострова в условиях климатических флуктуаций последних десятилетий / В. В. Елсаков, Е. Е. Кулюгина // Исследование земли из космоса. – 2014. – № 3. – С. 65–77.
109. Елсаков, В. В. Сезонные изменения высоты поверхности почв предгорных ландшафтов Полярного Урала по данным инструментальных измерений и радиолокационной интерферометрии / В. В. Елсаков, Д. А. Каверин, В. В. Щанов // Криосфера Земли. – 2021. – Т. XXV, № 5. – С. 42–54. – DOI: 10.15372/KZ20210505.
110. Железняк, М. Н. Геотемпературное поле и криолитозона юго-востока Сибирской платформы / М. Н. Железняк. – Новосибирск : Изд-во «Наука» СО РАН, 2005. – 227 с.
111. Забоева, И. В. Почвы и земельные ресурсы Коми АССР / И. В. Забоева. – Сыктывкар : Коми книжное издательство, 1975. – 344 с.
112. Захарченко, А. В. Комплексный подход к почвенным исследованиям нижнего Приобья для целей дешифрирования космических снимков / А. В. Захарченко // Вестник Югорского государственного университета. – 2009. – Вып. 3 (14). – С. 13–19.

113. Иванов, В. Н. Отчет геологическое доизучение масштаба 1:200000 листов Q-40-XXX, Q-41-XXV (Косью-Кожимский район) в 3 книгах, 2 папках / В. Н. Иванов. – Воркута : Полярно-Уральское Производственное объединение «Полярноуралгеология», 2002 г.
114. Иванова, Е. Н. Классификация почв СССР / Е. Н. Иванова. – М. : Наука, 1976. – 227 с.
115. Игловский, С. А. Техногенные изменения мерзлотных условий Двинско-Мезенской равнины и полуострова Канин / С. А. Игловский // Вестник Северного (Арктического) федерального университета. Серия: Естественные науки. – 2007. – № 2. – С. 13–19.
116. Игнатенко, И. В. Почвы восточно-европейской тундры и лесотундры / И. В. Игнатенко. – М. : Наука, 1979. – 279 с.
117. Игнатов, М. С. Список мхов Восточной Европы и Северной Азии / М. С. Игнатов, О. М. Афолина, Е. А. Игнатова // *Arctoa*. – 2006. – Т. 15. – С. 1–130.
118. Изменение климата, 2001 г. Обобщенный доклад / под ред. Р.Т. Уотсон. – Женева : Всемирная Метеорологическая Организация, 2003. – 220 с.
119. Исаков, В. А. Прогноз температурного режима грунтов насыпи и естественного основания земляного полотна в различных регионах криолитозоны / В. А. Исаков // *Инженерная геология*. – 2014. – № 4. – С.56–63.
120. Каверин, Д. А. Влияние ландшафтных и климатических факторов на глубину сезонного протаивания в почвах бугристых торфяников (на примере площадки R52) / Д. А. Каверин, А. В. Пастухов, А. Б., К. Бирази, М. Марущак, В. В. Елсаков // *Криосфера Земли*. – 2019. – Т. XXIII, № 2. – С. 62–71. – DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2019-2(62-71).
121. Каверин, Д. А. Влияние микроклиматических и ландшафтных изменений на температуру и глубину сезонного протаивания почв при полевом эксперименте в Большеземельской тундре / Д. А. Каверин, А. В. Пастухов, М. Марущак, К. Бирази, А. Б. Новаковский // *Криосфера Земли*. – 2020. – Т. XXIV, № 4. – С. 34–45. – DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2020-4(34-45).
122. Каверин, Д. А. Влияние растительного покрова на глубину сезонного протаивания в тундровых почвах предгорных ландшафтов кряжа Пай-Хой (юго-запад Югорского полуострова) / Д. А. Каверин, Е. Е. Кулюгина, О. В. Шахтарова, В. М. Щанов // *Криосфера земли*. – 2016. – Т. XX, № 4. – С. 69–78.
123. Каверин, Д. А. Влияние трансформации растительного и почвенного покровов на температуру почв при эксплуатации зимней дороги в Большеземельской тундре / Д. А. Каверин, Л. Э. Лапина, А. В. Пастухов, А. Б. Новаковский // *Криосфера Земли*. – 2019. – Т. XXIII, № 1. – С. 17–27. – DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2019-1(17-27).

124. Каверин, Д. А. Высокочастотное георадиолокационное зондирование почвогрунтов многолетнемерзлых бугристых болот (европейский Северо-Восток России) / Д. А. Каверин, А. В. Хилько, А. В. Пастухов // Криосфера Земли. – 2018. – Т. XXII, № 4. – С. 86–95. – DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2018-4(86-95).
125. Каверин, Д. А. Геоинформационный анализ климатических условий криолитозоны европейского северо-востока России / Д. А. Каверин, Е. М. Лаптева, В. М. Щанов, А. В. Пастухов, Л. С. Шарая, П. А. Шарый // Криосфера Земли. – 2019. – Т. XXIII, № 4. – С. 68–78. – DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2019-4(68-78).
126. Каверин, Д. А. Динамика глубины сезонного протаивания тундровых мерзлотных почв (на примере площадки циркумполярного мониторинга деятельного слоя в европейской России) / Д. А. Каверин, А. В. Пастухов, А. Б. Новаковский // Криосфера Земли. – 2017. – Т. XXI, № 6. – С. 35–45. – DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2017-6(35-44).
127. Каверин, Д. А. Исследование тундровых мерзлотных почв в системе «деятельный слой – многолетняя мерзлота» (северо-восток европейской России) / Д. А. Каверин, Г. Г. Мажитова, Ф. М. Ривкин, А. В. Пастухов // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. – 2012. – Т. 14, № 1. – С. 52–58.
128. Каверин, Д. А. Особенности современного температурного режима почвогрунтов на участке пересечения бугристого торфяника автодорогой на юге Большеземельской тундры / Д. А. Каверин, А. В. Пастухов, А. Б. Новаковский // Криосфера Земли. – 2020. – № 1. – С. 23–33. – DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2020-1(23-33).
129. Каверин, Д. А. Особенности температурного режима светлоземов северотаяжных ландшафтов (европейский северо-восток России) / Д. А. Каверин, А. В. Пастухов, Е. В. Жангуров // Известия Коми научного центра УрО РАН. – 2016. – № 1 (25). – С. 23–29.
130. Каверин, Д. А. Особенности температурного режима сезоннопромерзающих почв тундровых ландшафтов европейского северо-востока России / Д. А. Каверин, А. В. Пастухов // Бюллетень Почвенного института им. В. В. Докучаева. – 2017. – Вып. 87. – С. 3–21. – DOI:10.19047/0136-1694-2017-87-3-21.
131. Каверин, Д. А. Составление крупномасштабных почвенных карт ключевых участков в тундре и лесотундре северо-востока европейской России / Д. А. Каверин, О. В. Шахтарова, А. В. Пастухов, Г. Г. Мажитова, Е. М. Лаптева // География и природные ресурсы. – 2012. – № 3. – С. 140–146.
132. Каверин, Д. А. Статистический анализ климатических предикторов температуры почв северо-востока европейской части России / Д. А. Каверин, А. В. Пастухов, Л. С. Шарая, П. А. Шарый // Метеорология и Гидрология. – 2020. – № 12. – С. 77–85.

133. Каверин, Д. А. Строение и свойства почв многолетнемерзлых торфяников юго-востока Большеземельской тундры / Д. А. Каверин, А. В. Пастухов, Е. М. Лаптева, К. Бирази, М. Марущак, П. Мартикайнен // Почвоведение. – 2016. – № 5. – С. 542–556. – DOI: 10.7868/S0032180X16050075.
134. Каверин, Д. А. Температурное состояние почвогрунтов бугристо-мочажинных болот в зоне редкоостровного распространения многолетнемерзлых пород (Европейский Северо-Восток России) / Д. А. Каверин, А. В. Пастухов // Криосфера Земли. – 2018. – Т. XXII, № 5. – С. 47–56. – DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2018-5(47-56).
135. Каверин, Д. А. Температурный режим почв постагрогенных экосистем при активизации самовосстановительной сукцессии тундровой растительности (европейский северо-восток России) / Д. А. Каверин, А. В. Пастухов, А. Н. Панюков // Криосфера Земли. – 2019. – Т. XXIII, № 5. – С. 58–66. – DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2019-5(58-66).
136. Каверин, Д. А. Температурный режим тундровых почв и подстилающих многолетнемерзлых пород (европейский северо-восток России) / Д. А. Каверин, А. В. Пастухов, Г. Г. Мажитова // Криосфера Земли. – 2014. – Т. XVIII, № 3. – С. 23–32.
137. Казаков, В. Е. К вопросу о влиянии густоты травостоя многолетних трав на температуру и влажность почвы / В. Е. Казаков // Почвоведение. – 1949. – № 5. – С. 268–275.
138. Какунов, Н. Б. Климатические изменения и динамика водно-тепловых условий почвогрунтов и растительности в естественном и нарушенном состоянии / Н. Б. Какунов // Геология разведки. – 1980. – № 7. – С. 134–138.
139. Какунов, Н. Б. Результаты наблюдений за температурой грунтов на европейском Северо-Востоке России в период потепления климата 1970–2003 гг. / Н. Б. Какунов, Е. И. Сулимова // Материалы Третьей конф. геокриологов России. Т.2. – М. : МГУ, 2005. – С. 84–90.
140. Караваева, Н. А. Генезис и эволюция второго гумусового горизонта в почвах южной тайги Западной Сибири / Н. А. Караваева // Почвообразование и выветривание в гумидных ландшафтах. – М. : Наука, 1978. – С. 133–157.
141. Карелин, Д. В. Влияние различных видов антропогенного воздействия на эмиссию парниковых газов в мерзлотных экосистемах / Д. В. Карелин, С. В. Горячкин, Д. Г. Замолотчиков, А. В. Долгих, Э. П. Зазовская, В. А. Шишков, Г. Н. Краев // Доклады РАН. – 2017. – Т. 477, № 5. – С. 610–612.
142. Карпачевский, Л. О. Экологические функции лесных почв / Л. О. Карпачевский, Т. А. Зубкова Л. С. Ильина // Структурно-функциональная роль почв и почвенной биоты в биосфере. – М. : Наука, 2003. – С. 206–214.

143. Карта четвертичных образований территории Российской Федерации. Масштаб 1:2 500 000 / Под ред. О. В. Петрова, А. Ф. Морозова, Т. В. Чепкасовой и др. – СПб. : ФГУП «ВСЕГЕИ», 2010. – 1 л.
144. Качинский, Н. А. Замерзание, размерзание и влажность почвы в зимний сезон в лесу и на полевых участках / Н. А. Качинский. – М. : Изд. Ассоциации НИИ при физ.-мат. ф-те МГУ, 1927. – 168 с.
145. Качурин, С. П. Михаил Иванович Сумгин / С. П. Качурин, В. К. Яновский // Известия Академии Наук СССР. Серия Географическая. – 1952. – № 6.
146. Качурин, С. П. Термокарст на территории СССР / С. П. Качурин. – М. : Изд. АН СССР, 1961. – 291 с.
147. Керженцев, А. С. Изменчивость почвы в пространстве и во времени / А. С. Керженцев. – М. : Наука, 1992. – 108 с.
148. Керцелли, С. В. По Большеземельской тундре с кочевниками / С. В. Керцелли. – Архангельск : Губернская типография, 1911. – 116 с.
149. Китаев, Л. М. Оценка снегозапасов по данным спутниковой информации / Л. М. Китаев, Т. Б. Титкова // Криосфера Земли. – 2010. – Т. XIV, № 1. – С. 76–80.
150. Классификация и диагностика почв России / Авторы и составители: Л. Л. Шишов, В. Д. Тонконогов, И. И. Лебедева, М. И. Герасимова. – Смоленск : Ойкумена, 2004. – 342 с.
151. Климатическая доктрина Российской Федерации [Электронный ресурс] // Президент России. – 2009. – URL: <http://kremlin.ru/events/president/news/6365>.
152. Кнорр, Э. А. Ход температуры в Казани из наблюдений 1833 года / Э. А. Кнорр // Учен. зап. Казан. ун-та : Кн. 1, 1835. – С. 89–110.
153. Ковалева, В. А. Почвенные грибы как компоненты постагрогенных фитоценозов в тундре / В. А. Ковалева, С. В. Денева, А. Н. Панюков и др. // Вестник Института биологии Коми НЦ УрО РАН. – 2017. – № 3. – С. 7–14.
154. Коломыц, Э. Г. Региональная модель глобальных изменений природной среды / Э. Г. Коломыц. – М. : Наука, 2003. – 371 с.
155. Кононенко, А. В. Гидротермический режим таежных и тундровых почв Европейского северо-востока / А. В. Кононенко. – Л. : Наука, 1986. – 145 с.
156. Константинов, П. Я. О связи глубины сезонного протаивания с межгодовой изменчивостью средней годовой температуры грунтов / П. Я. Константинов, Р. Н. Аргунов, Е. Ю. Герасимов, И. С. Угаров // Криосфера Земли. – 2006. – Т. X, № 3. – С. 15–22.
157. Корн, Г. Справочник по математике для научных работников и инженеров : 4-е издание / Г. Корн, Т. Корн. – М. : Наука, 1977. – 830 с.
158. Коробова, Т. А. Картографо-математический анализ неоднородности

морфологической структуры ландшафтов и геоэкологических условий Западного Ямала / Т. А. Коробова // Криосфера Земли. – 2012. – Т. XVI, № 3. – С. 87–93.

159. Королева, Н. А. Мерзлотно-экологическое картографирование криолитозоны России : дис. канд. географ. наук : 25.00.31 / Н. А. Королева. – М., 2011. – 153 с.

160. Королева, Н. Е. История ботанических исследований и уровень изученности растительности европейской субарктики / Н. Е. Королева, Е. Е. Кулюгина // Биоразнообразие, охрана и рациональное использование растительных ресурсов Севера : материалы XI Перфильевских научных чтений, посвященных 125-летию со дня рождения Ивана Александровича Перфильева (1882-1942) (23–25 мая 2007 г., г. Архангельск.). – Архангельск, 2007. – Ч. 1. – С. 70–75.

161. Королева, Н. Е. К синтаксономии дриадовых тундр европейского сектора Российской субарктики / Н. Е. Королева, Е. Е. Кулюгина // Труды Карельского Научного Центра РАН. – 2015. – № 4. – С. 3–29.

162. Котелина, Н. С. Производство кормов в условиях Крайнего Севера / Н. С. Котелина, И. Б. Арчегова, В. А. Иванов, В. И. Назарова // Вестник сельскохозяйственных наук. – 1985. – № 7. – С. 78–83.

163. Кочеткова, В. Л. Торфяные почвы болот р. Большая Инта, их генезис и процессы, происходящие при освоении : автореф. дис. ... канд. с.-х. наук / В. Л. Кочеткова. – Сыктывкар, 1966. – 26 с.

164. Кравцова, В. И. Исследование северной границы леса по космическим снимкам разного разрешения / В. И. Кравцова, А. Р. Лошкарева // Вестник Московского университета. Серия 5: География. – 2010. – № 6. – С. 49–57.

165. Красильников, П. В. На пути к «новой географии почв» / П. В. Красильников, В. О. Таргульян // Почвоведение. – 2019. – № 2. – С. 131–139.

166. Краснов, И. И. Результаты изучения четвертичных отложений Большеземельской тундры и Печорской низменности / И. И. Краснов // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 1947. – № 9. – С. 76–79.

167. Кречетов, П. П. Эколого-географический анализ температурного режима почв Восточно-Европейской равнины и Предкавказья / П. П. Кречетов, О. В. Черницова. – Москва : Пеликан, 2007. – 112 с.

168. Кривошеков, В. С. Научные основы мелиорации и рационального использования земель в зоне многолетнемерзлых пород (на примере Чукотки) : автореф. дис. ... д-ра геогр. наук : 11.00.11 / В. С. Кривошеков. – Владивосток, 2000. – 45 с.

169. Кудрявцев, В. А. Мерзлотоведение / В. А. Кудрявцев, Н. Ф. Полтев, Н. Н. Романовский и др.. – М. : Изд-во МГУ, 1981. – 240 с.

170. Кузякова, И. Ф. Применение анализа временных рядов и смешанных моделей для изучения длительной динамики температуры и влажности почвы в катене на лессовых отложениях / И. Ф. Кузякова, К. Штар // Почвоведение. – 2006. – № 2. – С. 199–210.
171. Куликов, А. И. Гидротермические градиенты в почвах под лесом и степью и темпы дивергенции мерзлотных почв на лесных вырубках / А. И. Куликов, В. М. Корсунов, В. И. Дугаров // Почвоведение. – 1995. – № 6. – С. 718–722.
172. Куликов, А. И. Мерзлотные почвы: экология, теплоэнергетика и прогноз продуктивности / А. И. Куликов, В. И. Дугаров, В. М. Корсунов. – Улан-Удэ : БНЦ СО РАН, 1997. – 310 с.
173. Куртнер, Д. А. Агрометеорологические основы тепловой мелиорации почв / Д. А. Куртнер, А. Ф. Чудновский. – Л. : Гидрометеиздат, 1979. – 231 с.
174. Кучеров, И. Б. Методы описания состояния растительности / И. Б. Кучеров, И. И. Паянская-Гвоздева // Антропогенная динамика растительного покрова Арктики и Субарктики: принципы и методы изучения : труды БИН РАН / Под ред. Б. А. Юрцева. – С.-Пб., 1995. – Вып. 15. – С. 51–63.
175. Лавриненко, И. А. Геоботаническое районирование восточноевропейских тундр как основа сохранения их ресурсов и биоразнообразия / И. А. Лавриненко // Биоразнообразие экосистем Крайнего Севера: Инвентаризация. Мониторинг. Охрана : сборник докладов II Всероссийской научной конференции. – Сыктывкар, 2013. – С. 64–71.
176. Лавриненко, И. А. Картирование растительности оленьих пастбищ Югорского полуострова с использованием дистанционных методов / И. А. Лавриненко // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2010. – Вып. 7. – Т. 1. – С. 246–253.
177. Лакин, Г. Ф. Биометрия / Г. Ф. Лакин. – М. : Высш. шк, 1990. – 352 с.
178. Лейбман, М. О. Динамика слоя сезонного оттаивания пород и методика измерения его глубины в различных ландшафтах Центрального Ямала / М. О. Лейбман // Криосфера Земли. – 2001. – Т. V, № 3. – С. 17–24.
179. Леса Республики Коми / Под ред. Г. М. Козубова и А. И. Таскаева. – М., 1999. – 332 с.
180. Лукьященко, К. И. Температуропроводность почв различного гранулометрического состава и генезиса и ее математическое моделирование : автореф. дис. ... канд. биол. наук : 06.01.03 / К. И. Лукьященко. – М., 2012. – 149 с.
181. Лупачев, А. В. Микрорельеф поверхности многолетнемерзлых пород: строение и экологические функции / А. В. Лупачев, С. В. Губин, А. А. Веремеева, Д. А. Каверин, А. В. Пастухов, А. С. Якимов // Криосфера Земли. – 2016. – Т. XX, № 2. – С. 3–14.

182. Лупачев, А. В. Проблемы диагностики криогенных почв в современной классификации почв России / А. В. Лупачев, С. В. Губин, М. И. Герасимова // Почвоведение. – 2019. – № 10. – С. 1157–1162. – DOI: 10.1134/S0032180X19080100.
183. Лысак, Г. Н. Ветровая эрозия почв / Г. Н. Лысак // Земледелие. – 1958. – № 2. – С. 53–56.
184. Любославский, Г. А. Влияние поверхностного покрова на температуру и обмен тепла в верхних слоях почвы / Г. А. Любославский // Изв. Имп. Лесного ин-та. – 1909. – Вып. XIX. – С. 65–156.
185. Мажитова, Г. Г. Динамика глубины сезонного протаивания и осадки поверхности почвы на площадке циркумполярного мониторинга деятельного слоя (CALM) в европейской части России / Г. Г. Мажитова, Д. А. Каверин // Криосфера Земли. – 2007. – Т. XI, № 4. – С. 20–30.
186. Мажитова, Г. Г. Температурные режимы почв в зоне несплошной многолетней мерзлоты европейского северо-востока России / Г. Г. Мажитова // Почвоведение. – 2008. – № 1. – С. 54–67.
187. Макарычев, С. В. Особенности теплофизического состояния пахотных выщелоченных черноземов Приобья / С. В. Макарычев // Почвоведение. – 2007. – № 8. – С. 949–953.
188. Макеев, О. В. Фации почвенного криогенеза и особенности организации в них почвенных профилей / О. В. Макеев. – М. : Наука, 1981. – 87 с.
189. Максимова, Л. Н. Зависимость многолетней динамики сезонного протаивания грунтов от изменений их предзимней влажности / Л. Н. Максимова, Г. П. Минайлов // Мерзлотные исследования : сб. статей. – МГУ, 1973. – Вып. XIII. – С. 110–115.
190. Максимова, Л. Н. Эволюция болотных систем и мерзлотных условий Большеземельской тундры в голоцене / Л. Н. Максимова, Е. Н. Оспенников // Криосфера Земли. – 2012. – Т. 16, № 3. – С. 53–61.
191. Малкова, Г. В. Мониторинг среднегодовой температуры пород на стационаре Болванский / Г. В. Малкова // Криосфера Земли. – 2010. – Т. XIV, № 3. – С. 22–35.
192. Малкова, Г. В. Оценка устойчивости мерзлых толщ при современных изменениях климата / Г. В. Малкова, А. В. Павлов, Ю. Б. Скачков // Криосфера Земли. – 2011. – Т. XV, № 4. – С. 33–36.
193. Матвеева, Н. В. Зональность в растительном покрове Арктики / Н. В. Матвеева. // Труды Ботанического Института им. В.Л.Комарова. – 1998. – Вып. 21. – 220 с.

194. Морина, О. М. Роль подстилки в терморегиме почв горных кедровников / О. М. Морина // Роль подстилки в лесных биогеоценозах : тезисы докладов. – Красноярск, 1983. – С. 129–130.
195. Мосиенко, Н. А. Промерзание и оттаивание почвы в условиях Кулундинской степи / Н. А. Мосиенко // Почвоведение. – 1957. – № 1. – С. 45–51.
196. Москалев, А. А. Статистические методы в экологии с использованием R, Statistica, Excel и SPSS / А. А. Москалев, А. Б. Новаковский. – Сыктывкар, 2014. – 197 с.
197. Москаленко, Н. Г. Изменения криогенных ландшафтов северной тайги западной сибери в условиях меняющегося климата и техногенеза / Н. Г. Москаленко // Криосфера Земли. – 2012. – Т. XVI, № 2. – С. 38–42.
198. Москаленко, Н. Г. Мониторинг слоя сезонного протаивания в северной тайге Западной Сибири / Н. Г. Москаленко, Ю. В. Коростелев, Е. И. Червова // Криосфера Земли. – 2001. – Т. V, № 1. – С. 71–79.
199. Мохов, И. И. Изменения распространения морских льдов в Арктике и связанные с ними климатические эффекты: диагностика и моделирование / И. И. Мохов, В. А. Семенов, В. Ч. Хон, Ф. А. Погарский // Лёд и снег. – 2013. – Т. 53, № 2. – С. 53–62.
200. Мохов, И. И. Современные изменения климата в Арктике / И. И. Мохов // Вестник РАН. – 2015. – Т. 85, № 5–6. – С. 478–484.
201. Мудров, Ю. В. Мерзлотные явления в криолитозоне равнин и гор. Основные понятия и определения. Иллюстрированный энциклопедический справочник / Ю. В. Мудров. – М. : Научный мир, 2007. – 316 с.
202. Мусихин, В. В. Мониторинг процессов оседаний земной поверхности в районах интенсивного недропользования на основе интерферометрической обработки данных космического радиолокационного зондирования : автореф. дис. ... канд. техн. наук : 25.00.16. / В. В. Мусихин. – Пермь : ФГБОУ ВПО «ПНИПУ», 2012. – 22 с.
203. Нерадовский, Л. Г. Оценка теплового состояния криолитозоны методами электромагнитного зондирования / Л. Г. Нерадовский. – М. : АНО Издательский Дом «Научное обозрение», 2014. – 333 с.
204. Новаковский, А. Б. Обзор современных программных средств, используемых для анализа геоботанических данных / А. Б. Новаковский // Растительность России. – 2006. – № 9. – С. 86–95.
205. О состоянии окружающей среды Республики Коми в 2015 году : государственный доклад / Редакционная коллегия: И. Р. Попова, О. И. Попова, Н. В. Томова; составители: Е. М. Ардашова, А. А. Киселев, О. И. Попова, Е. В. Чупрова, Е. А. Щукин. – Сыктывкар :

Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Коми, ГБУ РК «ТФИ РК», 2016. – 173 с.

206. О состоянии окружающей среды Республики Коми в 2016 году : государственный доклад / Редакционная коллегия: О. И. Попова, Е. В. Чупрова; составители: Е. М. Ардашова, А. А. Киселев, О. И. Попова, Е. В. Чупрова, Е. А. Щукин. – Сыктывкар : Министерство промышленности, природных ресурсов, энергетики и транспорта Республики Коми, ГБУ РК «ТФИ РК», 2017. – 179 с.

207. О состоянии окружающей среды Республики Коми в 2017 году : государственный доклад / Редакционная коллегия: Р. В. Полшведкин, Е. А. Щукин, А. А. Ермаков, О. В. Киросова, Е. В. Чупрова; составители: О. В. Киросова, А. А. Киселёв, Е. В. Чупрова, Д. С. Шарапов, Е. А. Щукин. – Сыктывкар : Министерство природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Коми, ГБУ РК «ТФИ РК», 2018. – 165 с.

208. Оберман, Н. Г. Глобальное потепление и изменение криолитозоны Печоро-Уральского региона / Н. Г. Оберман // Разведка и охрана недр. – 2007. – № 4. – С. 63–68.

209. Оберман, Н. Г. Мерзлые породы и криогенные процессы в Восточно-Европейской Субарктике / Н. Г. Оберман // Почвоведение. – 1998. – № 5. – С. 540–550.

210. Оберман, Н. Г. Современные и прогнозируемые изменения мерзлотных условий Европейского северо-востока Российской Федерации / Н. Г. Оберман, И. Г. Шеслер // Проблемы Севера и Арктики Российской Федерации. Науч.-информ. бюл. – 2009, – Вып. 9. – С. 96–106. – URL: <http://council.gov.ru/files/journalsf/number/20090922141450.pdf>

211. Огуреева, Г. Н. Ботанико-географическое районирование СССР / Г. Н. Огуреева. – М. : Изд-во МГУ, 1991. – 188 с.

212. Осадчая, Г. Г. Локальные ландшафты как индикаторы геоэкологической зональности (на примере европейского северо-востока) / Г. Г. Осадчая, Н. В. Тумель // Криосфера Земли. – 2012. – Т. XVI, № 3. – С. 62–71.

213. Осадчая, Г. Г. Определение ограничений к природопользованию при вовлечении в освоение территориальных ресурсов южной криолитозоны Большеземельской тундры / Г. Г. Осадчая, Е. С. Хохлова // Криосфера Земли. – 2013. – Т. XVII, № 3. – С. 35–43

214. Осадчая, Г. Г. Сохранение территориального ресурса как одно из условий устойчивого развития криолитозоны (на примере Большеземельской тундры) / Г. Г. Осадчая // Криосфера Земли. – 2009. – Т. XIII, № 4. – С. 24–31.

215. Особенности изменения температуры почв России в период последнего потепления климата / С. М. Чудинова, С. С. Быховец, В. А. Сорокинов и др. // Криосфера Земли. – 2003. – Т. VII, № 3. – С. 23–30.

216. Павлов, А. В. Динамика криолитозоны в условиях меняющегося климата XX–XXI веков / А. В. Павлов, Г. В. Малкова // Изв. РАН. Сер.геогр. – 2010. – № 5. – С. 44–51.
217. Павлов, А. В. Мерзлотно-климатические изменения на севере России: наблюдения, прогноз / А. В. Павлов // Изв. АН. Сер.геогр. – 2003. – № 6. – С. 39–50.
218. Павлов, А. В. Мониторинг криолитозоны / А. В. Павлов. – Новосибирск : Акад. Изд-во «Гео», 2008. – 229 с.
219. Павлов, А. В. Мониторинг сезонноталого слоя и температуры мерзлого грунта на севере России / А. В. Павлов, Г. В. Ананьева, Н. Г. Дроздов и др. // Криосфера Земли. – 2002. – Т. VI, № 4. – С. 30–39.
220. Павлов, А. В. Оценка современных изменений температуры воздуха на территории криолитозоны России / А. В. Павлов, Г. В. Ананьева // Криосфера Земли. – 2004. – Т. VIII, № 2. – С. 3–9.
221. Павлов, А. В. Термический режим почвы на севере Западной Сибири / А. В. Павлов, Н. Г. Москаленко // Криосфера Земли. – 2001. – Т. V, № 2. – С. 11–19.
222. Павлов, А. В. Тренды современных изменений температуры на севере России / А. В. Павлов // Криосфера Земли. – 2008. – Т. XII, № 3. – С. 22–27.
223. Павлова, Т. В. Расчет эволюции криосферы в XX и XXI веках с использованием глобальных климатических моделей нового поколения / Т. В. Павлова, В. М. Катцов: Е. Д. Надежина, П. В. Спорышев, В. А. Говоркова // Криосфера Земли. – 2007. – Т. XI, № 2. – С. 3–13.
224. Панченко, Е. Г. Спектральный и морфометрический анализ полигонально-жильных структур в Чарской котловине / Е. Г. Панченко, Ю. В. Станиловская // Arctic Environmental Research. – 2017. – № 3. – С. 185–194.
225. Панюков, А. Н. Восстановительная сукцессия на залежах в условиях восточноевропейской тундры / А. Н. Панюков // Междунар. журн. прикладных и фундаментальных исследований. – 2013. – № 8 (Ч. 2). – С. 235–238.
226. Пармузин, Ю. П. Словарь по физической географии / Ю. П. Пармузин, Г. В. Карпов. – М. : Просвещение, 1994. – 378 с.
227. Пастухов, А. В. Динамика развития бугристых торфяников на южной границе Восточно-Европейской криолитозоны / А. В. Пастухов, Т. И. Марченко-Вагапова, Д. А. Каверин, С. П. Кулижский, О. Л. Кузнецов, В. С. Панов // Почвоведение. – 2017. – № 5. – С. 544–557. – DOI: 10.7868/S0032180X17030091.
228. Пастухов, А. В. О генезисе и классификационном положении автоморфных почв на покровных суглинках в микроректоне тундра-лесотундра / А. В. Пастухов // Вестник СПбГУ. Серия 3. Биология. – 2008. – № 3. – С. 117–126.

229. Пастухов, А. В. Построение региональных цифровых тематических карт (на примере карты запасов углерода в почвах бассейна р. Уса) / А. В. Пастухов, Д. А. Каверин, В. М. Щанов // Почвоведение. – 2016. – № 9. – С. 1042–1051. – DOI: 10.7868/S0032180X16090100.
230. Пастухов, А. В. Экологическое состояние мерзлотных бугристых торфяников на северо-востоке европейской России / А. В. Пастухов, Д. А. Каверин // Экология. – 2016. – № 2. – С. 94–102. – DOI: 10.7868/S0367059716010108.
231. Патова, Е. Н. Почвенный и растительный покров территории усинского угольного месторождения (большеземельская тундра) / Е. Н. Патова, Е. Е. Кулюгина, А. В. Пастухов // Известия Коми научного центра УрО РАН. – 2015. – № 3(23). – С. 16–23.
232. Полевой определитель почв России. – М. : Почвенный ин-т им. В. В. Докучаева, 2008. – 282 с.
233. Полякова, Л. С. Метеорология и климатология / Л. С. Полякова, Д. В. Кашарин. – Новочеркасск : НГМА, 2004. – 107 с.
234. Попова, В. В. Изменение сроков разрушения устойчивого снежного покрова на севере Евразии в 1936-2008 гг.: влияние глобального потепления и роль крупномасштабной атмосферной циркуляции / В. В. Попова, И. А. Полякова // Лед и снег. – 2013. – № 2 (122). – С. 29–39.
235. Проектирование, строительство и содержание зимних автомобильных дорог в условиях Сибири и Северо-Востока СССР. ВСН 137-89. – М. : Минтрансстрой, 1991. – 7 с.
236. Пьявченко, Н. И. Осушение болот и охрана природы // Проблемы воздействия на окружающую среду / Н. И. Пьявченко. – М., 1985. – С. 79–83.
237. Пягай, Э. Т. Использование георадара в почвенных исследованиях / Э. Т. Пягай, В. П. Белобров, Э. Н. Молчанов, М. Ч. Сео, Й. К. Сон // Бюл. Почв.ин-та. – 2009. – № 64. – С. 106–125. – URL: <http://cyberleninka.ru/article/n/ispolzovanie-georadara-v-pochvennyh-issledovaniyah> (дата обращения 16.06.2017).
238. Редозубов, Д. В. Геотермический метод исследования толщ мерзлых пород / Д. В. Редозубов. – М. : Наука, 1966. – 156 с.
239. Решоткин, О. В. Температурный режим подзолистых почв предуралья в связи с потеплением климата / О. В. Решоткин, О. И. Худяков, Т. Н. Бедрина // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. – 2010. – Т. 12, № 1(4). – С.1059–1063.
240. Ривкин, Ф. М. Закономерности изменения геокриологических условий в результате осадки мерзлых пород при оттаивании / Ф. М. Ривкин, Ю. В. Власова, И. С. Пармузин // Криосфера Земли. – 2017. – Т. XXI, № 6. – С. 26–34.

241. Рубцов, М. В. Промерзание и оттаивание почвы в лесу и на сельскохозяйственных угодьях в таежной зоне Европейской территории страны / М. В. Рубцов, А. А. Дерюгин // Почвоведение. – 1989. – № 2. – С. 45–51.
242. Руофф, З. Ф. Типы тундры в районе Воркуты и их связь с многолетнемерзлыми породами / З. Ф. Руофф // Тр. сев.отд. Ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева АН СССР. – Сыктывкар, 1960. – Вып. 1. – С. 147–168.
243. Русанова, Г. В. Позднеголоценовые погребенные почвы бассейна р. Воркута (Большеземельская тундра) / Г. В. Русанова // Почвоведение. – 2008. – № 1. – С. 27–33.
244. Савиных, В. П. Геоинформатика как система наук / В. П. Савиных, В. Я. Цветков // Геодезия и картография. – 2013. – № 4. – С. 52–57.
245. Сапожникова, С. А. Микроклимат и местный климат / С. А. Сапожникова. – Л. : Гидрометеорологическое издательство, 1950. – 240 с.
246. Сергеев, Д. О. Температурный режим многолетнемерзлых толщ и сезонноталого слоя в горах северного Забайкалья (возобновление стационарных наблюдений) / Д. О. Сергеев, Ю. А. Ухова, Ю. В. Станиловская, В. Е. Романовский // Криосфера Земли. – 2007. – Т. 11, № 2. – С. 19–26.
247. Сергиенко, В. Г. Динамика границ лесорастительных зон России в условиях изменения климата / В. Г. Сергиенко // Труды Санкт-Петербургского научно-исследовательского института лесного хозяйства. – 2015. – № 1. – С. 5–19.
248. Скрябин, П. Н. Термический режим грунтов нарушенных ландшафтов центральной Якутии / П. Н. Скрябин, С. П. Варламов // Криосфера Земли. – 2013. – Т. 17, № 3. – С. 44–49.
249. Скрябин, П. Н. Эволюция термического режима грунтов пирогенных территорий центральной Якутии / П. Н. Скрябин // Вестник Свфу. Серия «Науки о Земле». – 2019. – № 1(13). – С. 30–35. – DOI: 10.25587/SVFU.2019.13.27554
250. Скрябин, П. Н. Межгодовая изменчивость теплового режима грунтов района Якутска / П. Н. Скрябин, С. П. Варламов, Ю. Б. Скачков. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, 1998. – 144 с.
251. Соколов, И. А. Почвообразование и экзогенез / И. А. Соколов. – М. : Почв.ин-т им. В. В. Докучаева, 1997. – 244 с.
252. Сочава, В. Б. Введение в учение о геосистемах / В. Б. Сочава. – Новосибирск : Наука, 1978. – 319 с.
253. Сумгин, М. И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР / М. И. Сумгин. – М. : Изд-во Акад. наук СССР, 1937. – 381 с.

254. Сухих, В. И. Аэрокосмические методы в лесном хозяйстве и ландшафтном строительстве: уч. пособие для вузов / В. И. Сухих. – Йошкар-Ола : МарГТУ, 2005. – 392 с.
255. Сухова, Н. Г. Александр Федорович Миддендорф : к двухсотлетию со дня рождения : Издание второе, переработанное и дополненное / Н. Г. Сухова, Э. Таммиксаар. – СПб. : Нестор-История, 2015. – 384 с.
256. Тетерюк, Б. Ю. Растительный покров водных и околоводных местообитаний Большеземельской тундры и высокоширотных секторов Урала / Б. Ю. Тетерюк, Е. Е. Кулюгина // Растительность Восточной Европы и Северной Азии : материалы Международной научной конференции. (29 сент. – 3 окт. 2014 г., г. Брянск). – Брянск : ГУП «Брянское полиграфическое объединение», 2014. – С. 138.
257. Тихонравова, П. И. Режим тепла и влаги в агросерой суглинистой почве Московской области / П. И. Тихонравова // Бюл. Почвенного ин-та им. В. В. Докучаева. – 2002. – Вып. 56. – С. 3–9.
258. Тишков, А. А. Изменение биологической продуктивности наземных экосистем Российской Арктики в XXI в / А. А. Тишков, Е. А. Белоновская, А. Н. Кренке, С. В. Титова, Н. Г. Царевская // Арктика: Экономика и Экология. – 2021. – Т. 11, № 1. – С. 30–41. – DOI: 10.25283/2223-4594-2021-1-30-41
259. Толковый словарь по почвоведению / Под ред. А. А. Роде. – М. : Наука, 1975. – 286 с.
260. Тольский, А. П. Температура почвы сосновых насаждений Бузулукского бора / А. П. Тольский // Метеорологический вестник. – 1919. – Т. XXIX, № 7–12. – С. 175–198.
261. Томирдиаро, С. В. Способ создания долговременных луговых угодий в тундре : авт. свид. № 242751 / С. В. Томирдиаро. – М., 1969. – Бюлл. изобр. № 15.
262. Тонконогов, В. Д. Автоморфное почвообразование в тундровой и таежной зонах Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин / В. Д. Тонконогов. – М. : Почвенный ин-т им. В. В. Докучаева, 2010. – 304 с.
263. Трегубов, О. Д. Моделирование строения кровли многолетнемерзлых пород по данным георадиолокационного профилирования / О. Д. Трегубов, Г. Н. Краев, А. А. Маслаков // Тезисы докладов конференции «Инженерная геофизика» (24–28 апреля 2017 г., г. Kislovodsk, Россия). – 2017. – С. 1–10 – DOI: 10.3997/2214-4609.201700389.
264. Тыртиков, А. П. Влияние растительного покрова на промерзание и протаивание грунтов / А. П. Тыртиков. – М. : Изд-во Московского ун-та, 1969. – 192 с.
265. Тыртиков, А. П. Влияние растительности на температуру почв в области многолетнемерзлых грунтов / А. П. Тыртиков // Вестник Московского университета. – 1966. – № 5. – С. 85–90.

266. Тыртиков, А. П. Влияние экспозиции и некоторых компонентов растительного и почвенного покрова на температурный режим почв у северной границы тайги / А. П. Тыртиков // Почвоведение. – 1962. – № 7. – С. 82–86.
267. Урушадзе, Т. Ф. Особенности температурного и водного режимов коричневых типичных почв Грузии / Т. Ф. Урушадзе, В. Д. Ломидзе // Почвоведение. – 1997. – № 12. – С. 1454–1461.
268. Уфимцева, К. А. Почвы межгорных котловин южной тайги Забайкалья / К. А. Уфимцева. – Иркутск : Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1967. – 99 с.
269. Федоров, А. Н. Реакция мерзлотных ландшафтов центральной Якутии на современные изменения климата и антропогенные воздействия / А. Н. Федоров, П. Я. Константинов // География и природные ресурсы. – 2009. – № 2. – С. 56–62.
270. Федоров, А. Н. Цифровое тематическое картографирование современного состояния мерзлотных ландшафтов в Якутии / А. Н. Федоров, А. А. Шестакова, Я. И. Торговкин, Н. Ф. Васильев, П. Я. Константинов, В. В. Самсонова, С. В. Калиничева, Н. И. Башарин // Вестник СВФУ. Серия «Науки о Земле». – 2019. – № 2(14). – С. 36–49.
271. Филиппова, Т. П. История Воркутинской научно-исследовательской мерзлотной станции в 1930-1950-е гг / Т. П. Филиппова, Н. Г. Лисевич // Известия Коми НЦ УрО РАН. – 2018. – № 3(35). – С. 101–110. – DOI: 10.19110/1994-5655-2018-3-101-110.
272. Фотиев, С. М. Арктические торфяники ямало-гыданской провинции Западной Сибири / С. М. Фотиев // Криосфера Земли. – 2017. – Т. XXI, № 5. – С. 3–15. – DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2017-5(3-15).
273. Фролов, А. Д. Электрические и упругие свойства мёрзлых пород и льдов / А. Д. Фролов. – Пущино : ОНТИ ПНЦ РАН, 1998. – 515 с.
274. Хименков, А. Н. Геосистемный подход в геокриологии / А. Н. Хименков // Криосфера Земли. – 2013. – Т. XVII, № 2. – С. 74–82.
275. Худяков, О. И. Гидротермические поля и климат мерзлотных и холодных почв / О. И. Худяков, Л. Ю. Кудрявцева, В. В. Керженцева // Почвоведение. – 2000. – № 6. – С. 723–732.
276. Худяков, О. И. Криогенез и почвообразование / О. И. Худяков. – Пущино : ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1984. – 196 с.
277. Цытович, Н. А. Механика мерзлых грунтов : учебное пособие / Н. А. Цытович. – М. : Высш. шк., 1973. – 446 с.
278. Черепанов, А. С. Спектральные свойства растительности и вегетационные индексы / А. С. Черепанов, Е. Г. Дружинина // Геоматика. – 2009. – № 3. – С. 28–32.

279. Черепанов, С. К. Сосудистые растения России и сопредельных государств (в пределах бывшего СССР) / С. К. Черепанов. – СПб. : Мир и семья, 1995. – 992 с.
280. Честных, О. В. Распределение запасов органического углерода в почвах лесов России / О. В. Честных, Д. Г. Замоладчиков, А. И. Уткин, Г. Н. Коровин // Лесоведение. – 1999. – № 2. – С. 13–21.
281. Чигир, В. Г. Гелиотермозона и некоторые криогенные особенности почв южной части Западно-Сибирской равнины / В. Г. Чигир // Почвенный криогенез и мелиорация холодных и мерзлотных почв / ред. О.В. Макеев. – М. : Институт агрохимии и почвоведения, 1975. – С. 170–173.
282. Чистяков, К. В. Реакции ландшафтных структур горных территорий Алтая и Саян на изменение климата / К. В. Чистяков, Е. С. Зелепукина, С. А. Гаврилкина // Вопросы географии. – 2014. – № 137. – С. 315–331.
283. Чудинова, С. М. Реакция температурного режима почв русского севера на изменения климата во второй половине XX века / С. М. Чудинова, С. С. Быховец, Д. Г. Федоров-Давыдов, В. А. Сороковиков, В. С. Губанов, Р. Г. Барри, Д. А. Гиличинский // Криосфера Земли. – 2001. – Т. V., № 3. – С. 11–19.
284. Шаманова, И. И. Влияние снега, растительного покрова и распашки на тепловое состояние грунтов в районе Воркуты / И. И. Шаманова // Биологические основы использования природы Севера. – Сыктывкар : Коми кн. Изд-во, 1970. – С. 186–195.
285. Шаманова, И. И. Сезонное промерзание и протаивание грунтов центральной части Печорского угольного бассейна : автореф. дис. ... канд. г.-м. наук / И. И. Шаманова. – М., 1964. – 21 с.
286. Шаманова, И. И. Сезонное промерзание и протаивание почв и горных пород / И. И. Шаманова // Геокриологические условия Печорского угольного бассейна / под ред. Н. Г. Бобова, Л. А. Братцева. – М. : Наука, 1964. – С. 88–118.
287. Шарый, П. А. Методология анализа пространственной изменчивости характеристик урожайности пшеницы в зависимости от условий агроландшафта / П. А. Шарый, О. В. Рухович, Л. С. Шарая // Агрохимия. – 2011. – № 2. – С. 57–81.
288. Шарый, П. А. Статистическая оценка связи пространственной изменчивости содержания органического углерода в серой лесной почве с плотностью, концентрацией металлов и рельефом / П. А. Шарый, Д. Л. Пинский // Почвоведение. – 2013. – № 11. – С. 1344–1356.
289. Швецов, П. Ф. Повторяемость и инженерно-геокриологическое значение двух-трехлетних повышений температуры грунтов в Субарктике / П. Ф. Швецов, И. В. Запорожцева // Проблемы Севера. - Вып. 7. – М. : Изд-во АН СССР, 1963.

290. Шеин, Е. В. Курс физики почв : учебник / Е. В. Шеин. – М. : МГУ, 2005. – 432 с.
291. Шерстюков, А. Б. Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова / А. Б. Шерстюков // Криосфера Земли. – 2008. – Т. XII, № 1. – С. 79–87.
292. Шило, Н. А. Формирование долговременных луговых угодий на искусственно осушенных землях днищ термокарстовых озер тундровой зоны СССР: (Рекомендации) / Н. А. Шило, С. В. Томирдиаро, И. Е. Киселев. – Магадан : СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. – 53 с.
293. Шитиков, В. К. Рандомизация и бутстреп: статистический анализ в биологии и экологии с использованием R. / В. К. Шитиков, Г. С. Розенберг. – Тольятти : Кассандра, 2013. – 314 с.
294. Шренк, А. Путешествие к северо-востоку Европейской России через тундры самоедов к северным Уральским горам, предпринятое по высочайшему повелению в 1837 г. Александром Шренком / А. Шренк. – СПб. : Типография Григория Трусова, 1855. – 665 с.
295. Шульгин, А. М. Климат почвы и его регулирование / А. М. Шульгин. – Л. : Гидрометеиздат, 1972. – 341 с.
296. Шульгин, А. М. Почвенно-климатические зоны и районы Алтайского края / А. М. Шульгин // Тр. АСХИ. – Барнаул, 1948. – Вып. 1. – С. 27–34.
297. Шульгин, А. М. Температурный режим почвы / А. М. Шульгин. – Л. : Гидрометеиздат, 1957. – 242 с.
298. Шур, Ю. Л. Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст / Ю. Л. Шур. – Новосибирск : Наука, Сиб. отд-ние, 1988. – 213 с.
299. Шурыгин, С. Г. Тепловой режим осушенных торфяных почв / С. Г. Шурыгин, Г. Д. Денисенко // Актуальные проблемы лесного комплекса. – 2020. – № 58. – С. 138–141.
300. Щукин, И. С. Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии / И. С. Щукин. – М. : Изд. Сов.энциклопедия, 1980. – 703 с.
301. Экологическая реставрация в Арктике : обзор международного и российского опыта / под ред. Т. Ю. Минаевой. – Сыктывкар, Нарьян-Мар, 2016. – 288 с.
302. Эпов, М. И. Наблюдение просадок поверхности Земли в районе подземных угольных выработок Кузбасса по данным радиолокационной интерферометрии Alos Palsar / М. И. Эпов, В. Л. Миронов, Т. Н. Чимитдоржиев и др. // Исследование Земли из космоса. – 2012. – № 4. – С. 26–29.
303. Яковлев, С. А. Основы геологии четвертичных отложений русской равнины (Стратиграфия) / С. А. Яковлев. – М. : Госгеолтехиздат, 1956. – 314 с. (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 17)

304. Яновский, В. К. Экспедиция на Печору по определению южной границы вечной мерзлоты / В. К. Яновский // Тр.комиссии по изучению вечной мерзлоты. – Л., 1933. – С. 65–149.
305. Ячевский, Л. А. О вечномерзлой почве в Сибири / Л. А. Ячевский // Изв. РГО. – 1889. – Т. 25. – С. 341–355. (Прил. Карта распространения вечной мерзлоты).
306. Aalto, J. Revealing topoclimatic heterogeneity using meteorological station data / J. Aalto, H. Riihimäki, E. Meineri, K. Hylander, M. Luoto // *Int. J. Climatol.* – 2017. – Vol. 37. – P. 544–556. – DOI: 10.1002/joc.5020.
307. Aalto, J. Vegetation mediates soil temperature and moisture in arctic-alpine environments / J. Aalto, P. C. Roux, M. Luoto // *Arctic Antarctic and Alpine Research.* – 2013. – Vol. 45. – P. 429–439. – URL: <https://doi.org/10.1657/1938-4246-45.4.429>
308. Abakumov, E. Electric Resistivity of Soils and Upper Permafrost Layer of the Gydan Peninsula / E. Abakumov, V. Tomashunas // *Polarforschung.* – 2016. – N 86(1). – P. 27–34.
309. Akerman, H. J. Thawing permafrost and thicker active layers in sub-arctic Sweden / H. J. Akerman, M. Johansson // *Permafrost and Periglacial Processes.* – 2008. – Vol. 19, N 3. – P. 261–331.
310. Antonova, S. Thaw Subsidence of a yedoma landscape in Northern Siberia, measured in situ and estimated from TerraSAR-X interferometry / S. Antonova, H. Sudhaus, T. Strozzi, S. Zwieback, A. Kääb, B. Heim, M. Langer, N. Bornemann, J. Boike // *Remote Sensing.* – 2018. – Vol. 10(4). – N 494. – P. 1–27.
311. Arp, C. D. Hydrogeomorphic processes of thermokarst lakes with grounded-ice and floating-ice regimes on the Arctic coastal plain, Alaska / C. D. Arp, B. M. Jones, F. E. Urban, G. Grosse // *Hydrological Processes* – 2011. – Vol. 25, Iss. 15. – 2422–2438. – DOI: 10.1002/hyp.8019.
312. Barry, R. G. Permafrost data and information: Status and needs / R. G. Barry // *Proceedings of the Fifth International Conference on Permafrost* / K. Senneset, ed. – Trondheim, Norway : Tapir Publishers, 1988. – P. 119–122.
313. Batenipour, H. Deformations and ground temperatures at a road embankment in northern Canada / H. Batenipour, M. Alfaro, D. Kurz, J. Graham // *Canadian Geotechnical Journal.* – 2014. – Vol. 51, Iss. 3. – P. 260–271. – DOI: [org/10.1139/cgj-2012-0425](https://doi.org/10.1139/cgj-2012-0425).
314. Belshe, E. F. Quantification of upland thermokarst features with high resolution remote sensing / E. F. Belshe, E. A. G. Schuur, G. Grosse // *Environmental Research Letters.* – 2013. – N 8. – P. 035016. – DOI: 10.1088/1748-9326/8/3/035016.
315. Benjamin, J. G. Coupled water and heat transport in ridged soils / J. G. Benjamin, M. R. Ghaffarzaden, R. M. Cruse // *Soil Sci. Soc. Am. J.* – 1990. – Vol. 54. – P. 963–969.

316. Bertoldi, G. Topographical and ecohydrological controls on land surface temperature in an alpine catchment / G. Bertoldi, C. Notarnicola., G. Leitinger, S. Endrizzi, M. Zebisch, S. Della Chiesa, U. Tappeiner // *Ecohydrology*. – 2010. – N 3. – P. 189–204.
317. Biasi, C. Microbial Respiration in Arctic Upland and Peat Soils as a Source of Atmospheric Carbon Dioxide / C. Biasi, S. Jokinen, M. E. Marushchak, K. Hamalanen, T. Trubnikova, M. Oinonen, P. Martikainen // *Ecosystems*. – 2014. – Vol. 17, Iss. 1. – P. 112–126. – DOI: 10.1007/s10021-013-9710-z.
318. Billings, W. D. Vegetational change and ice-wedge polygons through the thaw-lake cycle in arctic Alaska / W. D. Billings, K. M. Peterson // *Arctic, Antarctic and Alpine Research*. – 1980. – Vol. 12. – P. 413–432. – DOI: 10.2307/1550492.
319. Biskaborn, B. K. Permafrost is warming at a global scale / B. K. Biskaborn, S.L. Smith, J. Noetzli, H. Matthes, G. Vieira, D.A. Streletskiy, P. Schoeneich, V.E. Romanovsky, A.G. Lewkowicz, A. Abramov, M. Allard, J. Boike, W.L. Cable, H. H. Christiansen, R. Delaloye, B. Diekmann, D. Drozdov, B. Etzelmüller, G. Grosse, M. Guglielmin, T. Ingeman-Nielsen, K. Isaksen, M. Ishikawa, M. Johansson, H. Johannsson, A. Joo, D. Kaverin, A. Kholodov, P. Konstantinov, T. Kröger, C. Lambiel, J.-P. Lanckman, D. Luo, G. Malkova, I. Meiklejohn, N. Moskalenko, M. Oliva, M. Phillips, M. Ramos, A. B. K. Sannel, D. Sergeev, C. Seybold, P. Skryabin, A. Vasiliev, Q. Wu, K. Yoshikawa, M. Zheleznyak, H. Lantuit // *Nature Communications*. – 2019. – Vol. 10, Iss. 1. – P 1–11. – URL: <https://doi.org/10.1038/s41467-018-08240-4>.
320. Bockheim, J. *Cryopedology* / J. Bockheim. – New York : Springer, 2015. – 177 p.
321. Bockheim, J. G. Characteristics and significance of the transition zone in drained thaw-lake basins of the Arctic Coastal Plain, Alaska / J. G. Bockheim, K. M. Hinkel // *Arctic*. – 2005. – Vol. 58, N 4. – P. 406–417.
322. Boettinger, J. L. *Digital Soil Mapping: Bridging Research, Environmental Application, and Operation* / J. L. Boettinger, D. W. Howell, A. C. Moore, A. E. Hartemink, S. Kienast-Brown. – New York : Springer, 2010. – 203 p.
323. Bokhorst, S. Variable temperature effects of Open Top Chambers at polar and alpine sites explained by irradiance and snow depth / S. Bokhorst, A. Huiskes, R. Aerts // *Global Change Biology*. – 2013. – N 19. – P. 64–74. – DOI: 10.1111/gcb.12028.
324. Brown, J. The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) program: research designs and initial results / J. Brown, K. M. Hinkel, E. F. Nelson // *Polar Geography*. – 2000. – Vol. 24, N 3. – P. 165–258.
325. Brown, R. J. E. *Permafrost in Canada* / National Research Council of Canada, Publication 9769, and Geological Survey of Canada, Map 1246A (scale 1:7603 200) / R. J. E. Brown. – Ottawa, Canada, 1967. – 1 map sheet.

326. Burn, C. R. Development of thermokarst lakes during the Holocene at sites near Mayo, Yukon Territory / C. R. Burn, M. W. Smith // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 1990. – N 1 – P. 161–175. – DOI: 10.1002/pP.3430010207.
327. Burn, C. R. The Thermal Regime of Cryosols / C. R. Burn // *Cryosols (Permafrost-Affected Soils)* // ed. J. Kimble. – Berlin-Heidelberg-New York : Springer-Verlag, 2004. – P. 391–414.
328. Callaghan, T. The changing face of Arctic snow cover: A synthesis of observed and projected changes / T. Callaghan, M. Johansson, R. Brown, P. Groisman, N. Labba, V. Radionov, R. Barry, O. Bulygina, R. Essery, D. Frolov, V. Golubev, T. Grenfell, M. Petrushina, V. Razuvaev, D. Robinson, P. Romanov, D. Shindell, A. Shmakin, S. Sokratov, S. Warren, D. Yang // *Ambio*. – Vol. 40, N S1. – P. 17–31.
329. Cao, B. Spatial variability of active layer thickness detected by ground-penetrating radar in the Qilian Mountains, Western China / B. Cao, S. Gruber, T. Zhang, L. Li, X. Peng, K. Wang, L. Zheng, W. Shao, H. Guo // *J. Geophys. Res. Earth Surf.* – 2017. – N 122. – P. 574–591. – DOI: 10.1002/2016JF004018.
330. Carlsson, B. A. Positive plant interactions in tundra vegetation and the importance of shelter / B. A. Carlsson, T. V. Callaghan // *Journal of Ecology*. – 1991. – N 79. – P. 973–983.
331. Carlyle, C. N. Tracking soil temperature and moisture in a multi-factor climate experiment in temperate grassland: do climate manipulation methods produce their intended effects / C. N. Carlyle, L. H. Fraser, R. Turkington // *Ecosystems*. – 2011. – N 14. – P. 489–502. – URL: <https://doi.org/10.1007/s10021-011-9425-y>.
332. Chapin, F. Direct and indirect effects of temperature on Arctic plants / F. Chapin // *Polar Biology*. – 1983 – N 2. – P. 47–52.
333. Chapin, F. S. Arctic and boreal ecosystems of western North America as components of the climate system / F. S. Chapin, A. D. McGuire, J. Randerson, R. Pielke, D. Baldocchi, S. E. Hobbie, N. Roulet, W. Eugster, E. Kasischke, E. B. Rastetter, S. A. Zimov, S. W. Running // *Global Change Biology*. – 2000. – Vol. 6. – P. 211–223.
334. Chen, F. Surface deformation detected by ALOS PALSAR small baseline SAR interferometry over permafrost environment of Beiluhe section, Tibet Plateau, China / F. Chen, H. Lin, W. Zhou, T. Hong, G. Wang // *Remote Sensing of Environment*. – 2013. – Vol. 138. – P. 10–18.
335. Christensen, J. H. Climate Phenomena and their Relevance for Future Regional Climate Change / J. H. Christensen, K. Krishna Kumar, E. Aldrian, S.-I. An, I. F. A. Cavalcanti, M. de Castro, T. Zhou // *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge / T. F.

Stocker et al. (Eds.). – UK and New York : Cambridge University Press; 2013. – P. 1217–1308. – URL: <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.028>.

336. Christensen, J. H. Regional climate projections / J. H. Christensen, B. Hewitson, A. Busuioc, A. Cwen, X. Gao, I. Held, R. Jones, R. K. Kolli, W. T. Kwon, R. Laprise, V. Magaña Rueda, L. Mearns, C. G. Menéndez, J. Räisänen, A. Rinke, A. Sarr, and P. Whetton. // *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller (eds.). – Cambridge and New York : Cambridge University Press. – 2007. – P. 847–940.

337. *Climate Change 2021 : The Physical Science Basis : Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S. L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. B. R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, B. Zhou (eds.). – Cambridge University Press, 2021. – 3949 p.

338. Conant, R. T. Experimental warming shows that decomposition temperature sensitivity increases with soil carbon recalcitrance / R. T. Conant, J. M. Steinweg, M. L. Haddix, E. A. Paul, A. F. Plante, J. Six // *Ecology*. – 2008. – Vol. 89. – P. 2384–2391

339. Davidson, E. A. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change / E. A. Davidson, I. A. Janssens // *Nature*. – 2006. – N. 440. – P. 165–173.

340. Ding, W. Soil respiration under maize crops: effects of water, temperature, and nitrogen fertilization / W. Ding, Y. Cai, Z. Cai, K. Yagi, X. Zheng // *Soil Sci. Soc. Am. J.* – 2007. – Vol. 71. – P. 944–951.

341. Dobson, A. J. *An Introduction to Generalized Linear Models*. Chapman, Hall/CRC Texts in Statistical Science 2 ed. / A. J. Dobson. – Boca Raton, USA : CRC press, 2002. – 125 p.

342. Edwards, M. The evolution of a thermokarst-lake landscape: Late Quaternary permafrost degradation and stabilization in interior Alaska / M. Edwards, G. Grosse, B. M. Jones, P. McDowell // *Sedimentary Geology*. – 2016. – Vol. 340. – P. 3–14. – DOI: 10.1016/j.sedgeo.2016.01.018

343. Epstein, H. E. Dynamics of aboveground phytomass of the circumpolar Arctic tundra during the past three decades / H. E. Epstein, M. K. Raynolds, D. A. Walker, U. S. Bhatt, C. J. Tucker, and J. E. Pinzon // *Environmental Research Letters*. – 2012. – Vol. 7, N 1. – P. 015506. – URL: <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1088/1748-9326/7/1/015506>.

344. *ERDAS Field Guide 2005*. – Georgia : Leica Geosystems Geospatial Imaging, 2006. – 653 p.

345. Farquharson, L. Facies analysis of yedoma thermokarst lakes on the northern Seward Peninsula, Alaska / L. Farquharson, K. W. Anthony, N. Bigelow, M. Edwards, G. Grosse // *Sedimentary Geology*. – 2016. – Vol. 340. – P. 25–37. – DOI: 10.1016/j.sedgeo.2016.01.002
346. Fedorov, A. N. Recent air temperature changes in the permafrost landscapes of northeastern Eurasia / A. N. Fedorov, R. N. Ivanova, H. Park, T. Hiyama, Y. Iijima // *Polar Science*. – 2014. – Vol. 8, Iss. 2. – P. 114–128. – DOI://DX.DOI.ORG/10.1016/J.POLAR.2014.02.001.
347. Fick, S. E. WorldClim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas / S. E. Fick, R. J. Hijmans // *Int. J. Climatol.* – 2017. – Vol. 37. – P. 4302–4315. – DOI:10.1002/joc.5086
348. Fisher, J. P. The influence of vegetation and soil characteristics on active-layer thickness of permafrost soils in boreal forest / J. P. Fisher, C. Estop-Aragonés, A. Thierry, D. J. Charman, S. A. Wolfe, I. P. Hartley, J. B. Murton, M. Williams, G. K. Phoenix // *Glob Chang Biol.* – 2016. – Vol. 22, Iss. 9. – P. 3127–3140. – DOI: 10.1111/gcb.13248.
349. Fortier, R. Impacts of permafrost degradation on a road embankment at Umiujaq in Nunavik (Quebec), Canada / R. Fortier, A.-M. LeBlanc, W. Yu // *Canadian Geotechnical Journal*. – 2011 – N 48(5). – P. 720–740. – DOI:10.1139/t10-101.
350. French, H. *The Periglacial Environment* / H. French. – Chichester : John Wiley and Sons, 2007. – 458 p.
351. Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms / Prepared by: S. A. Harris, H. M. French, J. A. Heginbottom, G. H. Johnston, B. Ladanyi, D. C. Sego, R. O. van Everdingen. – Ottawa, Canada : Associate Committee on Geotechnical Research, National Research Council of Canada, 1988. – 156 p.
352. Goryachkin, S. Problems of Permafrost-Affected Soils Classification and Their Places in Different Taxonomic Systems / S. Goryachkin, N. Badmaev, R. Desyatkin // *Abstracts of International Conference «Solving the puzzles from Cryosphere»* (April 15–18, Pushchino, Russia), 2019. – P. 178–179.
353. Graham, E. A. Fine-scale patterns of soil and plant surface temperatures in an alpine fellfield habitat, White Mountains, California / E. A. Graham, P. W. Rundel, W. Kaiser, L. Yeung, M. Stealey, E. M. Eric // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. – 2012. – Vol. 44, Iss. 3. – P. 288–295.
354. Grosse, G. Thermokarst lakes, drainage, and drained basins / G. Grosse, B. M. Jones, C. D. Arp // *Treatise on Geomorphology 8* / J. Shroder (ed). – Elsevier : San Diego, 2013. – P. 325–353. – DOI: 10.1016/B978-0-12-37473 9-6.00216-5.
355. Gruber, S. Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation / S. Gruber // *The Cryosphere*. – 2012. – Vol. 6. – P. 221–233.

356. Gusmeroli, A. Active Layer Stratigraphy and Organic Layer Thickness at a Thermokarst Site in Arctic Alaska Identified Using Ground Penetrating Radar / A. Gusmeroli, L. Liu, K. Schaefer, T. Zhang, T. Schaefer, G. Grosse // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. – 2015. – N 47(2). – P. 195–202. – DOI: 10.1657/AAAR00C-13-301.
357. Gustafsson, D. The surface energy balance of a snow cover: comparing measurements to two different simulation models / D. Gustafsson, M. Stahli, P. E. Jansson // *Theoretical and Applied Climatology*. – 2001. – Vol. 70. – P. 81–96. – DOI: 10.1007/s007040170007
358. Hartemink, A. E. Soil Map Density and a Nation's Wealth and Income / A. E. Hartemink // *Digital Soil Mapping with Limited Data*. – New York : Springer, 2008. – P. 53–68.
359. Hayes, D. J. The impacts of recent permafrost thaw on land–atmosphere greenhouse gas exchange / D. J. Hayes, D. W. Kicklighter, A. D. McGuire, M. Chen, Q. Zhuang, F. Yuan, J. M. Melillo, S. D. Wullschleger // *Environmental Research Letters*. – 2014. – Vol. 9, Iss. 4. – P. 045005.
360. Heginbottom, J. A. The mapping of permafrost / J. A. Heginbottom // *Canadian Geographer*. – 1984. – Vol. XXVIII. – P.78–83.
361. Henry, G. Tundra plants and climate change: the International Tundra Experiment (ITEX) / G. Henry, U. Molau // *Global Change Biology*. – 1997. – N 3. – P. 1–9.
362. Hijmans, R. J. Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas / R. J. Hijmans, S. E. Cameron, J. L. Parra, P. G. Jones // *International Journal of Climatology*. – 2005. – Vol. 25. – P. 1965–1978.
363. Hinkel, K. M. Morphometric and spatial analysis of thaw lakes and drained thaw lake basins in the western Arctic Coastal Plain, Alaska / K. M. Hinkel, R. C. Frohn, F. E. Nelson, W. R. Eisner, R. A. Beck // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2005. – N 16. – P. 327–341.
364. Hinkel, K. M. Spatial extent, age, and carbon stocks in drained thaw lake basins on the Barrow Peninsula, Alaska / K. M. Hinkel, W. R. Eisner, J. G. Bockheim, F. E. Nelson, K. M. Peterson, X. Y. Dai // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. – 2003. – N 35. – P. 291–300.
365. Hinzman, L. D. A distributed thermal model for calculating soil temperature profiles and depth of thaw in permafrost regions / L. D. Hinzman, D. J. Goering, D. L. Kane // *Journal of Geophysical Research*. – 1998. – Vol. 103, N D22. – P. 28975–28991.
366. Hinzman, L. D. Hydrologic and thermal properties of the active layer in the Alaskan Arctic / L. D. Hinzman, D. L. Kane, R. E. Gieck, K. R. Everett // *Cold Regions Science and Technology*. – 1991. – Vol. 19, N. 2. – P. 95–110.
367. Hjort, J. Degrading permafrost puts Arctic infrastructure at risk by midcentury / J. Hjort, O. Karjalainen, J. Aalto, S. Westermann, V. E. Romanovsky, F. E. Nelson, B. Etzelmüller, M. Luoto // *Nat. Commun.* – 2018. – Vol. 9. – P. 5147. – DOI: <https://doi.org/10.1038/s41467-018-07557-4>.

368. Hollister, R. D. Soil thaw and temperature response to air warming varies by plant community: results from an open-top chamber experiment in northern Alaska / R. D. Hollister, P. J. Webber, F. E. Nelson et al. // *Arctic Antarctic and Alpine Research* – 2006. – Vol. 38. – P. 206–215.
369. Horton, R. Observed and predicted two-dimensional soil temperature distributions under a row crop / R. Horton, O. Aguirre-Luna, P. J. Wierenga // *Soil Sci. Soc. Am. J.* – 1984. – Vol. 48. – P. 1147–1152.
370. Hugelius, G. High-resolution mapping of ecosystem carbon storage and potential effects of permafrost thaw in periglacial terrain, European Russian Arctic / G. Hugelius, T. Virtanen, D. Kaverin, A. Pastukhov, F. Rivkin, S. Marchenko, V. Romanovsky, P. Kuhry // *Journal of Geophysical Research-Biogeosciences*. – 2011. – Vol. 116, Iss. G3. – G03024. – P. 1–14. – DOI: 10.1029/2010JG001606.
371. Huntington, H. P. The influence of human activity in the Arctic on climate and climate impacts / H. P. Huntington, M. Boyle, G. E. Flowers, J. W. Weatherly, L. C. Hamilton, L. Hinzman, C. Gerlach, R. Zulueta, C. Nicolson, J. Overpeck // *Clim. Change*. – 2007. – Vol. 82. – P. 77–92. – DOI: 10.1007/s10584-006-9162-y
372. IPCC, 2021: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J. B. R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.). – Cambridge University Press. In Press.
373. Ishikawa, M. Thermal regimes at the snow-ground interface and their implications for permafrost investigation / M. Ishikawa // *Geomorphology*. – 2003. – Vol. 52, Iss. 1–2. – P. 105–120. – URL: [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00251-9](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00251-9).
374. IUSS Working Group WRB. World reference base for soil resources 2006. 2nd edition. World Soil Resources Reports No. 103. – Rome : FAO, 2006. – 145 p.
375. Johansson, M. What determines the current presence or absence of permafrost in the Tornetrask region, a subarctic landscape in northern Sweden? / M. Johansson, T. R. Christensen, H. J. Akerman, T. V. Callaghan // *Ambio*. – 2006. – Vol. 35(4). – P. 190–197.
376. Johnson, P. L. The alpine vegetation of the Beartooth Plateau in relation to cryopedogenic processes and patterns / P. L. Johnson, W. D. Billings // *Ecological Monographs*. – 1962. – Vol. 32. – P. 105–135.
377. Jones, B. M. Modern thermokarst lake dynamics in the continuous permafrost zone, northern Seward Peninsula, Alaska / B. M. Jones, G. Grosse, C. D. Arp, M. C. Jones, K. M. Walter Anthony, V. E. Romanovsky // *J. Geophys. Res.* – 2011. – Vol. 116. – P. G00M03. – DOI: 10.1029/2011JG001666.

378. Jones, M. C. Peat accumulation in drained thermokarst lake basins in continuous, ice-rich permafrost, northern Seward Peninsula, Alaska / M. C. Jones, G. Grosse, B. M. Jones, K. W. Anthony // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. – 2012. – Vol. 117. – DOI: 10.1029/2011jg001766.
379. Jorgenson, M. T. Evolution of lakes and basins in northern Alaska and discussion of the thaw lake cycle / M. T. Jorgenson, Y. Shur // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. – 2007. – Vol. 112. – P. F02S17. – DOI: 10.1029/2006JF000531.
380. Kaverin, D. A. Long-term changes in the ground thermal regime of an artificially drained thaw-lake basin in the Russian European north / D. A. Kaverin, E. B. Melnichuk, N. I. Shiklomanov, N. B. Kakunov, A. V. Pastukhov, A. N. Shiklomanov // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2017. – Vol. 29. – P. 49–59. – DOI: 10.1002/ppp.1963.
381. Keys to Soil Taxonomy. 12th Edition. – Washington DC : USDA-Natural Resources Conservation Service, 2014 – 372 p.
382. Klene, A. The N-Factor in Natural Landscapes: Variability of Air and Soil-Surface Temperatures, Kuparuk River Basin, Alaska, U.S.A. / A. Klene, F. Nelson, N. Shiklomanov, K. Hinkel // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. – 2001. – N 33(2). – P. 140–148. – DOI: 10.2307/1552214
383. Knoblauch, C. Methane production as key to the greenhouse gas budget of thawing permafrost / C. Knoblauch, C. Beer, S. Liebner, M. N. Grigoriev, E.-M. Pfeiffer // *Nature Climate Change*. – 2018. – Vol. 8. – P. 309–312. – DOI: <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0095-z>
384. Koenigk, T. Arctic climate change in 21st century CMIP5 simulations with EC-Earth / T. Koenigk, L. Brodeau, R. Graversen et al. // *Climate Dynamics*. – 2012. – Vol. 40(11–12). – P. 2719–2743. – DOI: 10.1007/s00382-012-1505-y.
385. Kokelj, S. V. Near-surface Ground Ice in Sediments of the Mackenzie Delta, Northwest Territories, Canada / S. V. Kokelj, C. R. Burn // *Permafrost & Periglacial Processes*. – 2005. – Vol. 16. – P. 291–303.
386. Kuhry, P. Characterisation of the Permafrost Carbon Pool / P. Kuhry, G. Grosse, J. Harden, G. Hugelius, C. D. Koven, C. L. Ping, L. Schirrmeister, C. Tarnocai // *Permafrost & Periglacial Processes*. – 2013. – Vol. 24. – P. 146–155
387. Lagacherie, P. Digital Soil Mapping: A State of the Art / P. Lagacherie // *Digital Soil Mapping with Limited Data*. – Netherlands : Springer, 2008. – P. 3–14.
388. Lagacherie, P. Spatial soil information systems and spatial soil inference systems: perspectives for digital soil mapping / P. Lagacherie, A. B. McBratney // *Digital Soil Mapping: An Introductory Perspective*. Developments in Soil Science. – Amsterdam : Elsevier, 2006. – P. 3–24.
389. Larsen, J. N. Arctic human development report: regional processes and global linkages / J. N. Larsen, G. Fondahl. – Copenhagen : Nordic Council of Ministers, 2015. – 500 p.

390. Larsen, P. H. Estimating future costs for Alaska public infrastructure at risk from climate change / P. H. Larsen, S. Goldsmith, O. Smith, M. L. Wilson, K. Strzepek, P. Chinowsky, B. Saylor // *Global Environ. Change.* – 2008. – Vol. 18. – P. 442–457. – DOI: 10.1016/j.gloenvcha.2008.03.005.
391. Lawrence, D. M. A projection of severe near-surface permafrost degradation during the 21st century / D. M. Lawrence, A.G. Slater // *Geophys. Res. Lett.* – 2005. – Vol. 32. – P. L24401. – DOI: 10.1029/2005GL025080.
392. Lawrence, D. M. Sensitivity of a model projection of near-surface permafrost degradation to soil column depth and representation of soil organic matter / D. M. Lawrence, A. G. Slater, V. E. Romanovsky, D. J. Nicolsky // *Journal of Geophysical Research.* – 2008. – Vol. 113. – P. F02011.
393. Lawrence, D. M. The contribution of snow condition trends to future ground climate / D. M. Lawrence, A. G. Slater // *Climate dynamics.* – 2010. – Vol. 34 (7–8). – P. 969–981. – URL: <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0537-4>.
394. Ling, F. Sensitivity of ground thermal regime and surface energy fluxes to tundra snow density in northern Alaska / F. Ling, T. Zhang // *Cold Regions Science and Technology.* – 2006. – Vol. 44. – P. 121–130. – DOI: 10.1016/j.coldregions.2005.09.002.
395. Liu, L. InSAR measurements of surface deformation over permafrost on the North Slope of Alaska / L. Liu, T. Tingjun Zhang, J. Wahr // *Journal of geophysical research.* – 2010. – Vol. 115. – P. 1–14.
396. Lunardini, V. Theory of n-factors and correlation of data / V. Lunardini // *Proceedings. 3rd International Conference on Permafrost, Edmonton, Alberta, July 10-13.* – Ottawa : Ontario, National Research Council of Canada, 1978. – Vol. 1. – P. 40–46.
397. Mackay, J. R. Lake stability in an ice-rich permafrost environment: examples from the Western Arctic Coast / J. R. Mackay // *Arctic Ecosystems in semi-arid regions: Implications for Resource management National Hydrology Research Institute Symposium Series 7* / R. D. Robarts, M. L. Bothwell (eds). – Saskatoon : Environment Canada, 1992. – P. 1–25.
398. Mackay, J. R. The first 20 years (1978-1979 to 1998-1999) of active-layer development, Illisarvik experimental drained lake site, western Arctic coast, Canada / J. R. Mackay, C. R. Burn. // *Canadian Journal of Earth Sciences.* – 2002. – N 11. – P. 1657–1674. – DOI: 10.1139/e02-068.
399. MacMillan, R. A. Automated predictive ecological mapping in a Forest Region of B.C., Canada, 2001-2005 / R. A. MacMillan, D. E. Moon, R. A. Coupe // *Geoderma.* – 2008. – Vol. 140, Iss. 4. – P. 353–373.

400. Marchenko, S. S. Permafrost Dynamics Modeling in European Russian North using a High Spatial Resolution RCM / S. S. Marchenko, V. E. Romanovsky, A. Rinke, P. Kuhry // Fall Meeting 2009 : abstracts of American Geophysical Union, 2009. – N GC31A-0683.
401. Marion, G. Open-top designs for manipulating field temperature in high-latitude ecosystems / G. Marion, G. Henry, D. Freckman, J. Johnstone, G. Jones, M. H. Jones, E. Lévesque, U. Molau, P. Molgaard, A. N. Parsons, J. Svoboda, R. A. Virginia // *Global Change Biology*. – 1997. – N 3. – P. 20–32.
402. Marushchak, M. E. Hot spots for nitrous oxide emissions found in different types of permafrost peatlands / M. E. Marushchak, A. Pitkamaki, H. Koponen, C. Biasi, M. Seppälä and P. J. Martikainen // *Global Change Biology*. – 2011. – Vol. 17. – P. 2601–2614. – DOI: 10.1111/j.1365-2486.2011.02442.x.
403. Mazhitova, G. Active-layer spatial and temporal variability at European Russian Circumpolar-Active-Layer-Monitoring (CALM) sites / G. Mazhitova, G. Malkova (Ananjeva), O. Chestnykh, D. Zamolodchikov // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2004. – N 15. – P. 123–139.
404. Mazhitova, G. G. Trans-Ural Polar Tour. Guidebook / G. G. Mazhitova, E. M. Lapteva. – Syktyvkar : Publishing service Institute of Biology Komi SC RAS, Russia, 2004. – 53 p.
405. Mazhitova, G. Permafrost and infrastructure in the Usa basin (Northeast European Russia): Possible impacts of Global Warming / G. Mazhitova, N. Karstkarel, N. Oberman, V. E. Romanovsky, P. Kuhry // *Ambio*. – 2004. – Vol. 33, N 6. – P. 289–294.
406. McBratney, A. B. An Overview of Pedometric Techniques for Use in Soil Survey / A. B. McBratney, I. O. A. Odeh, T. F. A. Bishop et al. // *Geoderma*. – 2000. – Vol. 97. – P. 293–327.
407. Melnikov, E. S. Active-Layer monitoring in the cryolithozone of West Siberia / E. S. Melnikov, M. Leibman, N. G. Moskalenko, A. A. Vasiliev // *Polar Geography*. – 2004. – Vol. 28, Iss. 4. – P. 267–285. – DOI:10.1080/789610206.
408. M-Lepage, J. Thermal Performance of the Permafrost Protection Techniques at Beaver Creek Experimental Road Site, Yukon, Canada / J. M-Lepage, G. Doré, F. Fortier, P. Murchison // *Proceedings of Tenth International Conference on Permafrost (Salekhard, Yamal-Nenets autonomous district, Russia, June 25-29)*. – Salekhard : The Northern Publisher, 2012. – Vol. 1. – P. 261–266.
409. Moorman, B. J. Imaging periglacial conditions with ground-penetrating radar / B. J. Moorman, S. D. Robinson, M. M. Burgess // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2003. – N 14. – P. 319–329. – DOI: 10.1002/pP.463.
410. Myers-Smith, I. H. Shrub canopies influence soil temperatures but not nutrient dynamics: An experimental test of tundra snow-shrub interactions / I. H. Myers-Smith, D. S. Hik // *Ecology and Evolution*. – 2013. – N 3(11). – P. 3683–3700. – DOI: 10.1002/ece3.710.

411. Natali, S. M. Effects of experimental warming of air, soil and permafrost on carbon balance in Alaskan tundra / S. M. Natali, E. A. G. Schuur, C. Trucco et al. // *Global Change Biology*. – 2011. – N 17(3). – P. 1394–1407.
412. Nelson, F. E. A computational method for prediction and regionalization of permafrost / F. E. Nelson, S. I. Outcalt // *Arctic Alp. Res.* – 1987. – Vol. 19, N 3. – P. 279–288.
413. Nelson, F. E. Active layer thickness in north central Alaska: systematic sampling, scale, and spatial autocorrelation / F. E. Nelson, K. M. Hinkel, N. I. Shiklomanov, G. R. Mueller, L. L. Miller, D. K. Walker // *Journal of Geophysical Research*. – 1998. – Vol. 103, N D22. – P. 28963–28973.
414. Nelson, F. E. Climate Change and Hazard Zonation in the Circum-Arctic Permafrost Regions / F. E. Nelson, O. A. Anisimov, and N. I. Shiklomanov // *Natural Hazards*. – 2002. – Vol. 26, N. 3. – P. 203–225.
415. Nixon, F. M. Regional Active Layer Monitoring Across the Sporadic, Discontinuous and Continuous Permafrost Zones, Mackenzie Valley, Northwestern Canada / F. M. Nixon, A. E. Taylor // *Proceeding of 7th International Conference on Permafrost*. – Yellowknife, 1998. – N 55. – P. 815–820.
416. Nixon, F. M. Thaw-depth monitoring. The Physical Environment of the Mackenzie Valley, Northwest Territories: a Base Line for the Assessment of Environmental Change / F. M. Nixon // *Geological Survey of Canada Bulletin*. – 2000. – Bull. 547. – P. 119–126.
417. Nixon, M. Long-term active layer monitoring; Mackenzie Valley, Northwest Canada / M. Nixon, C. Tarnocai, L. Kutny // *Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost*. – Zürich : CRC Press, 2003. – P. 821–826.
418. Norby, R. J. Temperature- controlled open- top chambers for global change research / R. J. Norby, N. T. Edwards, J. S. Riggs, C. Abner, S. D. Wullschleger, C. Gunderson // *Global Change Biology*. – 1997. – Vol. 3. – P. 259–267.
419. Nyland, K. E. Land Cover Change in the Lower Yenisei River Using Dense Stacking of Landsat Imagery in Google Earth Engine / K. E. Nyland, G. I. Gunn, N. Shiklomanov, R. A. Engstrom, D. Streletskiy // *Remote Sens*. – 2018. – N 10. – P. 1226.
420. Nyland, K. Effect of vegetation on soil-surface temperatures in Northern Alaska / K. Nyland, N. Shiklomanov, D. Streletskiy, A. Klene, F. Nelson // *Proceedings of tenth international conference on permafrost, Russia, June 25-29, 2012*. – Salekhard : Northern publisher, 2012. – Vol. 1.
421. O'Neill, H. B. Physical and temporal factors controlling the development of near-surface ground ice at Illisarvik, western Arctic coast, Canada / H. B. O'Neill, C. R. Burn // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 2012. – Vol. 49. – P. 1096–1110.

422. Oberbauer, S. F. Tundra CO₂ fluxes in response to experimental warming across latitudinal and moisture gradients / S. F. Oberbauer, C. E. Tweedie, J. M. Welker, J. T. Fahnestock, G. H. R. Henry, P. J. Webber, R. D. Hollister, M. D. Walker, A. Kuchy, E. Elmore, G. Starr // *Ecological monographs*. – 2007. – Vol. 77. – P. 221–238. – DOI: 10.1890/06-0649.
423. Oberman, N. G. Contemporary permafrost degradation of the European north of Russia / N. G. Oberman // *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost Fairbanks*. – Fairbanks : University of Alaska Press, 2008. – Vol. 2. – P. 1305–1310.
424. Oksanen, P. O. Holocene development and permafrost history of the Usinsk mire, northeast European Russia / P. O. Oksanen, P. Kuhry, R. N. Alekseeva // *Géographie Physique et Quaternaire*. – 2003. – Vol. 57, N 2–3. – P. 169–187.
425. Oliver, S. A. Soil heat flux and temperature variation with vegetation, soil type and climate / S. A. Oliver, H. R. Oliver, J. S. Wallace, A. M. Roberts // *Agricultural and Forest Meteorology*. – 1987. – Vol. 39, N 2–3. – P. 257–269.
426. Osterkamp, T. E. Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska / T. E. Osterkamp, V. E. Romanovsky // *Permafrost Periglacial Processes*. – 1999. – Vol. 10. – P. 17–37. – DOI: 10.1002/(SICI)1099-1530(199901/03)10:1<17::AID-PPP303>3.0.CO;2-4.
427. Osterkamp, T. E. Physical and ecological changes associated with warming permafrost and thermokarst in interior Alaska / T. E. Osterkamp, M. T. Jorgenson, E. A. G. Schuur, Y. L. Shur, M. Z. Kanevskiy, J. G. Vogel, V. E. Tumskoy // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2009. – Vol. 20. – P. 235–256.
428. Outcalt, S. L. Computer simulation of the snowmelt and soil thermal regime at Barrow, Alaska / S. L. Outcalt, C. Goodwin, G. Weller, J. Brown // *Water Resources Research*. – 1975. – N 11(5). – P. 709–715.
429. Pepin, N. Elevation-dependent warming in mountain regions of the world / N. Pepin, R. S. Bradley, H. F. Diaz, M. Baraer, E. B. Caceres, N. Forsythe, H. Fowler, G. Greenwood, M. Z. Hashmi, X. D. Liu, J. R. Miller, L. Ning, A. Ohmura, E. Palazzi, I. Rangwala, W. Schöner, I. Severskiy, M. Shahgedanova, M. B. Wang, S. N. Williamson, D. Q. Yang // *Nature Climate Change*. – 2015. – Vol. 5, Iss. 5. – P. 424–430. – DOI: 10.1038/nclimate2563.
430. Pithan, F. Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models / F. Pithan, T. Mauritsen // *Nature Geosci.* – 2014. – Vol. 7. – P. 181–184. – URL: <https://doi.org/10.1038/ngeo2071>
431. Radke, J. K. Managing early season soil temperatures in the northern corn belt using configured soil surfaces and mulches / J. K. Radke // *Soil Sci. Soc. Am. J.* – 1982. – Vol. 46. – P. 1067–1071.

432. Raupach, M. R. The influence of topography on meteorological variables and surface-atmosphere interactions / M. R. Raupach, J. J. Finnigan, // *Journal of Hydrology*. – 1997. – Vol. 190. – P. 182–213.
433. Renaud, F. Soil temperature dynamics and heat transfer in a soil cropped to rice / F. Renaud, H. Scott, D. W. Brewer // *Soil Sci.* – 2001. – Vol. 166(12). – P. 910–920.
434. Rivkin, F. Ground thaw subsidence and spatial analysis of landscape transformation / F. Rivkin, Y. Vlasova, S. Marchenko, I. Parmuzin // *Abstracts of XI International Conference on Permafrost*. Potsdam : Alfred Wegener Institute, 2016. – P. 393–395. – DOI: 10.13140/RG.2.1.4709.5282
435. Romanovsky, V. E. Permafrost thermal state in the polar Northern Hemisphere during the international polar year 2007–2009: a synthesis / V. E. Romanovsky, S. L. Smith, H. H. Christiansen // *Permafr. Periglac. Process.* – 2010. – Vol. 21. – P. 106–116.
436. Romanovsky, V. E. Soil climate and frost heave along the Permafrost / *Ecological North American Arctic Transect* / V. E. Romanovsky, S. S. Marchenko, R. P. Daanen et al. // *Proceedings of the ninth international conference on permafrost*. – Fairbanks : University of Alaska Press, 2008. – P. 1519–1524.
437. Romanovsky, V. E. Thermal state of permafrost in Russia / V. E. Romanovsky, D. S. Drozdov, N. G. Oberman, G. V. Malkova, A. L. Kholodov, S. S. Marchenko, N. G. Moskalenko, D. O. Sergeev, N. G. Ukraintseva, A. A. Abramov, D. A. Gilichinsky, A. A. Vasiliev // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2010. – Vol. 21. – P. 136–155.
438. Romanovsky, V. Permafrost temperature records: Indicators of climate change / V. Romanovsky, M. Burgess, S. Smith et al. // *Eos Trans. AGU*. – 2002. – N 83(50). – P. 589–594. – DOI: 10.1029/2002EO000402.
439. Routh, J. Multi-proxy study of soil organic matter dynamics in permafrost peat deposits reveal vulnerability to climate change in the European Russian Arctic / J. Routh, H. Gustaf, P. Kuhry, T. Filley, P. K. Tillman, M. Becher, P. M. Crill // *Chemical Geology*. – 2014. – Vol. 368. – P. 104–117.
440. Roy-Léveillé, P. Internal topography of drained lake basins / P. Roy-Léveillé, C. R. Burn // *Earth Surface Processes and Landforms*. – 2016. – Vol. 41. – P. 1504–1520. – DOI: 10.1002/esp.3918.
441. Rudy, A. C. Seasonal and multi-year surface displacements measured by DInSAR in a High Arctic permafrost environment / A. C. Rudy, S. F. Lamoureux, P. Treitz et al. // *Int. J. Appl. Earth obs. Geoinformation*. – 2018. – Vol. 64. – P. 51–61.

442. Salmon, V. G. Nitrogen availability increases in a tundra ecosystem during five years of experimental permafrost thaw / V. G. Salmon, P. Soucy, M. Mauritz, G. Celis, S. Natali, M. Mack, E. Schuur // *Global change biology*. – 2016. – Vol. 22(5). – P. 1927–1941. – DOI: 10.1111/gcb.13204.
443. Sanchez, P. A. Digital Soil Map of the World / P. A. Sanchez, S. Ahamed, F. Carré et al. // *Science*. – 2009. – Vol. 325. – P. 680–681.
444. Sannel, A. B. K. Permafrost Warming in a Subarctic Peatland Which Meteorological Controls are Most Important? / A. B. K. Sannel, G. Hugelius, P. Jansson, P. Kuhry // *Permafrost and Periglac. Process.* – 2016. – Vol. 27. – P. 177–188. – DOI: 10.1002/ppP.1862.
445. Santesson, R. The lichens and lichenicolous fungi of Sweden and Norway / R. Santesson. – Lund : SBT-förlaget, 1993. – 240 p.
446. Sauer, T. J. Corn residue age and placement effects on evaporation and soil thermal regime / T. J. Sauer, J. L. Hatfield, J. H. Prueger // *Soil Sci. Soc. Am. J.* – 1996. – Vol. 60. – P. 1558–1564.
447. Sazonova, T. S. A model for regional-scale estimation of temporal and spatial variability of active-layer thickness and mean annual ground temperatures / T. S. Sazonova, V. E. Romanovsky // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2003. – Vol. 14, N 2. – P. 125–140.
448. Schaefer, K. The impact of the permafrost carbon feedback on global climate / K. Schaefer, H. Lantuit, V. E. Romanovsky, E. A. Schuur, R. Witt // *Environ. Res. Lett.* – 2014. – Vol. 9, N 8. – P. 1–9.
449. Schuur, E. A. G. Climate change and the permafrost carbon feedback / E. A. G. Schuur, A. D. McGuire, C. Schaedel et al. // *Nature*. – 2015. – Vol. 520. – P. 171–179.
450. Schuur, E. A. G. Vulnerability of Permafrost Carbon to Climate Change: Implications for the Global Carbon Cycle / E. A. G. Schuur, J. Bockheim, J. G. Canadell, E. Euskirchen, C. B. Field, S. V. Goryachkin, S. Hagemann, P. Kuhry, P. M. Lafleur, H. Lee, G. Mazhitova, F. E. Nelson, A. Rinke, V. E. Romanovsky, N. Shiklomanov, C. Tarnocai, S. Venevsky, J. G. Vogel, S. A. Zimov // *BioScience*. – 2008. – Vol. 58(8). – P. 701–714. – DOI: 10.1641/B580807.
451. Shaver, G. Global warming and terrestrial ecosystems: a conceptual framework for analysis / G. Shaver, J. Canadell, F. Chapin, J. Gurevitch, J. Harte, G. Henry, P. Ineson, S. Jonasson, J. Melillo, L. Pitelka, L. Rustad // *Bioscience*. – 2000. – N 50. – P. 871–882.
452. Shiklomanov, N. I. Comparison of model-produced active layer fields: Results for northern Alaska / N. I. Shiklomanov, O. A. Anisimov, T. Zhang, S. Marchenko, F. E. Nelson, C. Oelke // *J. Geophys. Res.* – 2007. – Vol. 112. – P. F02S10.
453. Shiklomanov, N. I. The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) Program: Data collection, management, and dissemination strategies. / N. I. Shiklomanov, F. E. Nelson, D. A.

Streletskiy, K. M. Hinkel, J. Brown // *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*. – Fairbanks : University of Alaska Press, 2008. – Vol. 2. – 1647–1652.

454. Shur, Y. L. Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems / Y. L. Shur, M. T. Jorgenson // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2007. – Vol. 18. – P. 7–19. – DOI: 10.1002/pP.582.

455. Shur, Y. The transient layer: implications for geocryology and climate-change science / Y. Shur, K. M. Hinkel, F. E. Nelson // *Permafrost Periglac. Processes*. – 2005. – N 16. – P. 5–17. – DOI: 10.1002/pP.518.

456. Siewert, M. B. High-resolution digital mapping of soil organic carbon in permafrost terrain using machine learning: a case study in a sub-Arctic peatland environment / M. B. Siewert // *Biogeosciences*. – 2018. – N 15. – P. 1663–1682. – URL: <https://doi.org/10.5194/bg-15-1663-2018>.

457. Slater, D. M. Diagnosing Present and Future Permafrost from Climate Models / D. M. Slater, D. M. Lawrence // *Journal of Climate*. – 2013. – Vol. 26. – P. 5608–5623. – DOI: doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00341.1

458. Smith, S. L. Recent trends from Canadian permafrost thermal monitoring network sites / S. L. Smith, M. M. Burgess, D. Riseborough, F. M. Nixon // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2005. – N 16. – P. 19–30. – DOI: 10.1002/pP.511.

459. Stendel, M. Size matters – very high resolution permafrost simulations on the 4 km scale in northeast European Russia / M. Stendel, J. H. Christensen, S. Marchenko et al. // *Geophysical Research Abstracts*. – 2011. – N 13. – P. EGU2011-6493.

460. Strack, J. L. Sensitivity of modelgenerated daytime surface heat fluxes over snow to land-cover changes / J. L. Strack, R. A. Pielke, J. O. Adegoke // *Journal of Hydrometeorology*. – 2003. – N 4(1). – P. 24–42.

461. Streletskiy, D. A. Thaw subsidence in undisturbed tundra landscapes, Barrow, Alaska, 1962–2015 / D. A. Streletskiy, N. I. Shiklomanov, J. D. Little, F. E. Nelson, J. Brown, K. E. Nyland, A. E. Klene // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2017. – Vol. 28(3). – P. 566–572. – DOI: 10.1002/ppp.1918

462. Streletskiy, D. A. Thirteen Years of Observations at Alaskan CALM Sites: Long-term Active Layer and Ground Surface Temperature Trends / D. A. Streletskiy, N. I. Shiklomanov, F. E. Nelson, A. E. Klene // *Ninth International Conference on Permafrost*. – Fairbanks : Institute of Northern Engineering, 2008. – P. 1727–1732.

463. Streletskiy, D. Permafrost degradation Snow and Ice-Related Hazards, Risks and Disasters / D. Streletskiy, O. Anisimov, A. Vasiliev // *Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters* / J. F. Srhoder Jr. (ed.). – New York : Academic, 2014. – P. 303–344.

464. Taras, B. Snow-ground interface temperatures in the Kuparuk River basin, Arctic Alaska: measurements and model / B. Taras, M. Sturm, G. E. Liston // *Journal of Hydrometeorology*. – 2002. – N 3. – P. 377–394.
465. Tarnocai, C. Circumpolar-Active-Layer-Monitoring (CALM) sites in the Mackenzie Valley, northwestern Canada / C. Tarnocai, F. M. Nixon, L. Kutny // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2004. – Vol. 15, N 2. – P. 141–153.
466. The Canadian System of Soil Classification. – Ottawa : Agriculture and Agri-Food Canada, 1998. – 187 p.
467. Throop, J. Climate and ground temperature relations at sites across the continuous and discontinuous permafrost zones, northern Canada / J. Throop, A. G. Lewkowicz, S. L. Smith // *Fundamental and applied research on permafrost in Canada* // *Canadian Journal of Earth Sciences*. – 2012. – Vol. 49. – P. 1–12. – DOI: 10.1139/e11-075.
468. Vasiliev, A. A. Permafrost degradation in the Western Russian Arctic / A. A. Vasiliev, D. S. Drozdov, A. G. Gravis, G. V. Malkova, K. E. Nyland, D. A. Streletskiy // *Environmental Research Letters*. – 2020. – Vol. 15. – P. 045001. – DOI: 10.1088/1748-9326/ab6f12/
469. Viereck, L. A. Effect of wildfire and fireline construction on the annual depth of thaw in a black spruce permafrost forest in interior Alaska: a 36-year record of recovery / L. A. Viereck, N. R. Werdin-Pfisterer, P. A. Adams, K. Yoshikawa // *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*. – Fairbanks : Institute of Northern Engineering, 2008. – P. 1845–1850.
470. Voigt, C. Increased nitrous oxide emissions from Arctic peatlands after permafrost thaw / C. Voigt, M. E. Marushchak, R. E. Lamprecht et al. // *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. – Washington, DC : National Academy of Sciences, 2017. – Vol. 114, N 24. – P. 6238–6243. – DOI: 10.1073/pnas.1702902114.
471. Wahren, C. H. A. Vegetation responses in Alaskan arctic tundra after 8 years of a summer warming and a winter snow manipulation experiment / C. H. A. Wahren, M. D. Walker, M. S. Bret-Harte // *Global Change Biology*. – 2005. – N 11. – P. 537–552. – DOI: 10.1111/j.1365-2486.2005.00927.x
472. Weber, H. E. International code of phytosociological nomenclature. 3rd ed. / H. E. Weber, J. Moravec, J.-P. Theurillat // *J. Veg. Sci*. – 2000. – Vol. 11. – P. 739–768.
473. Wissler, D. Soil temperature response to 21st century global warming: the role of and some implications for peat carbon in thawing permafrost soils in North America / D. Wissler, S. Marchenko, J. Talbot et al. // *Earth System Dynamics*. – 2011. – Vol. 2. – P. 121–138. – URL: <https://doi.org/10.5194/esd-2-121-2011>. 2011.
474. Wollschläger, U. Multi-channel ground-penetrating radar to explore spatial variations in thaw depth and moisture content in the active layer of a permafrost site / U. Wollschläger, H.

Gerhards, Q. Yu, K. Roth // The Cryosphere. – 2010. – N 4. – P. 269–283. – DOI: 10.5194/tc-4-269-2010. – URL: <http://www.the-cryosphere.net/4/269/2010>.

475. Wood, J. Overview of software packages used in geomorphometry / J. Wood // *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications. Developments in Soil Science*, Vol. 33. Chapter 10 / T. Hengl, H. I. Reuter (eds.). – Amsterdam : Elsevier, 2009. – P. 257–267.

476. World reference base for soil resources / E. Michuli. P. Schad, O. Spärgaren (eds.). – Rome : FAO, 2006. – 145 p.

477. Wu, T. Mapping vertical profile of discontinuous permafrost with ground penetrating radar at Nalaikh depression, Mongolia / T. Wu, Q. Wang, M. Watanabe, J. Chen, D. Battogtoch // *Environmental Geology*. – 2009. – N 56. – P. 1577–1583. – DOI: 10.1007/s00254-008-1255-7.

478. Yli-Halla, M. Soil temperature regimes in Finland / M. Yli-Halla, D. L. Mokma // *Agriculture and Food Science in Finland*. – 1998. – Vol. 7. – P. 507–512.

479. Yoshikawa, K. Shrinking Thermokarst Ponds and Groundwater Dynamics in Discontinuous Permafrost near Council, Alaska / K. Yoshikawa, L. D. Hinzman // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2003. – Vol. 14. – P. 151–160. – URL: <http://dx.doi.org/10.1002/ppp.451>

480. Zamolodchikov, D. G. Active-Layer Monitoring in Northeast Russia: Spatial, Seasonal, and Interannual Variability / D. G. Zamolodchikov, A. N. Kotov, D. V. Karelin, V. Yu. Razzhivin // *Polar Geography*. – 2004. – Vol. 28, Iss. 4. – P. 286–307. – DOI: 10.1080/789610207.

481. Zhang, T. J. Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: An overview / T. J. Zhang // *Reviews of Geophysics*. – 2005. – Vol. 43, N 4. – URL: <https://doi.org/10.1029/2004RG000157>

482. Zheng, D. Evaluation of Noah Frozen Soil Parameterization for Application to a Tibetan Meadow Ecosystem / D. Zheng, R. Van Der Velde, B. Su et al. // *Journal of hydrometeorology*. – 2017. – N 18(6). – P. 1749–1763. – DOI: 10.1175/JHM-D-16-0199.1

Приложения

Приложение 1. Физико-географическая характеристика объектов исследований

Индекс почвенного профиля	Широта, с.ш.	Долгота, в.д.	Растительный покров	Максимальная высота растительности, м	Глубина кровли ММП, м	Высота снежного покрова, м	Рельеф	Почва	Строение профиля почв: горизонты(глубина, см)	Мощность торфяного (органогенного) горизонта, м	Почвообразующие породы
1. Типичная тундра со сплошным распространением ММП											
1Г _{тп}	69°01' 01"	62°08' 37"	Осоково- моховая	0,2	0,9	-	Вершина дренированного увала	Торфяно-глеезем перегнойный мерзлотный	T(0-9)-Bg(9- 20)-BG(20-75)- CG ^L (75-100+)	0,09	Покровные суглинки
1Г _п	69°01' 03"	62°08' 03"	Мохово- разнотравная	0,2	0,9	-	Средняя часть склона дренированного увала	Глеезем перегнойный мерзлотный	O(0-4)-TH(4- 16)-Bg(16-40)- BG(40-67)- CG ^L (67-100+)	0,16	
1Г _ж	69°00' 43"	62°07' 15"	Ивняково- моховая	>1	>2	-	Низкий уровень озерной террасы	Глеезем криогенно- ожелезненный	O(0-8)-Bgf(8- 20)-Bg(20-50)- CG(50-100+)	0,08	
1Г _{пг}	69°00' 59"	62°07' 17"	Осоково- моховое болото	0,4	1	-	Низкая озерная терраса	Глеезем потечно- гумусовый	O(0-5)-Bgh(5- 20)-BG(20-50)- CG(50-100+)	0,05	
1Г _{тм}	69°01' 20"	62°10' 05"	Морошково- сфагновое болото	0,2	0,8	-	Межуалистое понижение	Торфяно-глеезем мерзлотный	T(0-24)-Bg(24- 30)-Bg(30-88)- CG ^L (88-100+)	0,24	
1Г _т	69°01' 10"	E62 08'51"	Ивняково- мохово- осоковая	0,6	2	-	Низкие озерные террасы, нижние части и подошвы склонов увалов	Торфяно-глеезем	T(0-23)-Bg(23- 30)-BG(30-78)- CG(78-100+)	0,23	

1Гг	69°02'15"	62°10'39"	Тундровая луговина	0,5	>2	-	Средняя часть склона приречного увала	Серогумусовая глеевая	O(0-3)-AY(3-13)-B@(13-30)-Bg(30-50+)	0,03	
2. Типичная тундра с преимущественно сплошным распространением ММП											
2Ac	67°48'57"	58°53'49"	Кустарничково-мохово-лишайниковая	0,08	1,1	-	Умеренно дренированная поверхность плоской озерной террасы	Аллювиальная слоистая	O(0-2)-Bh(2-10)-I(10-30)-II(30-65)-T'(65-70)-Cg'(70-110)	0,02	Слоистые аллювиальные пески
2Ac'	67°48'57"	58°53'49"	Нарушенная кустарничково-мохово-лишайниковая	0,07	>1,3	-		Аллювиальная слоистая антропогенно-нарушенная	PAT(0-4)-I(4-20)-II(20-40)-T'(40-50)-Cg'(50-70)	0,04	
2Ag	67°49'00"	58°54'00"	Кустарничково-моховая	0,4	1,3	0,8	Слабодренированная поверхность плоской пониженной полосы стока	Аллювиальная глееватая	O(0-8)-Bh(8-15)-G(15-50)-T'(50-60)-Cg'(60-100)	0,08	
2Ag'	67°49'00"	58°53'59"	Нарушенная кустарничково-моховая	0,16	>1,5	0,6		Аллювиальная глееватая антропогенно-нарушенная	PAT(0-5)-I(5-23)-T'(23-25)-II(25-50)	0,05	
2Тм	67°49'16"	58°54'27"	Кустарничково-мохово-лишайниковая	0,1	0,45	-	Ровная поверхность плоскобугристого болота	Торфяная олиготрофная мерзлотная	O(0-3)-T ₁ (3-20)-T ₂ (20-30)-T ₃ (30-45)-T ₄ (45-100)	1	Торф
2Тм'	67°49'16"	58°54'28"	Растительность в колеях отсутствует	0	0,45	-		Торфяная олиготрофная мерзлотная антропогенно-нарушенная	T ₁ (0-20)-T ₂ (20-30)-T ₃ (30-45)-T ₄ (45-100)	1	
2Гк	64°49'42"	58°54'37"	Кустарничково-мохово-лишайниковая	0,2	>1,5	-	Дренированная поверхность вершины водораздельного увала	Глеезем криометаморфический	O(0-5)-Bg(5-20)-CRMg(20-35)-CRM@(35-50)-Dg(50-80)	0,05	Покровные суглинки

2Гк'	64°49'42"	58°54'38"	Растительность на колеях отсутствует	0	>1,5	-		Глеезем криометаморфический антропогенно-нарушенный	PAT(0-2)-B(2-12)-Bg(12-35)-CRM@(35-50)	0,02	
2Гт	67°50'42"	58°54'49"	Кустарниково-моховая	1,3	>1,5	1,1	Слабодренированная поверхность вершины водораздельного увала	Торфяно-глеезем криометаморфический	T(0-20)-Bg(20-30)-CRMg(30-50)-Cg(50-80)	0,2	
2Гт'	67°50'42"	58°54'49"	Нарушенная кустарничково-моховая	0,09	>1,5	0,6		Торфяно-глеезем криометаморфический антропогенно-нарушенный	PAT(0-15)-Gox(15-25)-CRMg(25-50)	0,15	
3. Южная тундра с преимущественно сплошным распространением ММП											
3Ас	67°20'46"	62°20'13"	Кустарничково-мохово-лишайниковая	0,2	1,1	0,2	Бугор на озерной террасе	Аллювиальная слоистая	O(0-6)-I(6-12)-II(12-17)-III(17-20)-IV(20-32)-V(32-50)-CG(50-110)	0,06	Суглинки истопесчаные озерно-аллювиальные отложения
3Гт	67°19'13"	62°24'06"	Кустарничково-мохово-лишайниковая	0,25	1	0,3	Бугор на озерной террасе	Торфяно-глеезем криогенно-ожезненный мерзлотный	T(0-20)-Bg(20-37)-Bf(37-53)-BG(53-70)-Cg(70-100)	0,2	Моренные суглинки
3То	67°20'45"	62°20'12"	Мохово-кустарниковая	0,1	0,55	0,4	Плоскобугристое болото: мочажина	Торфяная олиготрофная мерзлотная	O(0-12)-T(12-19)-TO(19-30)-Th(30-44)-T⊥(55-60)-DG⊥(60-100+)	0,6	Торф

3Тм	67°20'49»	62°22'37"	Мелкоерни ковая кустарнич ково-мохово- лишайниковая	0,25	0,45	0,5	Ровная поверхность плоскобугристого болота	Торфяная олиготрофная мерзлотная	ТО(0-20)- ТН(20-50)- DH [⊥] (50-100)	0,5	
3Тс	67°19'18"	62°23'23"	Кустарнич ково-мохово- лишайниковая	0,2	0,45	0,1	Торфяной бугор	Торфяная олиготрофная мерзлотная	O(0-2)-ТО(2- 13)-ТН(26-40)- T [⊥] (40-100)	1	
3Тп	67°20'27"	62°21'01"	Кустарнич ково-мохово- лишайниковая	0,25	0,5	0,3	Плоский торфяной бугор в осушенной котловине озера	Торфяная олиготрофная (переходная) мерзлотная	Th(0-20)- Th ₂ (20-53)- Dg [⊥] (53-80)- DG [⊥] (80-95)	0,95	
4. Южная тундра с прерывистым распространением ММП											
4Гт	67°35'25"	64°09'57"	Мелкоерни ковая травяно- кустарничкова я моховая	0,3	1	0,44	Умеренно дренированная поверхность на склоне приречного увала	Торфяно-глеезем криотурбирован ный мерзлотный	O(0-7)-T(7-14)- Bg(14-26)- BG(26-38)- Bcrm(38-65)- Bg(65-87)- Cg [⊥] (87-120)	0,12	Покровные суглинки
4Гк	67°31'44"	64°08'11"	Ивняково- ерниковая кустарничков о-моховая	1,25	3	0,84	Плоская вершина дренированного водораздельного увала	Глеезем криометаморфич еский	O(0-7)- Bh/O(7- 14)-G(14-36)- CRM(36-97)- BCg(97-150)	0,03	
4Гп'	67°35'34"	64°09'27"	Разнотравно- красноовсяни цевый луг	0,3	1,5	0,39	Умеренно дренированная поверхность на склоне приречного увала	Агроглеезем криометаморфич еский потечно- гумусовый	AY(0-5)-Bh(5- 8)-G(8-28)- CRM(28-75)- Ccrm(75-100)- Cg(100-120)	0,05	
4Гк'	67°31'54"	64°07'59"	Разнотравно- мятливый луг	0,41	2	0,72	Слабонаклонная поверхность дренированного водораздельного увала	Агроглеезем криометаморфич еский	AY(0-3)- ABg(3-10)- G(10-22)- CRM(22-60+)	0,03	

5. Лесотундра с прерывистым распространением ММП											
5К	66°53' 40"	62°49' 30"	Кустарничково-мохово-лишайниковая	0,3	1,5	0,3	Вершина дренированного увала	Органо-криометаморфическая мерзлотная	O(0-5)-CRM ₁ (5-12)-CRM ₂ (12-27)-CRM ₃ (27-45)-ICRMg(45-70)	0,05	Покровные суглинки
5Кг	67°03' 17"	62°58' 52"	Ерниковая кустарничково-моховая	0,6	3,5	1,2	Межуалистое понижение	Органо-криометаморфическая	TO(0-11)-BH/Bg(11-35)-CRM(35-60)-BCg(60-80)	0,1	
5Гк	67°02' 54"	63°03' 40"	Мелкоерниковая кустарничково-моховая	0,5	-	0,5	Вершина дренированного увала	Глеезем криометаморфический	O(0-5)-Gox-Bf(5-12)-G(12-20)-CRMg ₁ (20-36)-CRMg ₂ (36-53)-G(53-80)	0,05	
5Тм	67°03' 54"	62°55' 40"	Кустарничково-мохово-лишайниковая	0,15	0,52	0,15	Бугристое болото: бугор	Торфяная олиготрофная мерзлотная	O(0-7)-TO(7-40)-T ₂ (40-52)-T _⊥ (52-100+)	4,6	Торф
5Тп	67°03' 19"	62°57' 06"	Мелкоерниково-кустарничковая моховая	0,25	0,4	0,45	Ровная поверхность плоскобугристого болота	Торфяная олиготрофная (переходная) мерзлотная	TO(0-21)-T(21-41)-T _⊥ (41-100+)	3	Торф
5Сг	67°02' 55"	63°03' 41"	Разреженный елово-березовый зеленомошный лес	3,5	-	1,4	Вершина дренированного увала	Светлозем иллювиально-железистый глееватый	O(0-4)-Eg(4-8)-BF(8-14)-CRMg(14-33)-CRM(33-58)-CRMC(58-85+)	0,04	Покровные суглинки
5Си	66°53' 40"	62°49' 30"	Разреженный елово-березовый лес	4	-	1,4	Вершина дренированного увала	Светлозем иллювиально-железистый	O(0-5)-Elg(5-7)-BF(7-15)-CRM(15-70)-CRMCg(70-110)	1,05	Покровные суглинки

6. Лесотундра с массивно-островными ММП											
6Тм	67°01'11"	56°54'47"	Мелкоерниковая кустарничково-травяно-моховая	0,1	0,55	0,2	Бугристое болото: бугор	Торфяная олиготрофная мерзлотная	O(0-5)-T ₁ (5-20)-T ₂ (20-30)-T ₃ (30-42)-T ₄ (42-100)	3,5	Торф
6Эг'	67°01'10"	56°54'44"	Ивняк травянистый	0,8	8	1,5	Придорожное понижение	Эмбриозем слоистый глеевый	O(0-1)-AY(1-5)-Ig(5-25)-IIg(25-50)-IIIG(50-100)	3,5	Насыпные песчаные грунты
6Нп'	67°09'00"	56°47'00»	Разреженная травянистая	0,2	3	0,2	Дорожная насыпь	Насыпные песчаные грунты	I(0-10)-II(10-100)	0	
7. Крайнесеверная тайга с редкоостровным распространением ММП											
7Си	65°54'13"	60°26'24"	Березово-еловый лес	10	-	0,8	Слабонаклонная поверхность дренированного водораздельного увала	Светлозем иллювиально-железистый	O(0-6)-Eg(6-10)-BHF(10-20)-CRMf(20-35)-CRM(35-55)-CRMt(55-75)-Dg(75-160)	0,06	Покровные суглинки
7Тм	66°05'05"	59°58'32"	Мелкоерниковая кустарничково-мохово-лишайниковая	0,25	0,65	0,21	Бугристое болото: бугор	Торфяная олиготрофная мерзлотная	O(0-5)-T ₁ (5-15)-T ₂ (15-25)-T ₃ (25-45)-T ₄ (45-65)-T ₄ [⊥] (65-100+)	3,2	Торф
7То	66°05'05"	59°58'32"	Пушицево-сфагновая	0,1	9	1,17	Бугристое болото: мочажина	Торфяная олиготрофная	O(0-5)-T ₁ (5-10)-T ₂ (10-20)-T ₃ (20-40)	3,2	Торф
7Тм ²	65°54'04"	60°26'27"	Мелкоерниковая кустарничково-мохово-лишайниковая	0,5	0,5	0,46	Бугристое болото: бугор	Торфяная олиготрофная мерзлотная	O(0-3)-T ₁ (3-20)-T ₂ (20-40)-T ₃ (40-50)-T ₄ [⊥] (50-100)	3,1	
7То ²	65°54'04"	60°26'25"	Пушицево-сфагновая	0,1	-	1,09	Бугристое болото: мочажина	Торфяная олиготрофная	O(0-6)-T ₁ (6-23)-T ₂ (23-33)-	3,1	

									T ₃ (33-48)- T ₄ (48-55)		
7Тм ³	65°25' 44"	60°49' 15"	Кустарнич ково-мохово- лишайниковая	0,1	0,55	0,15	Бугристое болото: бугор	Торфяная олиготрофная мерзлотная	O(0-10)-T ₁ (10- 25)-T ₂ (25-50)- T ₄ (50-100+)	3	
7То ³	65°25' 44"	60°49' 15"	Ерниковая травянисто- моховая	0,1	-	1	Бугристое болото: мочажина	Торфяная олиготрофная переходная	O(0-5)-T ₁ (5- 21)-T ₂ (21-35)- T ₃ (35-50)	3	
8. Северная тайга со сплошным распространением сезоннопромерзающих почв											
8Ст	63°51' 31"	52°09' 32"	Еловый лес	14	-	0,7	Вершина дренированного увала	Светлозем иллювиально- железистый текстурно- дифференцирова нный	O(0-8)-E(8-13)- BF(13-23)- CRM(23-48)- BT(48-100)- BC(100-140)	0,08	Покровные суглинки
8Сг	62°42' 30"	56°08' 00"	Березово- пихтово- еловый лес	14	-	0,7	Вершина дренированного увала	Светлозем иллювиально- железистый поверхностно- глееватый	O(0-5)-Ef(5- 16)-Ef(16-30)- CRM(30-105)- CRMt(105-150)	0,05	

Приложение 2. Характеристика почв исследованной территории

Характеристика почв районов исследований дается на основе собственных почвенных исследований, а также по опубликованным и фондовым материалам, характеризующим близлежащие территории (глава 2). В приложении 2 приведено подробное описание морфологического строения почв и почвообразующих пород.

Почвы типичной тундры со сплошным распространением ММП (район 1)

Участок 1Гтп. Координаты 69°01'01,6" с.ш., 62°08'36,8" в.д. Вершина дренированного увала, осоково-моховая тундра, куртинки кустарничков, пятна пучения диаметром до 30 см (Рисунок 1.1). Глубина сезонного протаивания 35-40 см (31.07.2010).



Рисунок 1.1 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль глеезема перегнойного (справа). Фото Д.А. Каверина

О 0-7 см – Соломенно-бурый слаборазложившийся торф, переплетен корнями, переход четкий по степени разложенности.

Th 7-9 см – Черно-бурый хорошо разложившийся торф, слоистое сложение, густо переплетен корнями, сырой, подстиляется глеевым горизонтом.

Bg 9-20 см – Сизый тиксотропный пылеватый суглинок, сырой.

Bg 20-35 см – Сизо-бурый пылеватый суглинок.

BG 36-46 см – Серо-сизый с бурыми пятнами пылеватый суглинок, мелкая галька, Fe-Mn конкреции.

Bg 46-61 см – Буро-сизый пылеватый суглинок, мерзлый, массивная криотекстура.

Bg 61-75 см – Серо-сизый пылеватый суглинок с бурыми прослойками, редко галька, пластичный, мерзлый, массивная криотекстура.

CG₁ 75-89 см – Графитно-сизый пылеватый суглинок с охристыми полосками, галечная прослойка на глубине 80-82 см, мерзлый, микрошлировая среднеслоистая криотекстура.

CG₂¹ 89-102 см – Серо-сизый пылеватый суглинок, мерзлый, микрошлировая среднеслоистая криотекстура.

Почва: Глеезем перегнойный мерзлотный (Рисунок 1.1).

Участок 1гп. Координаты 69°01'03" с.ш., 62°08'03,7" в.д. Средняя часть склона дренированного увала, мохово-разнотравная тундра, редкие куртинки карликовой ивы высотой до 30 см (Рисунок 1.2). Глубина сезонного протаивания 50 см (31.07.2010).



Рисунок 1.2 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль торфяно-глеезема перегнойно-торфяного (справа). Фото Д.А. Каверина

Т 0-4 см – соломенно-бурый слабо разложившийся моховой торф, рыхлый, влажный, переход четкий по степени разложенности и цвету.

Th 4-16 см – хорошо разложившийся черный торф, рыхлослоистое сложение, сырой, густо переплетен корнями, переход четкий по цвету и составу.

Bg@ 16-57 см – Серо-сизый с ржавыми пятнами и черно-бурыми криотурбационными полосами пылеватый суглинок, творожистая структура, много мелких корней, вязкий, влажный.

Bg 57-82 см – Серо-сизый пылеватый суглинок, камни, творожистая структура, мерзлый, массивная криотекстура.

BG 82-97 см – Буро-серо-сизый пылеватый суглинок, мерзлый, микрошлировая среднеслоистая криотекстура.

CG¹ 97-116 см – Серо-сизый пылеватый суглинок, мерзлый, микрошлировая среднеслоистая криотекстура.

Почва: Торфяно-глеезем перегнойно-торфяный (Рисунок 1.2).

Участок 1Гтм. Координаты 69°01'20,6" с.ш., 62°10'04,8" в.д. Маломощный торфяник в межувалистом понижении с преобладанием осоковых болот. Сфагново-морощечная растительность (Рисунок 1.3). Глубина сезонного протаивания 30 см (31.07.2010).



Рисунок 1.3 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль торфяно-глеезема мерзлотного (справа). Фото Д.А. Каверина.

Т 0-6 см – Соломенно-бурый сфагновый торф, сырой, переход четкий по степени разложения.

Т 6-24 см – Темно-бурый среднеразложившийся сфагновый торф, различимы фрагменты растит остатков, сырой, резкий переход к минеральным горизонтам.

Вg 24-70 см – Серо-сизый с коричнево-ржавыми пятнами пылеватый суглинок, плитчатая структура, тиксотропный, сырой. С глубины 30 см мерзлый, массивная криотекстура.

CG $\perp$ 74-99 см – Серо-сизый пылеватый суглинок, мерзлый, микрошлировая среднеслоистая криотекстура.

Почва: Торфяно-глеезем мерзлотный (Рисунок 1.3).

Участок 1Гпг. Координаты 69°00'59,9" с.ш., 62°07'16,9" в.д. Низкий уровень озерной террасы, осоковая растительность (Рисунок 1.4). Глубина сезонного протаивания 50 см (31.07.2010).



Рисунок 1.4 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль глеезема потечно-гумусового (справа). Фото Д.А. Каверина

О 0-5 см – Серо-коричневый слаборазложившийся осоковый торф, слоистое сложение, сырой, густо переплетен мелкими корнями.

Bgh 5-20 см – Черно-сизый пылеватый суглинок, сырой.

BG 20-50 см – Сизый пылеватый суглинок, сырой.

CG 50-75 см – Сизая супесь, переходящая в легкий суглинок, остаточная сезонная мерзлота, микрошлировая среднеслоистая криотекстура.

Почва: Глеезем потечно-гумусовый (Рисунок 1.4).

Участок 1Гт. Координаты 69°01'10,7" с.ш., 62°08'51" в.д. Межувалистая ровная поверхность, ивняково-мохово-осоковая тундра, высота кустарников до 80 см (Рисунок 1.5).



Рисунок 1.5 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль торфяно-глеезема мерзлотного (справа). Фото Д.А. Каверина

T 0-3 см – Коричневая оторфованная подстилка, рыхлая, сырая, густо переплетена корнями, переход постепенный по степени разложенности.

T₁ 3-12 см – Черно-бурый среднеразложившийся торф, густо переплетен корнями, переход четкий по цвету.

T₂ 12-23 см – Соломенно-бурый среднеразложившийся торф, густо переплетен корнями, переход резкий по цвету, составу, сложению.

BG 23-30 см – Сизый, тиксотропный пылеватый суглинок.

BG 30-90 см – Сизый пылеватый суглинок, мерзлый, микрошлировая среднеслоистая криотекстура.

CG 90-99 см – Темно-сизый пылеватый средний суглинок, плитчатая структура, пластичный, талый, включения выветрелой гальки диаметром до 4,5 см.

Сезонномерзлые горизонты выявлены до глубины 90 см (30.07.2010), талый слой в пределах глубин 90-130 см, на глубине 130 см залегает кровля ММП.

Почва: Торфяно-глеезем мерзлотный (Рисунок 1.5).

Участок 1Гж. Координаты 69°00'43,6" с.ш., 62°07'14,8" в.д. Низкий уровень озерной террасы, ивняково-моховая тундра, высота кустарников до 30 см (Рисунок 1.6). Глубина сезонного протаивания 50 см (31.07.2010).



Рисунок 1.6 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль глеезема криогенно-ожелезненного (справа). Фото Д.А. Каверина

O 0-8 см – Темно-бурая слаборазложившаяся оторфованная подстилка, сырая, рыхлая, густо переплетена корнями.

BGf 8-20 см – Сизый с крупными ржавыми пятнами пылеватый суглинок, сырой, густо переплетен корнями, элементы творожистой структуры.

Bg 20-50 см – Сизый пылеватый суглинок, вязкий, творожистая структура, много мелких корней.

CG 50-100 см – Сизый песок, мерзлый, массивная криотекстура.

Почва: Глеезем криогенно-ожелезненный (Рисунок 1.6).

Участок 1Гг. Координаты 69°02'14,7" с.ш., 62°10'38,6" в.д. Средняя часть склона приречного увала р. Васьяха, кочковатый микрорельеф. Тундровая луговина, разнотравно-моховой напочвенный покров: черемица, лютик, злаковые, хвощи, зеленые мхи (Рисунок 1.7).



Рисунок 1.7 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль серогумусовой глеевой почвы (справа). Фото Д.А. Каверина

О 0-3 см – Темно-бурая слаборазложившаяся оторфованная подстилка, переход четкий по цвету и сложению.

АУ 3-13 см – Коричнево-бурый пылеватый суглинок, мелкие камни, рыхлоплитчато-комковатая структура, мелкие корни, слабо уплотнен, переход четкий по цвету.

Bg@ 13-30 см – Охристо-бурая с черными криотурбационными полосками пылеватая супесь, мелкие камни, редко корни, слабо выраженная творожистая структура, переход резкий по цвету.

Bg 30-50 см – Серо-сизый пылеватый суглинок, мокрый, икряная структура, вязкий, тиксотропный.

Почва: Серогумусовая глеевая (Рисунок 1.7).

Почвы типичной тундры с преимущественно сплошным распространением ММП (район 2)

Участок 2Ас. Координаты 67°48'57" с.ш., 58°53'49" в.д. Плоская водораздельная озерная терраса, лишайниково-кустарничковая растительность: ерник, шикша, морошка, брусника, травы, лишайники, политриховые мхи (Рисунок 2.1). Глубина сезонного протаивания 110 см.



Рисунок 2.1 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль аллювиальной слоистой почвы (справа). Фото Д.А. Каверина

- О 0-2 см – Темно-коричневая торфянистая кустарничково-лишайниковая подстилка.
 - Bh 2-10 см – Коричнево-бурый бесструктурный песок, много корней.
 - I 10-30 см – Палево-охристый бесструктурный песок, в верхней части две темно-серые сплошные горизонтальные прослойки мощностью 1,5 см.
 - II 30-65 см – Светло-сизый бесструктурный песок.
 - T' 65-70 см – Желто-коричневый слаборазложившийся сфагновый торф.
 - Cg' 70-110 см – Темно-сизый бесструктурный песок.
- Почва: Аллювиальная слоистая (Рисунок 2.1).

Участок 2Ас'. Координаты 67°48'57" с.ш., 58°53'49" в.д. Колея зимней дороги на плоской поверхности водораздельной озерной террасы, осоково-пушицево-моховая растительность с примесью разнотравья, ерник (Рисунок 2.2).



Рисунок 2.2 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль аллювиальной слоистой антропогенно-нарушенной почвы (справа). Фото Д.А. Каверина

РАТ 0-4 см – Темно-коричневая уплотненная торфянистая подстилка.

I 4-20 см – Сизовато-бурый бесструктурный песок, в верхней части редкие корни.

II 20-40 см – Сизовато-бурый бесструктурный песок.

T' 40-50 см – Желто-коричневый слаборазложившийся сфагновый торф.

Cg' 50-70 см – Темно-сизый бесструктурный песок.

Почва: Аллювиальная слоистая антропогенно-нарушенная (Рисунок 2.2).

Участок 2Аг. Координаты 67°49'00" с.ш., 58°54'00" в.д. Плоская пониженная полоса стока, ивняково-ерниковая травянисто-моховая растительность, напочвенный покров: брусника, мхи, осоки (Рисунок 2.3). Глубина сезонного протаивания 120-130 см.



Рисунок 2.3 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль аллювиальной глееватой слоистой почвы (справа). Фото Д.А. Каверина

O 0-8 см – Темно-коричневая торфянистая подстилка.

Bh 8-15 см – Коричнево-бурый бесструктурный песок, много корней.

G 15-50 см – Сизовато-бурый бесструктурный песок, редкие крупные корни кустарников.

T' 50-60 см – Темно-коричневый хорошо разложившийся мохово-кустарничковый торф.
Почва: Аллювиальная глееватая слоистая (Рисунок 2.3).

Участок 2Аг'. Координаты 67°49'00" с.ш., 58°54'00" в.д. Колея зимней дороги в плоской пониженной полосе стока, ивняково-осоковая растительность, много смятых и поврежденных кустов ивы, в напочвенном покрове травы, зеленые мхи, пушица (Рисунок 2.4). Кровля ММП до глубины 150 см не обнаружена.



Рисунок 2.4 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль аллювиальной глееватой слоистой антропогенно-нарушенной почвы (справа). Фото Д.А. Каверина

РАТ 0-5 см – Темно-коричневая торфянистая подстилка, очень плотная, пронизана корнями кустарников.

I 5-23 см – Сизовато-бурый бесструктурный песок, редкие мелкие корни кустарников.

T' 23-25 см – Темно-коричневый слаборазложившийся мохово-кустарничковый торф.

II 25-50 см – Светло-сизый бесструктурный песок, слабоуплотненный.

Почва: Аллювиальная глееватая слоистая антропогенно-нарушенная (Рисунок 2.4).

Участок 2Тм. Координаты 67°49'16" с.ш., 58°54'27" в.д. Плоскобугристое болото, кустарничково-лишайниковая растительность: голубика, брусника, багульник, морошка, шикша, лишайники, редко травы и политриховые мхи (Рисунок 2.5). Глубина сезонного протаивания 45 см.



Рисунок 2.5 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль торфяной олиготрофной мерзлотной почвы (справа). Фото Д.А. Каверина

О 0-3 см – Темно-коричневая торфянистая кустарничково-лишайниковая подстилка.

Th 3-20 см – Темно-коричневый хорошо разложившийся мохово-кустарниковый торф, комковатая структура, мажет, редкие корни.

T₂ 20-30 см – Буро-коричневый среднеразложившийся моховой торф.

T₃ 30-45 см – Темно-коричневый средне, в нижней части хорошо разложившийся мохово-кустарниковый торф, уплотнен, редкие корни.

T₄ 45-65 см – Коричнево-бурый слабо-среднеразложившийся кустарниковый торф, линзовидная криотекстура, ледяные включения до 2 мм, фрагменты стеблей кустарничков.

T₅ 65-78 см – Светло-коричневый среднеразложившийся кустарничково-моховой торф, тонкошлировая среднеслоистая криотекстура.

T₆ 78-100 см – Желтовато-бурый сильнольдистый среднеразложившийся кустарничково-моховой торф, тонкошлировая среднеслоистая криотекстура.

Почва: Торфяная олиготрофная мерзлотная (Рисунок 2.5).

Участок 2Тм'. Координаты 67°49'16" с.ш., 58°54'28" в.д. Колея зимней дороги на поверхности плоскобугристого болота, поверхности колеи представлена оголенным торфом, разбитым сетью морозобойных трещин, растительность отсутствует (Рисунок 2.6). Глубина сезонного протаивания 45 см.



Рисунок 2.6 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль торфяной олиготрофной мерзлотной антропогенно-нарушенной почвы (справа). Фото Д.А. Каверина

Th 0-20 см – Темно-коричневый моховой хорошо разложившийся торф, плотный, перемешанный с материалом оторфованной подстилки.

T₂ 20-30 см – Темно-коричневый среднеразложившийся слоистый торф, слоистый, фрагменты стеблей кустарничков, уплотнен, сырой.

T₃ 30-45 см – Темно-коричневый слабо-среднеразложившийся слоистый торф, фрагменты стеблей и коры кустарничков, сырой.

T₄ 45-100 см – Коричнево-бурый мохово-кустарничковый торф, мерзлый, массивная криотекстура.

T₅ 56-84 см – Светло-коричневый бурый сильно льдистый торф, тонкошлифовая среднеслоистая криотекстура.

T₆ 84-100 см – Коричневый мохово-кустарничковый льдистый торф, тонкошлифовая среднеслоистая криотекстура.

Почва: Торфяная олиготрофная мерзлотная антропогенно-нарушенная (Рисунок 2.6).

Участок 2Гк. Координаты 64°49'42" с.ш., 58°54'37" в.д. Вершина водораздельного увала. Кустарничково-лишайниковая тундра. Отдельные кусты ив высотой 20-40 см, карликовая березка высотой 20-30 см, багульник, шикша, брусника, голубика, лишайник, политриховые мхи (Рисунок 2.7). Кровля ММП в пределах 1,5 метров не обнаружена.



Рисунок 2.7 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль глеезема криометаморфического (справа). Фото Д.А. Каверина

О 0-5 см – Коричнево-черная оторфованная подстилка.

Bg 5-20 см – Сизовато-бурый пылеватый суглинок, пластичный, редко корни, переход заметный по структуре.

CRMg 20-35 см – Сизовато-бурый пылеватый суглинок, икряная структура, переход постепенный по цвету.

CRM@ 35-50 см – Серо-бурый пылеватый суглинок, криотурбации, икряная структура, переход четкий по гранулометрическому составу.

Dg 50-80 см – Светло-бурый с сизоватым оттенком тонкозернистый песок, редкие тонкие корни.

Почва: Глеезем криометаморфический (Рисунок 2.7).

Участок 2Гк'. Координаты 64°49'42" с.ш., 58°54'38" в.д. Колея зимней дороги на вершине водораздельного увала. Растительность на колеях отсутствует, на оголенной поверхности суглинистой почвы много поврежденных корней ивы (Рисунок 2.8). Кровля ММП в пределах 1,5 метров не обнаруживается.



Рисунок 2.8 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль глеезема криометаморфического антропогенно-нарушенного (справа). Фото Д.А. Каверина

РАТ 0-2 см – Темно-бурый пылеватый суглинок.

В 2-12 см – Бурый пылеватый суглинок, вязкий, бесструктурный.

Bg 12-35 см – Сизовато-бурый пылеватый суглинок.

CRM@ 35-50 см – Серо-бурый пылеватый суглинок, переход резкий по гранулометрическому составу, икряная структура структура, признаки криотурбаций.

Почва глеезем криометаморфический антропогенно-нарушенный (Рисунок 2.8).

Участок 2Гт. Координаты $67^{\circ}50'42''$ с.ш., $58^{\circ}54'49''$. Вершина водораздельного увала. Ивняково-моховая тундра, высота ивнякового яруса 1,5-2 м. В растительном покрове хвощ, мхи, травы, кустарники карликовой березки высотой до 1 м (Рисунок 2.9). Кровля ММП в пределах 1,5 метров не обнаружена.



Рисунок 2.9 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль торфяно-глеезема криометаморфического (справа). Фото Д.А. Каверина

Т 0-10 см – Темно-коричневый торф, среднеразложившийся, сильно переплетён мелкими корнями.

Th 10-20 см – Темно-коричневый осоковый средне-хорошо разложенный торф, переплетён корнями.

BG 20-30 см – Сизовато-бурый пылеватый суглинок, рыхлоплитчатая структура, переход постепенный по структуре.

CRMg 30-50 см – Сизо-бурый пылеватый суглинок, крупитчатая структура, плотный, переход постепенный по структуре.

Gg 50-80 см – Сизовато-бурый пылеватый суглинок, слабовыраженная творожистая структура, средний – тяжелый суглинок

Почва торфяно-глеезем криометаморфический (Рисунок 2.9).

Участок 2Гт'. Координаты 67°50'42" с.ш., 58°54'49". Колея зимней дороги на вершине водораздельного увала. Сильно поврежденная ивняковая растительность, на поверхности колеи много смятых и отмерших ветвей и стволов ив (Рисунок 2.10). Колея зимней дороги частично заросла осоками и пушицей. Кровля ММП в пределах 1,5 метров не обнаружена.



Рисунок 2.10 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль торфяно-глеезема криометаморфического антропогенно-нарушенного (справа). Фото Д.А. Каверина.

РАТ₁ 0-10 см – Темно-коричневый торф, сильно переплетён мелкими корнями

РАТ₂ 10-15 см – Темно-коричневый среднеразложившийся осоковый торф, переплетён корнями.

Gox 15-25 см – Сизовато-серый с охристыми пятнами пылеватый суглинок, мокрый, пластичный.

CRMg 25-50 см – Сизовато-бурый, пылеватый суглинок, творожистая структура, уплотнен, влажный.

Почва торфяно-глеезем криометаморфический антропогенно-нарушенный (Рисунок 2.10).

Почвы южной тундры с преимущественно сплошным распространением ММП (район 3)

Участок 3Тм. Координаты 67°20'49" с.ш., 62°22'37" в.д. Плоскобугристое болото, ерничково-кустарничково-бугорковатая растительность: багульник, морошка, шикша, брусника, голубика, лишайники (Рисунок 3.1). Бугорки высотой 10-20 см, диаметром 40-50 см, занимают около 30 % поверхности торфяных бугров. В понижениях осоки, сфагнум, кустарники, клюква, морошка, голубика. Глубина сезонного протаивания 43 см.



Рисунок 3.1 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль торфяной олиготрофной мерзлотной почвы (справа). Фото Д.А. Каверина

О 0-4 – Мохово-лишайниковый очес.

ТО 4-17(20) см – Темно-коричневая оторфованная подстилка, рыхлая, много мелких корней, свежей влажности.

ТН 17-37 см – Темно-коричневый хорошо разложившийся торф, влажный, уплотнен, корней мало.

ТН 37-48 см – Буро-коричневый хорошо разложившийся торф, в нижней части более примесь минеральных зерен, слоистое сложение, мерзлый.

$T_2 \perp$ 48-52 см – Светло-бурый среднеразложившийся торф, слоистое сложение, мерзлый, тонкошлировая редкослоистая криотекстура.

$Dh \perp$ Буро-коричневый оторфованный мерзлый песок, слоистое сложение, косослоистая микрошлировая криотекстура.

$Dh_1 \perp$ (55-58) см – Буро-коричневый оторфованный мерзлый песок, массивная криотекстура.

Dh₂⊥ 58-64 см – Буро-коричневый оторфованный мерзлый песок, слоистое сложение, мелкошлифовая среднеслоистая криотекстура.

Dh₃⊥ 64-97 см – Серо-коричневый оторфованный мерзлый песок, тонкошлифовая см – массивная криотекстура, фрагменты древесной растительности (стеблей кустарничков).

Почва: торфяная олиготрофная мерзлотная (Рисунок 3.1).

Участок 3Ас. Координаты 67°20'46" с.ш., 62°20'13" в.д. Бугор пучения на озерной террасе, окруженный мочажинами (Рисунок 3.2). Кустарничково-мохово-лишайниковая растительность: ерник, ива, багульник, ягель, шикша. Глубина сезонного протаивания 110-120 см.



Рисунок 3.2 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль аллювиальной слоистой мерзлотной почвы (справа). Фото Д.А. Каверина

О 0-6 см – Оторфованная мохово-лишайниковая подстилка, переплетена корнями, влажная.

I 6-12 см – Серый песок, свежей влажности, слабо уплотнен.

II 12-17 см – Серый со светло-бурыми прослойками сильноопесчаненный легкий суглинок, уплотнен, влажный, переход четкий по гранулометрическому составу.

III 17-20 см – Светло-серый песок, уплотнен, влажный, переход четкий по гранулометрическому составу.

IV 20-32 см – Серо-бурый опесчаненный легкий суглинок, уплотнен, влажный, переход четкий по гранулометрическому составу.

V 32-50 см – Темно-бурый опесчаненный легкий суглинок, уплотнен, влажный, переход четкий по гранулометрическому составу.

CG 50-100 см – Сизый песок с прослойками суглинка, сырой, из стенки разреза сочится вода.

Почва: Аллювиальная слоистая мерзлотная (Рисунок 3.2).

Участок 3То. Координаты 67°20'45" с.ш., 62°20'12" в.д. Мочажина на озерной террасе. Осоково-сфагновая растительность, клюква (Рисунок 3.3). Глубина сезонного протаивания 44 см.



Рисунок 3.3 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль торфяной олиготрофной мерзлотной почвы мочажины (справа). Фото Д.А. Каверина

O 0-12 см – Светло-бурый верховой сфагновый торф, мокрый.

T 12-19 см – Буро-коричневый среднеразложившийся торф, мокрый.

TO 19-30 см – Соломенно-бурый слаборазложившийся торф.

Th 30-44 см – Коричнево-бурый хорошо разложившийся торф.

T $\perp$ 44-60 см – Соломенно-бурый среднеразложившийся торф, мерзлый, массивная криотекстура.

DG $\perp$ 65-86 см – Сизый песок, мерзлый, массивная криотекстура.

Почва: Торфяная олиготрофная мерзлотная почва мочажины (Рисунок 3.3).

Участок 3Гт. Координаты 67°19'13" с.ш., 62°24'06" в.д. Бугор пучения высотой 1 м на озерной террасе. Кустарничково-мохово-лишайниковая растительность: ива, ерник, лишайники, шикша, голубика (Рисунок 3.4). Глубина сезонного протаивания 100 см.



Рисунок 3.4 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль торфяно-глеезема криогенно-ожелезненного (справа). Фото Д.А. Каверина

Т 0-20 см – Слаборазложившийся кустарничково-мохово-лишайниковый торф.

Bg 20-37 см – Светло-серый пылеватый суглинок.

Bf 37-53 см – Светло-серый с желтоватыми прослойками пылеватый суглинок.

BG 53-70 см – Сизый вязкий пылеватый суглинок, тиксотропный, элементы творожистой структуры, переход заметный по структуре.

Cg 70-100 см – Сизо-серый пылеватый суглинок, ниже подстилаемый льдистыми многолетнемерзлыми породами.

Почва: Торфяно-глеезем криогенно-ожелезненный мерзлотный (Рисунок 3.4).

Участок 3Тс. Координаты 67°19'18" с.ш., 62°23'23" в.д. Торфяной бугор пучения высотой около 4 м, кустарничково-мохово-лишайниковая растительность: багульник, шикша, лишайник, ерник, щучка, шикша (Рисунок 3.5). Глубина сезонного протаивания 40 см.



Рисунок 3.5 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль торфяной олиготрофной мерзлотной почвы (справа). Фото Ю.В. Холопова

О 0-2 см. Слаборазложившийся моховой очес.

ТО 2-13 см – Бурый слаборазложившийся моховой торф, рыхлый, много корней, свежей влажности.

ТН 13-40 см – Темно-бурый хорошо разложившийся торф, плотный, влажный, корней нет.

Почва: торфяная олиготрофная мерзлотная (Рисунок 3.5).

Участок 3Тп. Координаты 67°20'24.3" с.ш., 62°21'07.2" в.д. Плоский торфяной бугор в центре котловины осушенного озера Опытное. Поверхность бугра разбита сетью морозобойных трещин (Рисунок 3.6). Растительность покрывает около 30 % площади бугра: карликовая березка, шикша, багульник, карликовая ива, лишайники, мхи. Глубина сезонного протаивания 50 см.



Рисунок 3.6 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль торфяной олиготрофной (переходной) мерзлотной почвы (справа). Фото Д.А. Каверина.

Th@ 0-5 см – Темно-коричневый хорошо разложившийся торф, крупноореховатая структура, свежей влажности, мелкие корни.

Th 5-20 см – Черно-коричневый хорошо разложившийся торф, слоистый, фрагменты трав, влажный.

Th2 20-53 см – Черно-коричневый хорошо разложившийся торф, обильно древесная труха.

Dg $\perp$ 53-80 см – Сизый опесчаненный суглинок, мерзлый, массивная криотекстура.

DG $\perp$ 80-95 см – Сизый опесчаненный суглинок, тонкошлировая среднеслоистая криотекстура.

Почва: торфяная олиготрофная (переходная) мерзлотная почва (Рисунок 3.6).

Почвы южной тундры с прерывистым распространением ММП (район 4)

Участок 4ГТ (CALM R2). Координаты 67°35'25" с.ш., 64°09'57" в.д. Склон приречного увала, мелкоерниковая травяно-кустарничковая моховая тундра, бугорковато-пятнистый микрорельеф (Рисунок 4.1). Глубина сезонного протаивания 70-120 см.



Рисунок 4.1 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль торфяно-глеезема криотурбированного мерзлотного (справа). Фото Д.А. Каверина

О 0-7 см – Очес гипновых мхов.

Т 7-14 см – Темно-серый торф, в нижней части хорошо разложившийся.

Bh 14-15 см – Сизовато-бурый пылеватый суглинок.

Bg 16-26 см – Сизый с охристыми пятнами пылеватый суглинок, сырой, вязкий.

BG 26-38 см – Сизый с охристыми пятнами пылеватый суглинок.

Bcrn 38-65 см – Бурый пылеватый суглинок, творожистая структура, множество Fe-Mn конкреций диаметром 2-3 мм.

Bg 65-87 см – Сизовато-бурый пылеватый суглинок, плитчатая структура.

Cg¹ 87-120 см – Сизовато-бурый пылеватый суглинок, мерзлый, тонкошлировая среднеслоистая криотекстура.

Почва: торфяно-глеезем криотурбированный мерзлотный (Рисунок 4.1).

Участок 4Гп'. Координаты 67°35'33,8" с.ш., 64°09'26,6" в.д. Слабонаклонная поверхность склона приречного увала. Разнотравно-красноовсяницевый луг: злаки, карликовые ивы высотой 30-60 см, осоки, мхи (Рисунок 4.2). Глубина залегания кровли ММП 180 см.



Рисунок 4.2 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль агроглеезема криометаморфического потечно-гумусового (справа). Фото Д.А. Каверина

АУ 0-5 см – Черно-бурая оторфованная дернина, состоит из корней злаков, мха, уплотнена, переход четкий по цвету, граница ровная.

Вh 5-8 см – Черно-бурый с ржавыми пятнами пылеватый суглинок, много корней, влажный, уплотнен, рыхлокомковатая структура, переход четкий.

G 8-28 см – Сизый с ржавыми разводами пылеватый суглинок, сырой, рыхлоплитчатая структура, много корней, переход четкий.

CRM 28-75 см – Бурый пылеватый суглинок, творожистая структура, влажный, пластичный, уплотнен, корней нет, переход постепенный.

Ccrm 75-100 см – Коричнево-бурый пылеватый суглинок, слабовыраженная творожистая структура, сырой.

Cg 100-120 см – Сизо-бурый пылеватый суглинок, слоистое сложение, сезонномерзлый, пластичный, массивная криотекстура.

Почва: Агроглеезем криометаморфический потечно-гумусовый (Рисунок 4.2).

Участок 4Гк. Координаты 67°31'44" с.ш., 64°08'11" в.д. Плоская вершина дренированного водораздельного увала, кочковатый микрорельеф. Ерниково-ивняковая моховая тундра. Кустарниковый ярус 1-1,5 м высотой представлен ерником, ивой (Рисунок 4.3). В сложении травянисто-кустарничкового яруса преобладают гипоарктические виды: вороника, голубика

при значительном участии багульника, толокнянки, брусники. Из травянистых растений заметное участие имеют бореальные виды: осока шаровидная, золотарник, очанка, овсяница овечья, чемерица Лобеля и княженика. До глубины 2 м кровля ММП не обнаружена.

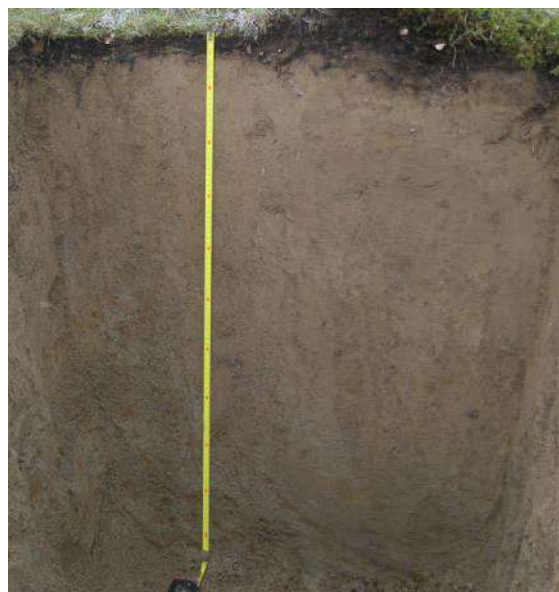


Рисунок 4.3 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль глеезема криометаморфического (справа). Фото С.В. Деневой

О 0-7 см – Буровато-черная полуразложившаяся торфянистая подстилка, густо переплетена корнями.

Bh/O 7-14 см – темно-бурый пылеватый суглинок с примесью торфянистых частиц, порошистый, переплетен корнями, переход ясный.

G 14-36 см – Суглинок пылеватый неравномерной окраски: по сизому фону ржавые пятна и разводы, бесструктурный, влажный, сильнотиксотропный, много ортштейнов.

G_{сгм} 36-48 см – Палевый с ржавым оттенком пылеватый суглинок, структура слоегато-мелкозернистая, есть поры, влажный, тиксотропный.

CRM₁ 48-83 см – Серовато-бурый с мелкими ржавыми пятнами пылеватый суглинок, структура мелкокомковато-ореховатая, по граням структурных отдельностей обильная белесая кремнеземистая присыпка, в нижней части встречаются ортштейны, черные примазки.

CRM₂ 83-97 см – Серовато-бурый со слабо заметными ржавыми пятнами пылеватый суглинок, плитчатая структура, распадающаяся на угловато-комковатые отдельности, слабая кремнеземистая присыпка.

BC_г 97-150 см – Сизовато-бурый с ржавыми пятнами пылеватый суглинок, структура плитчато-крупнокомковатая, черные примазки.

Почва: глеезем криометаморфический (Рисунок 4.3).

Участок 4Гк'. Координаты 67°31'54" с.ш., 64°07'59" в.д. Плоская вершина дренированного водораздельного увала, сеяный мятликово-лисохвостный луг, зарастающий тундровой кустарниковой растительностью (Рисунок 4.4).



Рисунок 4.4 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль агроглеезема криометаморфического (справа). Фото А.Н. Панюкова

АУ 0-3 см – Бурая дернина слаборазложившаяся, уплотнена, переплетена корнями трав.

АУ/Bg 3(5)-10(15) см – Черно-сизоватый пылеватый суглинок, влажный, слабокомковатая структура, много корней.

G 10-22 см – Светло-коричневый с сизыми и ржавыми пятнами пылеватый суглинок, тиксотропный, уплотнен, бесструктурный, есть корни.

Всгп 22-38 см – Палево-коричневатый суглинок, мелкоореховатая структура, влажный.

CRM 38(40)-60 см – Темно-буро-коричневый средний суглинок, влажный, крупитчатая структура.

Почва: Агроглеезем криометаморфический (Рисунок 4.4).

Почвы лесотундры с прерывистым распространением ММП (район 5)

Участок 5Гк. Координаты 67°02'50" с.ш., 63°03'40" в.д. Плоская вершина приречного дренированного увала, бугорковато-пятнистый микрорельеф. Кустарниковая лишайниково-кустарничковая тундра, редко одиночные березы и ели. Кустарники: карликовая ива, ерник. Кустарнички: багульник, водяника, брусника. В напочвенном покрове лишайники, политриховые мхи и травы (Рисунок 5.1).



Рисунок 5.1 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль глеезема криометаморфического криогенно-ожелезненного (справа). Фото А.В. Пастухова.

О 0-5 см – Черно-бурый мохово-лишайниковый плохо разложившийся подстильно-торфяной горизонт. Переплетен корнями кустарничков, содержит остатки древесного угля, которые могут быть вымыты в нижележащий горизонт.

Гох-Bf 5-12 см – Охристо-бурый пылеватый суглинок. Икрная структура, переход резкий по цвету и структуре, граница волнистая.

Г 12-18 см – Сизый пылеватый суглинок, максимально насыщен влагой, оплывает, тиксотропный, переход резкий по цвету, граница волнистая.

Гох 18-20 см – Охристо-ржавый пылеватый суглинок, тиксотропный, бесструктурный, переход заметный по цвету.

CRMg₁ 20-36 см – Палево-бурый пылеватый суглинок, в верхней части тиксотропный, бесструктурный, в нижней части структура творожистая или крупитчатая. Рыхлый, переход постепенный, заметный по цвету и структуре.

CRMg₂ 36-53 см – Сизовато-бурый с редкими охристыми пятнами пылеватый суглинок. Крупитчатая угловатая, в нижней части комковато-мелкоореховатая структура, рыхлый, встречаются железистые конкреции, переход постепенный, заметный по цвету и структуре.

Г 53-80 см – Сизый с ржавыми охристыми пятнами пылеватый суглинок, выраженная мелкоореховатая структура, рыхлый.

Почва: Глеезём криометаморфический криогенно-ожелезненный (Рисунок 5.1).

Участок 5Сг. Координаты 67°02'55" с.ш., 63°03'41" в.д. Пологий склон восточной экспозиции приречного дренированного увала. Разреженный березово-еловый лес, березы кустистой формы, высотой до 4-5 м, высота елей до 6 м (Рисунок 5.2). Кустарниковый ярус

представлен ивами и ерником. Кустарнички: багульник, голубика, водяника, брусника, черника. В наземном покрове зеленые и политриховые мхи, ягель.



Рисунок 5.2 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль светлосема иллювиально-железистого глееватого (справа). Фото А.В. Пастухова.

О 0-4(5) см – Темно-коричневый рыхлый подстильно-торфяной горизонт, густо переплетен корнями кустарничков.

Еg 4-8 см – Сизовато-белесый пылеватый суглинок, влажный, слабо выраженная горизонтальная делимость, уплотненный, переход постепенный, заметный по цвету и структуре, граница волнистая. Горизонт местами выклинивается.

BF 8-14 см – Ржаво-охристый легкий суглинок. Икряная структура, уплотненный, переход постепенный, заметный по цвету.

CRMg 14-33 см – Сизовато-серовато-бурый пылеватый суглинок, влажный. Структура угловато-крупитчатая, местами гранулированная. Размер структурных отдельностей редко превышает 2-3 мм. Проявляется слабая горизонтальная делимость. Уплотнен, переход постепенный, малозаметный по цвету и плотности.

CRM 33-58 см – Бурый пылеватый суглинок, влажный, структура мелкокомковато-ореховатая, размер педов до 7-10 мм. Переход постепенный, малозаметный по цвету и плотности, граница волнистая.

CRMС 58-85 см – Сизовато-бурый пылеватый суглинок, влажный, уплотненный, комковато-мелкоореховатая структура.

Почва: Светлосем иллювиально-железистый глееватый (Рисунок 5.2).

Участок 5Си. Координаты 66°53'40" с.ш., 62°49'30" в.д. Пологий склон увала. Низкобонитетный разреженный березово-еловый лес, березы кустистой формы, высотой 4-5 м, отдельные ели высотой до 2 м. Кустарниковый ярус представлен ивой и ерником высотой 60-80 см. Кустарнички: шиповник, черника, голубика, водяника, брусника. В напочвенном покрове хвощ, лишайники, зеленые и политриховые мхи (Рисунок 5.3).



Рисунок 5.3 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль светлоседа иллювиально-железистого глееватого (справа). Фото А.В. Пастухова.

О 5-0 см – Темно-коричневый подстильно-торфяной горизонт, рыхлый.

Elg 5-7 см – Сизо-белесый пылеватый суглинок, на сколе видна горизонтальная делимость, структура выражена слабо, переход резкий по цвету, граница волнистая. Иногда его пятна внедрены в BF за счет криотурбации.

BF 7-15 см – Ржаво-бурый пылеватый суглинок, влажный, слабо уплотнен. Икрная структура (0,5-1 мм), встречаются округлые Fe конкреции, переход ясный.

CRM₁ 15-25 см – Светло-бурый пылеватый суглинок. Структура несколько менее прочная творожисто-мелко-комковатая с округлыми отдельностями. Переход постепенный, заметный по цвету.

CRM₂ 25-45 см – Светло-бурый пылеватый суглинок, отличается от предыдущего горизонта более бурым насыщенным цветом с сероватым оттенком, идет постепенное увеличение плотности книзу. Структура мелкокомковато-ореховатая, на изломе видна горизонтальная делимость, переход постепенный, заметный по структуре.

CRM₃ 45-70 см – Светло-бурый пылеватый суглинок, по цвету такой же, как и предыдущий горизонт, крупнопористый. Видна горизонтальная делимость, мелкоореховатая

структура, несколько более плотный, отдельные включения гравия, переход постепенный, заметный по структуре.

CRM_{Cg} 70-110 см – Сизо-бурый с ржавыми пятнами пылеватый суглинок, более плотный, ярко выраженная горизонтальная плитчатость, щебень, слабоокатанная галька.

Почва: Светлозём иллювиально-железистый глееватый (Рисунок 5.3).

Участок 5К. Координаты 66°53'40" с.ш., 62°49'30" в.д. Гребень пологого приречного дренированного увала. Хорошо выражен пятнисто-мелко-бугорковый микрорельеф, разрез характеризует межбугорковую ровную поверхность. Кустарниковая кустарничково-мохово-лишайниковая тундра. Кустарники редки: карликовая ива, ерник. Кустарнички представлены черникой, водяникой, голубикой, багульником. В наземном покрове – лишайники, политриховые мхи, много пятен, лишенных растительности (Рисунок 5.4).



Рисунок 5.4 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль органо-криометаморфической оподзоленной глееватой почвы (справа). Фото А.В. Пастухова.

О 0-5 см – Темно-коричневый рыхлый подстильно-торфяной горизонт, клиньями опускается до 15 см, на бугорках мощность органогенного горизонта возрастает до 20 см.

CRM₁ 5-12 см – Бурый пылеватый суглинок. Хорошо выраженная икряная структура (диаметр отдельностей 1-2 мм), редко встречаются железистые конкреции, переход постепенный, заметный по цвету. В верхней части горизонта изредка встречаются серовато-

белесые пятна, диаметром 5-7 см, которые можно рассматривать как фрагменты глееватого подзолистого горизонта.

CRM₂ 12-27 см – Серовато-бурый, с редкими сизоватыми пятнами пылеватый суглинок. Мелкая округлая или крупитчатая структура, переход постепенный, малозаметный по цвету.

CRM₃ 27-45 см – Более тусклых тонов со слабыми признаками оглеения пылеватый суглинок, влажный, тиксотропный. Структура крупитчатая угловатая и мелкоореховатая, рыхлый, переход постепенный.

ICRMg 45-70 см – Тусклый сизовато-бурый супесчаный, тиксотропный, структура мелкоореховатая, заметна горизонтальная делимость, скелетаны по горизонтальным граням отдельностей, включения щебня.

Почва: органо-криометаморфическая оподзоленная глееватая (Рисунок 5.4).

Участок 5Кг. Координаты 67°03'17" с.ш., 62°58'52" в.д. Плоское межувалистое понижение, бугорковый микрорельеф, кустарниково-мохово-лишайниковая тундра. Кустарниковый ярус представлен ерником. Кустарнички: голубика, водяника, черника. В напочвенном покрове зеленые и политриховые мхи, ягель (Рисунок 5.5).



Рисунок 5.5 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль органо-криометаморфической глееватой почвы (справа). Фото А.В. Пастухова.

ТО 0-11 см – Коричнево-бурая оторфованная подстилка, слабо разложившаяся, уплотнена, густо переплетена корнями, в нижней части хорошо разложившаяся черная прослойка мощностью 1 см, переход четкий, граница волнистая.

ВН 11-19 см – Палево-коричневый пылеватый суглинок, творожистая структура, мало корней, влажный, переход четкий по цвету.

Bg 19-35 см – Сизо-палевый пылеватый легкий суглинок, рыхлотворожистая структура, сырой, тиксотропный, корней нет, переход постепенный по структуре и плотности.

CRM 35-60 см – Светло-бурый легкий пылеватый суглинок, рыхлокрупитчатая структура, влажный, уплотнен, переход постепенный.

BCg 60-80 см – Светло-бурый с сизоватым оттенком пылеватый суглинок, рассыпчатая творожистая структура, влажный.

Почва: органо-криометаморфическая глееватая (Рисунок 5.5).

Участок 5Тм. Координаты 67°03'45,9" с.ш. 62°56'40,4" в.д. Вершина плоского торфяного бугра в пределах плоскобугристого болота, мелкобугристый микрорельеф. Кустарничково-мохово-лишайниковая растительность: багульник, ерник, политрихум, лишайники (Рисунок 5.6).



Рисунок 5.6 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль торфяной олиготрофной мерзлотной почвы (справа). Фото Г.Г. Мажитовой.

O 0-7 см – Моховой очес.

TJ 7-40 см – Темно-коричневый хорошо разложившийся торф, фрагментов кустарничков мало.

T₂ 40-52 см – Темно-коричневый слаборазложившийся древесно-моховой торф, много древесных остатков, остатки мхов различимы слабо.

T_⊥ 52-70 см – Темно-коричневый сильно льдистый торф с включениями фрагментов древесины, криотекстура шлировая (толщина шлиров до 8 мм) с элементами линзовидной.

$T_2 \perp$ 70-90 см – Темно-коричневый торф с коричнево-бурыми фрагментами кустарничков, шпир льда толщиной 2-3 мм, атакситовая криотекстура, содержание льда 40-60 %.

$T_3 \perp$ 90-110 см – Темно-коричневый торф, тонкошлировая среднеслоистая криотекстура, визуальная льдистость 50-60 %.

$T_4 \perp$ 110-120 см – Коричнево-бурый торф тонкошлировая криотекстура, визуальная льдистость 40-60 %.

$T_5 \perp$ 120-170 см – Коричнево-бурый слоистый торф, мерзлый, тонкошлирово-атакситовая криотекстура, в нижней керна - толстошлировая криотекстура.

$T_6 \perp$ 170-190 см – Темно-коричневый торф, мерзлый, порфировидная криотекстура, лед обжимает включения растительных остатков.

$T_7 \perp$ 190-220 см – Темно-коричневый древесный торф, мерзлый, массивная криотекстура.

$T_8 \perp$ 220-260 см – Темно-коричневый слаборазложившийся торф, крупных древесных включений меньше, мерзлый, порфировая криотекстура.

$T_8 \perp$ 260-275 см – Темно-коричневый сильнольдистый торф, мерзлый, порфировидно-атакситовая криотекстура, лед обжимает включения растительных фрагментов древесины разной степени разложенности.

$T_8 \perp$ 275-340 см. Темно-коричневый торф с множественными включениями древесины и листьев, тонкошлировая криотекстура.

$T \perp$ 340-440 см. Черный осоковый торф, средне- толстошлировая криотекстура.

$DG \perp$ 440-1000 см – Сизый мерзлый глеевый сильнольдистый суглинок.

Почва: Торфяная олиготрофная мерзлотная (Рисунок 5.6).

Участок 5Тп. Координаты 67°03'19,1" с.ш. 62°57'06,4" в.д. Плоская торфяная озерная терраса в пределах плоскобугристого болота, мелкобугорковатый микрорельеф. Кустарничково-моховая растительность: багульник, морошка, зеленые мхи, ерник (Рисунок 5.7).



Рисунок 5.7 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль торфяной олиготрофной (переходной) мерзлотной почвы (справа). Фото Г.Г. Мажитовой.

ТО 0-21 см – Буро-коричневый среднерзаложившийся торф, густо переплетен корнями.

T₁ 21-41 см – Темно-коричневый среднеразложившийся торф, корни кустарничков.

TE 41-42 см – Темно-коричневый среднеразложившийся древесно-моховой торф, включения древесных фрагментов.

T₁⊥ 40-60 см – Коричневый торф, мерзлый, массивная криотекстура.

T₁⊥ 60-70 см – Коричневый торф, мерзлый с кусками древесины.

T₂⊥ 70-89 см – Коричнево-черный торф, мерзлый, многочисленные включения фрагментов древесины, атакситовая криотекстура.

T₃⊥ 89-110 см – Коричнево-черный торф, мерзлый, включения мелких фрагментов древесных остатков.

T₄⊥ 110-135 см. Коричнево-черный среднеразложившейся торф, мерзлый, порфировидная криотекстура, атакситовая при меньшем количестве льда. включения мелких фрагментов древесных остатков.

T₅⊥ 135-150 см – Коричнево-черный торф, мерзлый, атакситовая криотекстура, включения фрагментов древесных остатков.

DG⊥ 150-170 см – Сизый пылеватый суглинок, сетчатая криотекстура, включения фрагментов древесных остатков.

DG₁⊥ 170-230 см – Сизый пылеватый суглинок, среднеслоистая среднешлировая криотекстура.

DN⊥ 230-270 см – Коричневый суглинок, мерзлый, тонкошлировая криотекстура, включения органического материала.

Почва: Торфяная олиготрофная (переходная) мерзлотная (Рисунок 5.7).

Почвы лесотундры с массивно-островным распространением ММП (район 6)

Участок 6Тм. Координаты 67°01'11,1" с.ш., 56°54'47,1" в.д. Поверхность плоского торфяного бугра в пределах крупнобугристо-мочажинного болота. Оголенные торфяные пятна занимают 25-40 % площади бугра (Рисунок 6.1). Кустарничково-мохово-лишайниковая растительность: ерник 30-40 см высотой, багульник, морошка, брусника, лишайники. Глубина сезонного протаивания 42 см.



Рисунок 6.1 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль торфяной олиготрофной мерзлотной почвы (справа). Фото Д.А. Каверина.

О 0-5 см – Коричневый слаборазложившийся моховой торф.

Т₁ 5-20 см – Темно-коричневый, почти черный хорошо разложившийся торф, слабо мажет, обилие корней, влажный, уплотнен переход постепенный.

Т₂ 20-30 см – Темно-коричневый, почти черный хорошо разложившийся кустарничковый торф, слоистый, фрагменты коры кустарничков.

Т₃ 30-42 см – Темно-коричневый, почти черный средне- хорошо разложившийся мохово-кустарничковый торф, слоистый, фрагменты кустарничков.

Т₄ 42-65 см – Коричнево-бурый хорошо разложившийся кустарничковый торф, сухая мерзлота, линзовидная криотекстура.

Т₂ 65-100 см – Светло-коричневый мохово-кустарничковый торф, тонкошлифовая криотекстура.

Т₃ 100-120 см – темно-коричневый средне/хорошо разложившийся мохово-кустарничковый торф, напоминает по внешнему виду войлок, много неразложившихся фрагментов кустарничков и кустарников.

$T_4 \perp$ 120-150 см – темно-коричневый среднеразложившийся мохово-кустарничковый торф, напоминает по внешнему виду войлок, неразложившиеся фрагменты кустарничков и кустарников.

$T_5 \perp$ 150-210 см – Темно-коричневый средне/хорошо разложившийся мохово-кустарничковый торф, напоминает по внешнему виду войлок, много неразложившихся фрагментов кустарничков и кустарников.

Почва: Торфяная олиготрофная (переходная) мерзлотная (Рисунок 6.1).

Участок 6Эг'. Координаты 67°01'10" с.ш., 56°54'44" в.д. Придорожное понижение, ивняк травяно-моховой (Рисунок 6.2).



Рисунок 6.2 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль эмбриозема слоистого глееватого (справа). Фото Д.А. Каверина.

О 0-1 см – травяной очес.

АУ 1-5 см – Коричневый дерновый горизонт, суглинистый, корни трав, переход четкий по цвету и гранулометрическому составу.

Ig 5-25 см – Сизый суглинок, плотный, насыпной, переход четкий.

IIg 25-50 см – Сизовато-бурый насыпной песок, редко корни, слабоуплотнен, переход постепенный.

IIIg 50-100 см – Сизо-бурый насыпной, песок, влажный, слабоуплотнен.

Почва: Эмбриозем слоистый глеевый (Рисунок 6.2).

Участок 6Нп'. Дорожная насыпь. Координаты 66°05'05"с.ш, 59°58'32"в.д. Песчаная голая поверхность, растительность отсутствует, частично покрыта гравием (Рисунок 6.3). Растительный покров разреженный: *Chamerion* sp., *Equisetum arvense*.



Рисунок 6.3 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль насыпных песчаных грунтов (справа). Фото Д.А. Каверина.

I 0-10 см – Светло-бурый насыпной песок.

II 10-100 см – Светло-бурый насыпной песок.

Почва: насыпные песчаные грунты (Рисунок 6.3).

Почвы крайнесеверной тайги с редкоостровным распространением ММП (район 7)

Участок 7Тм. Координаты 66°05'05,9"с.ш, 59°58'32,3"в.д. Вершина торфяного бугра в пределах плоскобугристо-мочажинного комплекса, частично покрытого оголенными торфяными пятнами с морозобойными трещинами. Кустарничково-лишайниково-моховая растительность: багульник, брусника, голубика, ерничек, морошка, зеленые мхи, лишайники (Рисунок 7.1). Глубина сезонного протаивания 35-40 см.



Рисунок 7.1 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль торфяной олиготрофной мерзлотной почвы (справа). Фото А.В. Пастухова.

О 0-5 см – Желтовато-темно-бурая рыхлая сухая кустарничково-мохово-лишайниковая торфянистая подстилка, переплетена корнями, переход четкий по цвету и структуре.

T₁ 5-15 см – Буро-коричневый слабо- среднеразложившийся мохово-лишайниковый торф, густо переплетен корнями кустарничков.

T₂ 15-25 – Темно-буро-коричневый среднеразложившийся мохово-лишайниковый торф, влажный, слоистый, войлокообразный, уплотнен.

T₃ 25-35 см – Темно-коричневый хорошо разложившийся кустарничково-моховой торф, сырой, слоистый, уплотнен.

T₃ 35-45 см – Темно-коричневый средне разложившийся мохово-кустарничковый торф, массивная текстура, низкая льдистость.

T₄ 45-55 см – Коричнево-бурый среднеразложившийся сфагново-кустарничковый торф, массивная текстура с элементами шлировой.

T₄ 55-65 см – Коричнево-бурый хорошо разложившийся мохово-кустарничковый торф, порфировидная криотекстура.

T_⊥ 65-74 см – Светло-коричнево-бурый хорошо разложившийся мохово-кустарничковый торф, массивная криотекстура.

T_⊥ 74-87 см – Коричнево-бурый хорошо разложившийся сфагново-кустарничковый торф, атакситовая криотекстура.

T_⊥ 87-94 см – Темно-коричневый хорошо разложившийся мохово-кустарничковый торф, массивная криотекстура.

T_⊥ 94-155 см – Темно-коричневый хорошо разложившийся сильнольдистый торф, атакситовая криотекстура.

T_⊥ 155-170 см – Коричнево-бурый торф, массивная криотекстура, хорошо разложившийся, высокая льдистость, фрагменты стеблей кустарничков.

T_⊥ 170-190 см – Коричнево-бурый хорошо / средне разложившийся сфагновый торф, атакситовая с элементами шлировой криотекстура.

T_⊥ 190-200 см – Темно-коричнево-бурый, сильнольдистый, моховой, среднеразложившийся торф, массивная криотекстура.

T_⊥ 210-220 см – Темно-буро-коричневый, сильнольдистый, хорошо разложившийся торф.

T_⊥ 220-250 см – коричнево-бурый сфагновый среднеразложившийся торф, льдистая, массивная криотекстура.

T_⊥ 260-280 см – Светло-коричнево-бурый слабо / среднеразложившийся сфагновый торф, тонкошлировая криотекстура.

T $\perp$ 290-300 см – Светло-бурый торф, в верхней части примесь коричневого торфа, массивная криотекстура.

T $\perp$ 310-360 см – Светло-коричневый осоково-моховой торф, массивно-шлировая криотекстура.

Dg $\perp$ 360-370 см – Сизо-серая супесь, массивная криотекстура.

T $\perp$ 380-400 см – Темно-коричневый средне- хорошо разложившийся торф, косослоистая тонкошлировая криотекстура.

Dg $\perp$ 410-420 см – Серовато-сизая супесь-песок, тонкошлировая редкослоистая криотекстура.

DG $\perp$ 1 500-510 см – Сизо-серая супесь, переходящая в опесчаненный легкий суглинок, толстошлировая редкослоистая криотекстура.

DG $\perp$ 2 590-600 см – Темно-сизый сильнольдистый суглинок.

DG $\perp$ 3 690-700 см – Серо-сизый пылеватый суглинок, толстошлировая криотекстура.

DG $\perp$ 4 790-900 см – графитово-сизый средний пылеватый суглинок, криотекстура массивная с элементами шлировой.

Почва: Торфяная олиготрофная мерзлотная (Рисунок 7.1).

Участок 7То. Координаты 66°05'05,8"с.ш, 59°58'33,2"в.д. Пушицево-сфагновая мочажина: клюква, пушица, сфагновые мхи (Рисунок 7.2).



Рисунок 7.2 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль торфяной олиготрофной почвы (справа). Фото Д.А. Каверина.

О 0-5 см – Светло-желтовато-зеленый живой сфагновый очес, рыхлый, сырой, переход четкий по цвету и структуре.

Т₁ 5-10 см – Желтовато-коричневый слабо разложившийся сфагновый торф, слоистый, сырой, слабо уплотнен, переход ясный по цвету.

Т₂ 10-20 см – Желто-бурый слабо- среднеразложившийся сфагновый торф, сырой, рыхлый, корни кустарничков.

Т₃ 20-40 см – Желто-бурый слабо- среднеразложившийся сфагново-осоковый торф, слоистый, пропитан водой.

Почва: Торфяная олиготрофная (Рисунок 7.2).

Участок 7Тм². Координаты 65°54'04,0"с.ш, 60°26'27,5"в.д. Вершина торфяного бугра в пределах бугристо-топяного комплекса. Бугры большей частью покрыты занимают кустарничково-лишайниковой растительностью (Рисунок 7.3). Растительные сообщества состоят из карликовой березы (*Betula nana* L.), багульника (*Ledum palustre* L.), брусники (*Vaccinium vitis-idaea* L.), голубики (*V. uliginosum* L.), вороники (*Empetrum hermaphroditum* L.), морошки (*Rubus schamaemorus* L.), зеленых мхов (роды *Dicranum*, *Polytricum*) и лишайников (в качестве доминтов род *Cladonia*). Оголенные лишённые растительности торфяные пятна занимают 3-10 % площади исследуемой территории. Высота торфяных бугров – 3-4 м. Глубина сезонного протаивания 60 см.



Рисунок 7.3 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль торфяной олиготрофной мерзлотной почвы (справа). Фото Д.А. Каверина.

О 0-3 см – Светло-коричневая рыхлая кустарничково-мохово-лишайниковая торфянистая подстилка, переплетена корнями, переход четкий по цвету и структуре.

T₁ 3-20 см – Темно-коричневый хорошо разложившийся кустарничково-осоковый торф, слабо заиленный, мажет, уплотнен.

T₂ 20-40 – Буро-коричневый средне разложившийся моховой торф, влажный, слоистый, уплотнен.

T₃ 40-50 см – Коричнево-бурый средне разложившийся кустарничково-моховой торф, сырой, слоистый, плотный.

T₄⊥ 50-60 см – Буро-коричневый хорошо разложившийся кустарничково-моховой торф, слоистый.

T₅⊥ 60-80 см – коричнево-бурый хорошо разложившийся торф, слоистая, косослоистая текстура, с включениями древесного торфа слоями 2-3 мм толщиной.

T₆⊥ 105-150 см – Коричнево-бурый хорошо разложившийся торф, слоистая, с элементами атакситовой текстура, прослойки конжильационного льда.

T₇⊥ 140-175 см – Темно-коричнево-бурый слабо- среднеразложившийся кустарничково-моховой торф, массивная с элементами тонкослоистой криотекстура.

T₈⊥ 175-190 см – Коричнево-бурый слабо- среднеразложившийся мохово-кустарничковый торф, множество фрагментов неразложившихся стеблей кустарничков, тонокошлировая среднеслоистая криотекстура.

T₉⊥ 190-220 см – Темно-коричнево-бурый кустарничково-моховой среднеразложившийся торф, тонкошлировая тонкослоистая криотекстура, слабаразложившиеся тонкие корни стеблей кустарничков.

T₁₀⊥ 220-280 см – Темно-коричнево-бурый слабо- среднеразложившийся кустарничково-моховой торф, массивная с элементами слоистой криотекстура, слабаразложившиеся фрагменты стеблей кустарничков.

T₁₁⊥ 280-310 см – Коричнево-бурый слабо- среднеразложившийся мохово-кустарничковый торф, тонкошлировая среднеслоистая криотекстура.

Dg⊥ 310-320 см – Сизовато-светло-бурый средний суглинок, массивная с элементами косослоистой криотекстура.

Почва: торфяная олиготрофная мерзлотная (Рисунок 7.3).

Участок 7To². Координаты 65°54'04,0"с.ш, 60°26'26,2"в.д. Пушицево-сфагновая мочажина (Рисунок 7.4). Пушицево-сфагновая топь, примыкающая к участку 7Tm². Растительный покров представлен *Betula nana* L., *Ledum palustre* L., *Rubus chamaemorus*, *Vaccinium vitis-idaea* L., *V. uliginosum* L., *Eriophorum vaginatum*, *Sphagnum* spp.



Рисунок 7.4 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль торфяной олиготрофной почвы (справа). Фото Д.А. Каверина.

О 0-6 см – Желто-бурый живой сфагновый очес, рыхлый, сырой, переход четкий по цвету и структуре.

Т₁ 6-23 см – Светло-буро-коричневый слабо разложившийся сфагновый торф, много корней, слоистый, сырой, включения осоково-кустарничкового торфа, слабо уплотнен, переход ясный по цвету.

Т₂ 23-33 – Темно-желто-бурый среднеразложившийся сфагновый торф, сырой, рыхлый.

Т₃ 33-48 см – Коричнево-желто-бурый хорошо разложившийся сфагновый торф, сырой, переход резкий по цвету и составу торфа.

Т₄ 48-55 см – темно-коричневый хорошо разложившийся осоково-пушицевый со сфагновыми включениями торф.

Почва: Торфяная олиготрофная (Рисунок 7.4).

Участок 7Тм³. Координаты 65°25'44,0"с.ш, 60°49'15,1"в.д. 378 м над ур. м. Предгорная межувалистая равнина, в центре которой зарастающее озеро Вода-Ты. Торфяной бугор на берегу озера, высота бугра 2.5 м. Ерничково-кустарничково-мохово-лишайниковая растительность (Рисунок 7.5). У подножия бугра ивняк осоковый, ерник, багульник, голубика, иван-чай. Глубина сезонного протаивания 55 см.

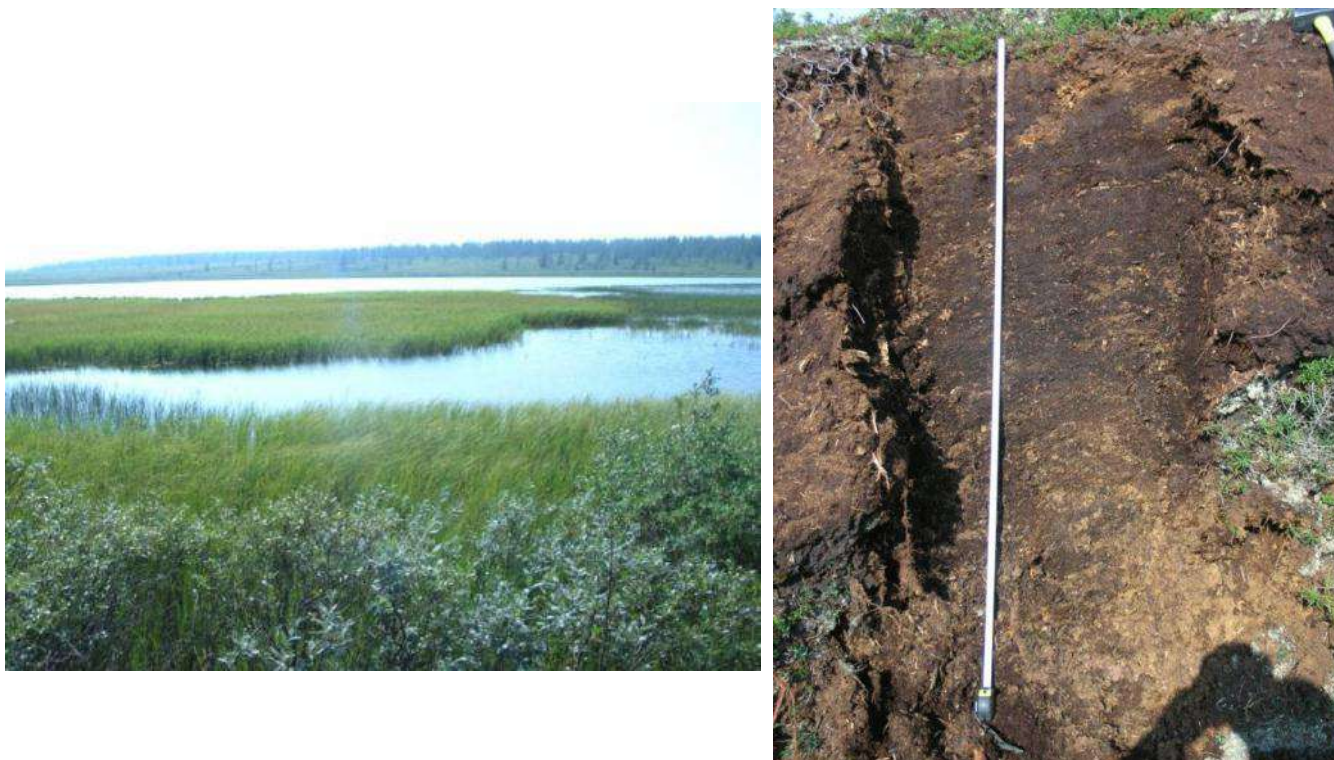


Рисунок 7.5 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль торфяной олиготрофной мерзлотной почвы (справа). Фото А.В. Пастухова.

О 0-10 см – Светло-коричневый среднеразложившийся торф, множество корней, полуразложившихся кустарничков.

Т₁ 10-25 см – Темно-коричневый хорошо разложившийся очень мягкий торф, видный остатки древесных и травянистых растений, сырой.

Т₂ 25-50 см – темно-коричневый хорошо разложившийся очень мягкий торф, остатки древесных и травянистых растений, сырой.

Т₃ 50-95 см – темно-коричневый хорошо разложившийся очень мягкий торф, видный остатки древесных и травянистых растений, сырой.

Т₄ 120-160 см – темно-коричневый хорошо разложившийся очень мягкий торф, видный остатки древесных и травянистых растений, сырой.

Т₅ 160-240 см – темно-коричневый хорошо разложившийся очень мягкий торф, видный остатки древесных и травянистых растений, сырой.

Т₆ 240> см – темно-коричневый хорошо разложившийся очень мягкий торф, видны остатки древесных и травянистых растений, сырой.

Почва: Торфяная олиготрофная мерзлотная (Рисунок 7.5).

Участок 7То³. Координаты 65°25'44,5"с.ш, 60°49'15,1"в.д. Проточная мочажина, сообщаемая с озером. Кустарничково-сфагново-осоковая растительность (Рисунок 7.6).



Рисунок 7.6 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль торфяной олиготрофной почвы (справа). Фото А.В. Пастухова.

О 0-5 см – Желто-бурый живой сфагновый очес, рыхлый, сырой.

Т₁ 5-21 см – Желто-буро-коричневый слабо разложившийся сфагновый торф, сырой, слабо уплотнен, переход ясный по цвету.

Т₂ 21-35 – Темно-желто-бурый средне разложившийся сфагновый торф, сырой, рыхлый.

Т₃ 35-50 см – Коричнево-желто-бурый хорошо разложившийся сфагновый торф, сырой, переход резкий по цвету.

Почва: торфяная олиготрофная (Рисунок 7.6).

Участок 7Си. Координаты 65°56'40" с.ш., 60°18' в.д. Поверхность водораздельного дрегированного увала. Березово-еловый лес (Рисунок 7.7). В подросте береза и ель. Подлесок не выражен. Наземный покров кустарничково-зеленомошный. Кустарничковый ярус представлен черникой, брусникой, багульником, водяникой. Встречаются куртины политрихового мха и ягеля, плаун и хвощ.

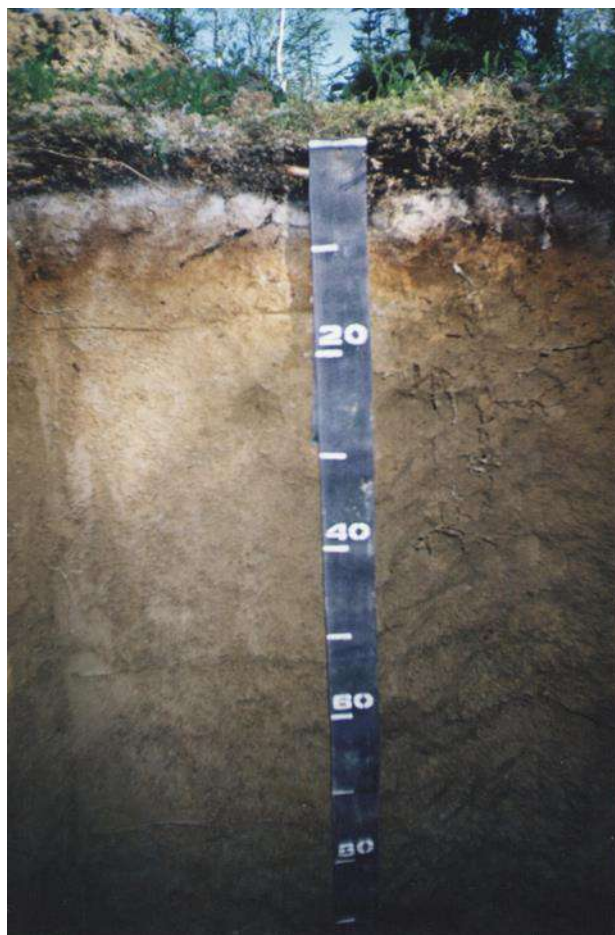


Рисунок 7.7 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль светлосема иллювиально-железистого глееватого (справа). Фото А.В. Пастухова.

О 0-6 см – Темно-коричневый рыхлый подстильно-торфяной горизонт, густо переплетен корнями кустарничков. Переход резкий.

Ег 6-10 см – Серовато-белесый с сизоватым оттенком, легкий пылеватый суглинок, влажный, мелкопористый, непрочная листоватая структура, слабо уплотнен, корни кустарничков и деревьев, встречаются вкрапления древесного угля. Переход резкий, граница волнистая.

ВНf 10-20 см – Неоднородной окраски, от ржаво-коричневого до коричневатого-кофейного цвета, легкий пылеватый суглинок, влажный, псевдопесчаная (мелкая икряная) структура, слабо уплотнен, переход ясный по цвету и структуре, граница слабоволнистая.

CRMf 20-35 см – Желтовато-бурый средний пылеватый суглинок, влажный, непрочная мелкоореховатая крупитчатая структура с размером педов до 5 мм, слабо выраженная горизонтальная делимость, кроющие глинистые пленки отсутствуют, мелкопористый, уплотнен слабо, переход постепенный по цвету и структуре.

CRM 35-55 см – Тускло-бурый средний пылеватый суглинок, структура мелкоореховатая, по сравнению с вышележащим горизонтом размер педов увеличивается до 8-10 мм, глинистые кутаны отсутствуют. Структурные отдельности образуют непрочные плитки. Слабо уплотнен,

влажный, переход ясный по структуре, плотности и гранулометрическому составу, граница ровная. Ниже следует литологически неоднородная толща.

CRMt 55-75 см – Тускло-бурый, средний суглинок, сырой, уплотнен. Структура плитчато-ореховатая. Размер структурных отдельностей до 1-3 см. По граням педов см – отдельные тонкие глинистые кутаны, при подсыхании видны слабые скелетаны. Редкие включения гальки, переход ясный по цвету, структуре и включениям, граница ровная.

Dg 75-120 см – Неоднородной окраски, на сизовато-буrom фоне ярко-охристые пятна и полосы, в нижней части горизонта выделяется охристая кайма до 15 см толщиной. Средний суглинок, сырой, бесструктурный, плотный, много гальки и валунов, переход резкий по гранулометрическому составу и цвету, граница ровная.

Dg 120-160 см – Грязно-сизовато-серый, песок, мокрый, сочится вода. Слабо уплотнен, редко галька и валуны в верхней части горизонта. С 160 см – грунтовые воды или верховодка.

Почва: Светлозем иллювиально-железистый глееватый (Рисунок 7.7).

*Почвы северной тайги со сплошным распространением сезоннопромерзающих почв
(район 8)*

Участок 8Сг. Координаты 62°42'30" с.ш., 56°08'00" в.д. Плоская вершина холма с покатыми склонами. Еловый лес с примесью березы, пихты, осины и единично кедровой сосны (Рисунок 8.1). В подросте ель и пихта. Подлесок: можжевельник, жимолость, шиповник. Наземный покров мохово-кустарничковый: черника, брусника, зеленые мхи с куртинами политриховых мхов, хвощ, разреженный травяной покров: майник двулистный, костяника, кислица.



Рисунок 8.1 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль светлосема иллювиально-железистого поверхностно-глееватого (справа). Фото А.В. Пастухова.

О 0-5(7) см – Темно-коричневый рыхлый подстильно-торфяной горизонт. Переход резкий, граница волнистая.

Е 5(7)-16-20 см – Серовато-белесый с сизоватыми пятнами легкий пылеватый суглинок, местами выклинивается из-за ветровала, свежий, структура тонкоплитчатая, листоватая. Слабо уплотнен, много древесных корней, переход постепенный по цвету.

Еf 16(20)-30 см – Отличается от предыдущего горизонта буровато-палевым цветом с охристыми пятнами. Средний пылеватый суглинок. Переход постепенный по цвету и структуре.

CRM₁ 30-45 см – Бурый легкий пылеватый суглинок, свежий. Рассыпчатая мелкокомковато-ореховатая структура, размер педов до 5-7 мм. Слабо уплотнен, переход постепенный.

CRM₂ 45-80 см – Тускло-бурый легкий пылеватый суглинок, свежий, структура мелкоореховатая, размер «орехов» укрупняется по сравнению с предыдущим горизонтом, достигая 7-10 мм. Структурные отдельности, в основном по верхним граням, покрыты светлыми скелетанами и образуют непрочные плитки. Несколько более плотный, переход ясный по структуре и гранулометрическому составу, граница ровная.

2CRM 80-105 см – Тускло-бурый легкий суглинок, влажный, структура плитчато-мелкоореховатая, структурные отдельности размером до 15 мм, покрыты светлыми

скелетанами, уплотнен, поры по ходам корней, переход ясный по структуре и сложению, граница ровная.

CRMt 105-150 см – Тускло-бурый, темнее и влажнее предыдущего горизонта, средний суглинок, плотный, шлировая структура, толстые плитки разбиты на орехи, покрытые тонкими глинистыми кутанами и светлыми скелетанами. Глинистые кутаны встречаются также по вертикальным трещинам. Редкие поры по ходам корней, переход ясный по ослаблению признаков почвообразования, граница ровная.

CRMC 150-170 см – Тускло-бурый средний суглинок, отличается плохо выраженной плитчатой структурой, отсутствием кутан и скелетан, большим увлажнением при отсутствии выраженных признаков оглеения.

Почва: Светлозем иллювиально-железистый поверхностно-глееватый (Рисунок 8.1).

Участок 8Ст. Координаты: 63°51'31" с.ш., 52°09'32" в.д. Верхняя часть дренированного увала. Еловый лес с примесью березы, лиственницы, единично сосна (6Е 3Б 1Л) (Рисунок 8.2). В подросте ель, в подлеске рябина (*Sorbus aucuparia*), можжевельник (*Juniperus communis*). Напочвенный покров: зеленые мхи (*Pleurozium Schreberi*), кустарнички черники (*Vaccinium myrtillus*), брусника (*Vaccinium vitis-idaea*), майник двулистный (*Maianthemum bifolium*), папоротники (*Gymnocarpium dryopteris*), редко см – хвощ (*Equisetum sylvaticum*).



Рисунок 8.1 – Общий вид растительного покрова (слева) и профиль светлозема иллювиально-железистого текстурно-дифференцированного (справа). Фото Е.В. Жангунова.

О 0-8 см – Темно-коричневый подстильно-торфянистый горизонт, густо переплетен древесными и кустарничковыми корнями.

Е 8-13(18) см – Подзолистый горизонт. Серовато-белесый, легкосуглинистый, прослеживаются элементы горизонтальной делимости минеральной массы, рыхлый, много

древесных корней.

BF 13(18)-23 см – Иллювиально-железистый горизонт. Светло-охристый легкий суглинок, рыхлый, свежий. Корни деревьев до 5 мм. Мелкокомковато-порошистая структура, встречается мелкая галька. Переход постепенный, граница неровная.

CRM₁ 23-33 см – Криометаморфический горизонт. Желтовато-бурый опесчаненный средний суглинок, несколько уплотнен. Тонкие корни. Мелкоореховато-комковатая (угловатая) структура, размеры структурных отдельностей от 7 до 15 мм. Переход постепенный по гранулометрическому составу и структуре.

CRM₂ 33-48 см – Бурый слабоопесчаненный плотный средний суглинок. Структурные отдельности образуют непрочные плитки, распадающиеся на остросереберные структурные отдельности, размером до 15-20 мм. На нижней стороне педов слабовыраженные коричневые кутаны, по вертикальным стенкам см – светло-серые скелетаны, образующие на срезе стенки разреза светлые языки. Включение гальки до 2 см. Переход ясный по структуре и гранулометрическому составу.

BT₁ 48-73 см – Текстурный горизонт. На срезе бурый (с тонкими белесоватыми языками до 65 см) тяжелый опесчаненный суглинок, уплотнен. Ясная ореховато-призматическая структура с размерами структурных отдельностей до 2 см. По граням педов см – тонкие матовые глинистые кутаны, по вертикальным стенкам светлые скелетаны. Переход постепенный.

BT₂ 73-100 см – Отличается более грубой ореховато-призматической структурой, тяжелый суглинок. На гранях структурных отдельностей тонкие прерывистые кутаны. Переход постепенный.

BC 100-140 см – Бурый тяжелый суглинок, бесструктурный, липкий, более плотный. Признаки оглеения отсутствуют.

Почва: светлосем иллювиально-железистый текстурно-дифференцированный (Рисунок 8.2).

Приложение 3. Температурные показатели почв

Температурные показатели почв

Индекс почвенного профиля	Годы	Среднегодовая температура, °С / глубина, см				Суммы положительных температур °С·сут / глубина, см				Суммы отрицательных температур °С·сут / глубина, см			
		0	20	50	100	0	20	50	100	0	20	50	100
3. Южная тундра с преимущественно сплошным распространением ММП													
3Ac	2007-2008	0,8	-0,4	-0,7	-1,3	-	-	-	-	1036	805	606	457
	2008-2009	-0,2	-0,4	-0,9	-	1272	708	325	0	1324	858	644	484
	2009-2010	-1,7	-2,2	-2,5	-	1138	594	276	0	1628	1260	1049	865
	2010-2011	-0,1	-1,3	-1,6	-	1312	612	316	0	1246	1030	847	-
	2011-2012	0,7	-0,7	-0,8	-	1637	698	538	23	1064	720	541	-
	2012-2013	-2,0	-	-0,2	-	-	409	864	17	1062	473	667	625
	2013-2014	-0,2	-0,1	-0,9	-	989	464	-	28	1037	797	-	322
	2014-2015	-0,2	-	-	0,1	1056	402	239	106	656	312	220	133
	2015-2016	-0,2	-	-0,3	-0,3	1351	271	145	4	697	357	241	132
3Гт	2007-2008	-0,4	-2,5	-1,7	-2,2	-	-	-	-	1289	943	803	647
	2008-2009	-2,8	-2,6	-2,2	-	906	118	85	4	1843	-	802	-
	2009-2010	-2,6	-3,7	-3,2	-2,9	755	175	90	1	1720	1405	1149	970
	2010-2011	-1,2	-	-	-	970	-	43	3	1409	-	-	-
	2011-2012	-	-	-	-	1473	511	217	21	1227	730	619	504
	2012-2013	-	-1,3	-1,9	-1,9	-	-	174	21	-	-	885	712
	2013-2014	-	-	-1,6	-1,5	-	-	-	0	-	-	653	558
	2014-2015	-0,8	-1,7	-2,0	-2,0	934	270	19	0	1219	908	736	746
	2015-2016	-2,6	-2,4	-1,7	-1,4	-	-	-	0	1000	-	-	498
3То	2009-2010	-0,6	-1,9	-	-1,8	901	21	-	0	999	642	-	609
	2010-2011	-0,1	-1,6	-	-1,7	1010	38	-	0	938	615	-	620
	2011-2012	-	-	-	-	1302	306	28	0	496	-	-	257
	2012-2013	0,1	-1,0	-1,9	-2,0	1181	563	44	0	1151	931	748	723
	2013-2014	1,9	1,0	0,1	-0,2	923	495	62	0	211	113	-	84

Индекс почвенного профиля	Годы	Среднегодовая температура, °С / глубина, см				Суммы положительных температур °С·сут / глубина, см				Суммы отрицательных температур °С·сут / глубина, см			
		0	20	50	100	0	20	50	100	0	20	50	100
3То	2014-2015	2,6	1,8	0,4	-0,2	1274	798	188	0	323	134	-	70
	2015-2016	3,8	2,5	0,8	-0,2	1782	1095	382	0	401	185	71	67
3Тм	2008-2009	-0,1	-1,2	-	-0,5	920	186	3	0	1569	1175	1010	941
	2009-2010	-2,1	-2,9	-2,8	-2,6	810	102	0	0	1230	838	721	723
	2010-2011	-0,8	-1,9	-1,9	-1,9	931	133	10	0	876	511	335	375
	2011-2012	0,0	-1,0	-0,8	-1,1	1142	309	95	20	1142	944	-	-
	2012-2013	-1,9	-0,8	-1,8	0,2	860	281	12	0	710	590	339	374
	2013-2014	-1,5	-	-0,4	-0,9	888	432	12	0	1057	726	519	502
	2014-2015	-2,0	-	-1,2	-1,5	897	301	6	0	-	582	-	-
	2015-2016	-1,4	-	-0,1	-	-	550	-	0	-	-	-	-
3Тс	2007-2008	-2,5	-2,1	-2,5	-3,0	-	-	-	-	1304	1127	897	730
	2008-2009	-	-3,8	-3,0	-	-	189	0	0	-	1411	1081	-
	2009-2010	-4,8	-4,2	-4,1	-	658	-	0	0	2183	-	1505	-
	2010-2011	-	-3,1	-3,3	-3,3	740	-	0	0	1731	-	1223	1207
	2011-2012	-	-	-	-2,5	424	170	0	0	-	-	815	827
	2012-2013	-1,7	-1,7	-2,9	-3,1	1138	337	8	0	1772	1378	1132	1086
	2013-2014	-1,0	-2,1	-3,0	-2,5	755	134	3	0	1512	1217	933	920
	2014-2015	-0,1	-1,6	-2,6	-2,9	1180	451	7	0	1752	1401	1080	1053
	2015-2016	-0,5	-0,2	-1,7	-1,7	1656	629	227	0	1729	1186	840	816
3Тп	2014-2015	1,9	0,8	-0,2	-0,5	1446	771	174	0	760	486	252	186
	2015-2016	3,5	2,4	0,8	-0,3	1999	1240	446	0	712	366	138	95
4. Южная тундра с прерывистым распространением ММП													
4Гт	1997-1998	-	-3,2	-	-	740	269	-	-	2062	1460	1401	-
	1998-1999	-3,5	-	-3,4	-	789	-	149	-	1999	-	1315	-
	1999-2000	-0,2	-	-	-	493	313	-	-	955	705	-	-
	2000-2001	-1,0	-1,8	-1,8	-	622	-	100	-	872	691	769	-

Индекс почвенного профиля	Годы	Среднегодовая температура, °С / глубина, см				Суммы положительных температур °С·сут / глубина, см				Суммы отрицательных температур °С·сут / глубина, см			
		0	20	50	100	0	20	50	100	0	20	50	100
4ГТ	2001-2002	-	-	-1,9	-	-	-	124	-	1034	-	781	-
	2002-2003	-0,8	-1,9	-1,8	-	862	315	190	-	1122	1001	861	-
	2003-2004	-	-	-0,6	-	-	-	136	-	591	-	370	-
	2004-2005	-0,6	-	-0,9	-	-	-	206	-	878	654	529	-
	2005-2006	-	-0,4	-0,5	-	-	443	283	-	785	577	470	-
	2006-2007	1,7	-	-	-	961	-	-	-	340	-	-	-
	2007-2008	-	1,1	0,9	-	-	510	333	-	-	-118	13	-
	2008-2009	0,9	0,2	-0,4	-	721	311	122	-	394	226	278	-
	2009-2010	0,2	0,0	-0,3	-	541	266	101	-	474	253	202	-
	2010-2011	1,0	0,7	0,6	-	743	452	419	-	385	206	197	105
	2011-2012	2,1	1,3	1,3	-0,2	935	518	525	43	169	57	57	-
	2012-2013	1,4	0,5	0,5	0,0	900	429	414	72	402	241	224	79
	2013-2014	1,0	-	0,6	0,1	582	-	315	44	211	88	90	13
	2014-2015	2,2	1,3	0,9	0,1	1045	563	355	0	252	109	32	6
	2015-2016	3,0	1,5	1,0	0,1	1526	694	434	64	453	164	71	25
4ГК	1997-1998	-	1,6	1,6	-	-	749	684	-	355	187	95	-
	2008-2009	2,0	1,9	1,4	-	881	715	556	-	160	78	31	-
	2009-2010	1,5	-	1,4	1,6	779	-	671	636	247	-	146	54
	2010-2011	-	-	2,1	2,1	-	-	843	792	483	-	81	22
	2011-2012	2,3	2,0	-	-	1220	1039	-	-	151	49	51	9
	2012-2013	2,2	2,3	2,1	-	1081	955	818,1	-	262	112	98	0
	2013-2014	2,0	2,0	-	-	922	765	-	-	176	52	0	0
	2014-2015	2,6	2,5	2,5	2,4	999	951	904	860	33	24	1	0
	2015-2016	3,3	3,2	3,0	2,8	1235	1179	1110	1017	18	13	0	0
4ГП'	1997-1998	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	850	-
	2009-2010	0,1	-	-	-	567	-	-	-	549	-	-	-
	2010-2011	0,8	-	-	-	779	-	-	-	483	-	-	-

[illegible]

Индекс почвенного профиля	Годы	Среднегодовая температура, °С / глубина, см				Суммы положительных температур °С·сут / глубина, см				Суммы отрицательных температур °С·сут / глубина, см			
		0	20	50	100	0	20	50	100	0	20	50	100
5Гк	2008-2009	1,7	1,0	0,9	0,7	1068	734	545	333	451	354	227	62
	2009-2010	2,0	1,2	1,0	0,8	1158	781	581	362	432	334	206	57
	2010-2011	2,1	1,7	1,4	1,2	1096	863	664	456	341	254	146	29
	2011-2012	1,5	1,0	0,8	0,9	-	-	-	-	-	-	-	-
	2012-2013	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	2013-2014	4,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	2014-2015	3,1	2,8	-	-	1238	1051	-	-	112	28	0	0
	2015-2016	4,1	3,8	3,6	3,1	1710	1449	1317	1144	219	40	13	2
5Тм	2007-2008	-1,8	-2,3	-2,7	-2,3	-	-	-	-	1753	1418	1017	858
	2008-2009	-2,9	-3,1	-3,4	-2,9	911	568	29	0	1974	1684	1273	1068
	2009-2010	-4,6	-4,4	-4,6	-4,1	719	497	18	0	2508	2204	1709	1507
	2010-2011	-2	-2,2	-2,8	-2,7	917	628	29	0	1559	1364	1032	1020
	2011-2012	-0,7	-0,6	-1,7	-1,8	1004	818	89	0	1276	1040	708	657
	2012-2013	-0,9	-2,6	-3,1	-2,8	26	727	92	0	1679	1213	990	930
	2013-2014	-1,0	-1,6	-2,0	-	818	523	46	0	1177	1096	771	-
	2014-2015	-1,8	-2,2	-2,3	-2,1	680	74	0	0	1320	888	847	779
	2015-2016	0,4	-0,8	-1,4	-1,3	1031	243	0	0	895	544	517	481
5Тп	2007-2008	0,5	-0,7	-1	-1	-	-	0	0	804	440	350	349
	2008-2009	-0,7	-1,3	-1,5	-1,3	532	193	0	0	838	662	533	477
	2009-2010	-1,6	-1,8	-2	-	541	164	0	0	1186	841	713	-
	2010-2011	-1,2	-1,7	-1,9	-1,5	902	237	0	0	1264	816	684	-
	2011-2012	-	-	-	-	1571	387	0	0	831	398	-	-
	2012-2013	-	-	-	-	1551	343	0	0	1549	846	658	-
	2013-2014	-	-	-	-	859	-	0	0	438	-	-	-
	2014-2015	-	-	-	-	-	-	0	0	-	-	-	-
	2015-2016	-	-	-	-	1313	687	0	0	900	384	233	-

Индекс почвенного профиля	Годы	Среднегодовая температура, °С / глубина, см				Суммы положительных температур °С·сут / глубина, см				Суммы отрицательных температур °С·сут / глубина, см			
		0	20	50	100	0	20	50	100	0	20	50	100
5Сг	2008-2009	1,9	1,9	1,9	2,0	886	766	708	719	178	83	16	0
	2009-2010	2,7	2,3	2,2	2,0	1164	861	789	726	-	-	-	-
	2010-2011	2,0	1,7	1,5	1,5	1166	699	553	553	429	82	3	0
	2011-2012	1,0	0,9	0,9	1,2	-	-	-	324	448	67	0	0
	2012-2013	-	-	-	-	1027	670	514	375	-	-	-	0
	2013-2014	1,7	1,4	1,4	1,5	1047	621	-	543	427	127	20	0
	2014-2015	2,5	2,1	2,0	1,9	1250	823	721	677	342	56	0	0
	2015-2016	-1,2	-0,1	0,6	1,2	-	-	-	-	535	75	0	0
5Си	2009-2010	2,7	2,3	2,2	2,0	1164	861	789	726	190	31	0	0
	2010-2011	2,9	2,2	2,0	1,8	1181	819	731	648	137	18	0	0
6. Лесотундра с массивно-островным распространением ММП													
6Тм	2014-15	0,3	-0,4	-1,0	-0,8	1236	530	47	0	944	550	354	291
	2015-16	1,4	0,5	-0,7	-0,7	1520	731	100	0	1006	542	338	258
	2016-17	0,2	-0,3	-1,1	-0,8	1583	717	108	0	1493	733	449	268
	2017-18	0,7	1,5	-0,7	-0,6	1355	1126	77	0	1111	563	338	213
6Эг'	2015-16	4,8	4,4	4,2	3,9	1851	1646	1530	1416	101	35	9	7
	2016-17	2,8	3,0	2,9	2,7	1454	1330	1236	1145	337	143	74	28
	2017-18	3,3	3,5	3,4	3,2	1307	1308	1244	1162	108	19	2	4
6Нп'	2015-16	1,0	1,1	-	0,8	1468	1330	-	830	1097	942		552
7Си	2008-2009	3,9	3,4	3,8	3,2	1448	1247	1370	1172	94	0	0	0
	2009-2010	3,8	3,4	3,5	3,4	1519	1238	1451	1230	145	8	0	0
	2010-2011	2,3	1,5	1,7	-	1036	598	629	-	209	64	0	0
7Тм	2013-2014	-1,2	-1,2	-1,3	-1,2	950	389	1	0	1390	808	462	424
	2014-2015	0,6	-0,2	-1,1	-1,0	1355	558	0	0	1134	615	403	369
	2014-2016	1,6	0,9	-0,6	-0,6	1602	760	0	0	1027	426	226	226

Индекс почвенного профиля	Годы	Среднегодовая температура, °С / глубина, см				Суммы положительных температур °С·сут / глубина, см				Суммы отрицательных температур °С·сут / глубина, см			
		0	20	50	100	0	20	50	100	0	20	50	100
7To	2013-2014	2,1	2,5	2,8	2,3	535	618	1020	846	11	2	0	0
	2014-2015	3,9	3,4	3,0	2,3	1406	1233	1075	820	1	0	0	0
	2015-2016	4,6	4,1	3,6	2,7	1689	1498	1317	999	0	0	0	0
7Tm ²	2013-2014	0,9	0,1	-0,4	-0,5	977	340	11	0	655	317	163	173
	2014-2015	1,5	0,5	-0,4	-0,4	1287	499	1	0	697	303	148	158
	2014-2016	2,0	0,9	-0,3	-0,4	1646	720	48	0	912	382	159	138
7To ²	2013-2014	3,5	3,4	3,3	3,0	1282	1246	1202	1099	14	0	0	0
	2014-2015	3,7	3,5	2,9	2,0	1390	1286	1066	750	9	0	0	0
	2015-2016	4,4	4,0	3,2	2,1	1646	1460	1171	775	27	9	0	0
7Tm ³	2013-2014	-0,8	-1,5	-2,0	-1,7	1125	572	125	0	1346	1073	836	616
	2014-2015	0,0	-1,0	-1,9	-1,7	1379	700	106	0	1379	1058	815	624
	2014-2016	0,1	-0,8	-1,8	-1,7	1597	812	179	0	1567	1092	838	612
7To ³	2013-2014	2,3	2,5	2,5	2,1	1147	1035	937	783	230	85	0	0
8. Северная тайга со сплошными сезоннопромерзающими почвам													
8Cт	2008-2009	3,7	3,7	3,7	3,6	1468	1444	1431	1388	65	0	0	0
	2009-2010	3,9	3,8	3,7	3,6	1577	1385	1352	1323	157	15	0	0
	2010-2011	3,8	3,2	3,3	3,2	1767	1411	1417	1352	171	18	0	0
	2014-2015	3,5	3,5	3,4	3,3	1494	1282	1232	1201	157	15	0	0
	2015-2016	4,4	4,2	3,9	3,8	1553	1388	1302	1251	171	18	0	0
8Cг	2009-2010	3,7	3,1	2,9	2,8	1601	1282	1209	1155	149	25	0	0
	2010-2011	3,7	3,2	3,1	3,0	1510	1198	1139	1084	146	26	0	0
	2015-2016	5,5	4,3	4,0	4,1	1904	1455	1371	1399	8	0	0	0

Температурные показатели подстилающих пород

Район исследований	Индекс почвенного профиля	Годы	Среднегодовая температура, °С / глубина, см				Суммы положительных температур °С·сут / глубина, см				Суммы отрицательных температур °С·сут / глубина, см			
			200	300	500	1000	200	300	500	1000	200	300	500	1000
5. Лесотундра с прерывистым распространением ММП	5Тм	2008-2009	-	-	-	-	0	0	0	0	-	-	-	-
		2009-2010	-	-	-	-	0	0	0	0	-	-	-	-
		2010-2011	-	-	-	-	0	0	0	0	-	-	-	-
		2011-2012	-1,0	-1,4	-1,8	-1,6	0	0	0	0	-	-	-	-
		2012-2013	-2,6	-2,3	-2,0	-1,5	0	0	0	0	844	730	561	-
		2013-2014	-1,8	-1,8	-1,7	-1,5	0	0	0	0	667	641	638	558
		2014-2015	-2,1	-1,9	-1,8	-1,4	0	0	0	0	774	685	643	521
		2015-2016	-	-1,4	-1,4	-1,4	0	0	0	0	-	511	515	501
	5Тп	2007-2008	-	-	-	-	0	0	0	0	-	-	-	-
		2008-2009	-	-	-	-	0	0	0	0	-	-	-	-
		2009-2010	-0,4	-1,1	-1,2	-1,0	0	0	0	0	-	-	-	-
		2010-2011	-1,6	-1,5	-1,3	-1,0	0	0	0	0	579	560	487	394
		2011-2012	-	-	-	-	0	0	0	0	-	-	-	-
		2012-2013	-1,8	-1,5	-1,3	-1,2	0	0	0	0	620	543	464	409
		2013-2014	-	-	-	-	0	0	0	0	-	-	-	-
		2014-2015	-	-	-	-0,2	0	0	0	0	-	-	-	-
		2015-2016	-	-	-	-0,4	0	0	0	0	-	-	-	159
6. Лесотундра с массивно-островными ММП	6Тм	2014-2015	-1,4	-1,3	-0,9	-0,8	0	0	0	0	235	233	187	159
		2015-2016	-1,0	-1,0	-0,8	-0,8	0	0	0	0	349	352	309	286
		2016-2017	-0,9	-0,9	-0,8	-0,7	0	0	0	0	315	322	286	274
		2017-2018	-0,7	-0,8	-0,8	-0,8	0	0	0	0	271	297	280	280
	6Эг'	2015-2016	2,9	1,7	-	-0,2	1070	632	0	0	0	0	0	-55
		2016-2017	2,4	1,8	0,5	-0,2	1018	755	5	0	0	0	0	-56
		2017-2018	2,4	1,5	0,7	-0,1	892	541	244	0	0	0	0	-46
	6Нп'	2015-2016	0,6	-0,1	-	-	292	0	-	-	83	30	-	-

7. Крайнесеверная тайга с редкоостровным распространением ММП	7Тм	2013-2014	-1,9	-1,4	-0,9	-0,4	0	0	0	0	455	342	216	102
		2014-2015	-1,1	-1,0	-0,8	-0,5	0	0	0	0	403	352	299	166
		2014-2016	-0,6	-0,6	-0,7	-0,4	0	0	0	0	231	232	241	151
	7То	2013-2014	0,8	0,6	0,3	-0,1	186	146	82	0	0	0	0	23
		2014-2015	1,3	0,8	0,4	-0,1	457	301	140	0	0	0	0	35
		2015-2016	1,5	1,0	0,5	-0,1	531	356	168	0	0	0	0	32
	7Тм ²	2013-2014	-1,1	-0,8	-0,4	-0,1	0	0	0	0	269	198	94	28
		2014-2015	-0,5	-0,4	-0,3	-0,1	0	0	0	0	77	64	53	22
		2014-2016	-0,6	-0,6	-0,4	-0,1	0	0	0	0	221	203	135	42
	7То ²	2013-2014	1,6	1,5	1,3	1,1	377	359	314	262	0	0	0	0
		2014-2015	1,9	1,7	1,3	1,1	703	606	483	405	0	0	0	0
		2015-2016	2,2	1,9	1,5	1,2	802	696	548	433	0	0	0	0
	7Тм ³	2013-2014	-	-	-	-	0	0	0	0	-	-	-	-
		2014-2015	-2,2	-1,9	-1,7	-1,2	0	0	0	0	714	620	542	401
		2014-2016	-2,0	-1,7	-1,6	-1,2	0	0	0	0	717	634	573	425

Классификация температурных режимов почв

Индекс почвенного профиля / район исследований	Классификация температурных режимов [Димо, 1972]						Soil Taxonomy [2014]		Название профиля по предложенной температурно- мерзлотной классификационной компоненте
	Год	Лето		Зима		Континенталь ность	Среднелетняя температура, °С	Температурный класс	
	Среднегодовая температура	Сумма среднесуточных температур >10 °С	Температура самого теплого месяца	Сумма среднесуточных температур <0 °С	Температура самого холодного месяца	Разница температур самого теплого и самого холодного месяцев			
2. Типичная тундра с преимущественно сплошным распространением ММП									
2Ас	очень холодный	очень холодный	очень холодный	умеренно - холодный	умеренно - холодный	мягкий	-	-	холодный среднеглубинный мерзлотный со среднеглубинным сезонным промерзанием
2Ас'	очень холодный	очень холодный	очень холодный	умеренно - холодный	умеренно - холодный	мягкий	-	-	холодный среднеглубинный мерзлотный со среднеглубинным сезонным промерзанием
2Аг	очень холодный	очень холодный	очень холодный	умеренно - холодный	умеренно - холодный	мягкий	-	-	умеренно-холодный среднеглубинный мерзлотный с поверхностным сезонным промерзанием
2Аг'	холодный	очень холодный	очень холодный	умеренно - холодный	умеренно - холодный	мягкий	-	-	умеренно-холодный среднеглубинный мерзлотный с мелким сезонным промерзанием

2Тм	очень холодный	очень холодный	очень холодный	холодный	очень холодный	континентальный	-	-	очень холодный мелкомерзлотный приповерхностно сливающийся
2Тм'	очень холодный	очень холодный	очень холодный	холодный	очень холодный	умеренно- континентальный	-	-	очень холодный мелкомерзлотный приповерхностно сливающийся
2Гк	очень холодный	очень холодный	очень холодный	холодный	очень холодный	умеренно- континентальный	-	-	холодный среднеглубинный мерзлотный с среднеглубинным сезонным промерзанием
2Гк'	очень холодный	очень холодный	очень холодный	умеренно - холодный	очень холодный	мягкий	-	-	холодный среднеглубинный мерзлотный с мелким сезонным промерзанием
2Гт	холодный	очень холодный	очень холодный	умеренно - холодный	умеренно - холодный	мягкий	-	-	умеренно-холодный немерзлотный с поверхностным сезонным промерзанием
2Гт'	холодный	очень холодный	очень холодный	умеренно - холодный	умеренно - холодный	мягкий	-	-	умеренно-холодный немерзлотный с мелким сезонным промерзанием
3. Южная тундра с преимущественно сплошным распространением ММП									
3Ас	очень холодный	очень холодный		холодный	холодный	умеренно- континентальный	<6	Subgelic	холодный среднеглубинный мерзлотный со среднеглубинным сезонным промерзанием
3Гт	очень холодный	очень холодный		холодный	холодный	умеренно- континентальный	<6	Subgelic	холодный мелкомерзлотный близкосливающийся
3То	холодный	очень холодный	очень холодный	умеренно - холодный	умеренно - холодный	мягкий	<6	Subgelic	умеренно-холодный мелкомерзлотный близкосливающийся

3Тм	очень холодный	очень холодный	очень холодный	умеренно - холодный	умеренно - холодный	мягкий	0	Subgelic	холодный мелкомерзлотный приповерхностно сливающийся
3Тс	очень холодный	очень холодный	очень холодный	холодный	холодный	континентальный	<6	Subgelic	очень холодный мелкомерзлотный приповерхностно сливающийся
3Тп	холодный	холодный	холодный	очень холодный	умеренно - холодный	умеренно- континентальный	+1...+3	Subgelic	умеренно-холодный мелкомерзлотный приповерхностно сливающийся
4. Южная тундра с прерывистым распространением ММП									
4Гт	холодный	очень холодный		холодный		мягкий	<6	Subgelic	холодный/умеренно-холодный мелкомерзлотный близкосливающийся
4Гк	холодный	очень холодный	очень холодный	очень холодный	умеренно - холодный	мягкий	+5...+8	Crylic	прохладный немерзлотный с мелким сезонным промерзанием
4Гп'	холодный	очень холодный	очень холодный	очень холодный	умеренно - холодный	мягкий	+2...+3	Subgelic/ Crylic	умеренно-холодный среднеглубинный мерзлотный со среднеглубинным сезонным промерзанием
4Гк'	холодный	очень холодный	очень холодный	очень холодный	умеренно - холодный	мягкий	+2...+6	Crylic	умеренно-холодный среднеглубинный мерзлотный со среднеглубинным сезонным промерзанием
5. Лесотундра с прерывистым распространением ММП									
5К	очень холодный	очень холодный	очень холодный	очень холодный	очень холодный	континентальный/ умеренно- континентальный	+4...+5	Subgelic	умеренно-холодный среднеглубинный мерзлотный со среднеглубинным сезонным промерзанием

5Кг	холодный	очень холодный	очень холодный	очень холодный	умеренно - холодный	мягкий	+3...+6	Crylic	умеренно-холодный немерзлотный (ММП 3,5 м) с мелким сезонным промерзанием
5Гк	холодный	очень холодный	очень холодный	очень холодный	умеренно - холодный	мягкий	+3...+5	Crylic	умеренно-холодный немерзлотный со среднеглубинным сезонным промерзанием
5Тм	очень холодный	очень холодный	очень холодный	холодный	холодный	континентальный	<6	Subgelic	очень холодный мелкомерзлотный близкосливающийся
5Тп	очень холодный	очень холодный	очень холодный	умеренно - холодный	умеренно - холодный	мягкий	<6	Subgelic	холодный мелкомерзлотный приповерхностно сливающийся
5Сг	холодный	очень холодный				мягкий	+4	Crylic	умеренно-холодный немерзлотный с поверхностным сезонным промерзанием
5Си	холодный	очень холодный				мягкий	+4	Crylic	умеренно-холодный немерзлотный с поверхностным сезонным промерзанием
6. Лесотундра с массивно-островным распространением ММП									
6Тм	очень холодный	холодный	холодный	очень холодный	очень холодный	умеренно- континентальный/ континентальный	0...+1	Subgelic	холодный мелкомерзлотный близкосливающийся
6Эг'	холодный	холодный	холодный	холодный	холодный	умеренно- континентальный	+8...+1 3	Crylic	прохладный немерзлотный (ММП 8 м) с мелким сезонным промерзанием
6Нп'	холодный	умеренно - холодный	умеренно - холодный	умеренно - холодный	умеренно - холодный	резко континентальный	-	-	умеренно-холодный глубокомерзлотный с глубоким сезонным промерзанием

7. Крайнесеверная тайга с редкоостровным распространением ММП										
7Си	холодный					мягкий	+8	Crylic	прохладный немерзлотный с поверхностным сезонным промерзанием	
7Тм	очень холодный	очень холодный	очень холодный	умеренно - холодный	холодный	мягкий	0	Subgelic	холодный мелкомерзлотный близкосливающийся	
7То	очень холодный	холодный	холодный	умеренно - холодный	умеренно - холодный	мягкий	+7...+8	Crylic	прохладный немерзлотный (ММП 9 м) с поверхностным сезонным промерзанием	
7Тм ₂	холодный	очень холодный	очень холодный	умеренно - холодный	холодный	мягкий	0...+1	Subgelic	холодный мелкомерзлотный приповерхностно сливающийся	
7То ²	очень холодный	холодный	холодный	умеренно - холодный	умеренно - холодный	мягкий	+5...+9	Crylic	прохладный немерзлотный с поверхностным сезонным промерзанием	
7Тм ₃	очень холодный	очень холодный	очень холодный	холодный	холодный	умеренно- континентальный	0...+1	Subgelic	очень холодный мелкомерзлотный близкосливающийся	
7То ³	очень холодный	холодный	холодный	умеренно - холодный	умеренно - холодный	мягкий	+6	Crylic	прохладный немерзлотный с поверхностным сезонным промерзанием	
8. Северная тайга со сплошным распространением сезоннопромерзающих почв										
8Ст	холодный	очень холодный	холодный			мягкий	+8	Crylic	прохладный немерзлотный с поверхностным сезонным промерзанием	
8Сг	холодный					мягкий	+6...+7	Crylic	прохладный немерзлотный с поверхностным сезонным промерзанием	

Подтипы температурного режима почв в классификации Димо [1972] приведены в таблице, типы температурного режима обозначены цветовой заливкой: сизой – мерзлотный, серой – длительно сезоннопромерзающий, бежевой – сезоннопромерзающий.

Приложение 4. Физико-химические свойства почв

Физико-химические свойства почв

Индекс почвы	Горизонт	Глубина образца, см	Влажность, %	К гигр.	Потери при прокаливании, %	Ph		Гидролитическая кислотность, мг-экв/100 г почвы	Органический углерод (C), %	Азот общий (N), %	Соотношение C/N	Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы		Сумма Ca+Mg, мг-экв/100 г почвы	Степень насыщенности основаниями, %
						Водный	Солевой					Ca	Mg		
1Гп	T	0-7	420,8	1,14	84,0	6,2	5,6	26,80	33,2	-	-	-	-	-	-
	Th	7-9	254,7	1,10	48,6	7,2	6,5	-	16,9	-	-	-	-	-	-
	Bg	9-20		1,03	6,1	6,8	6,0	-	1,9	-	-	-	-	-	-
	Bg	20-36	26,2	1,02	3,9	7,3	6,3	-	1,1	-	-	-	-	-	-
	Bg	36-46	21,0	1,03	4,4	7,4	6,4	-	1,2	-	-	-	-	-	-
	Bg	46-61	20,4	1,03	6,1	7,6	7,0	-	1,6	-	-	-	-	-	-
	Bg	61-75	13,9	1,02	4,1	8,0	7,3	-	0,5	-	-	-	-	-	-
	CG	75-89		1,02	4,6	8,0	7,4	-	0,6	-	-	-	-	-	-
1Гтп	CG⊥	89-102	13,0	1,02	4,6	7,9	7,4	-	0,6	-	-	-	-	-	-
	O	0-4	542,9	1,15	93,2	6,4	5,3	26,20	38,6	-	-	-	-	-	-
	Th	4-16	275,4	1,08	36,4	6,2	5,6	6,25	21,3	-	-	-	-	-	-
	Bg	16-40	20,9	-	-	-	-	-	3,2	-	-	-	-	-	-
	BG	37-57	-	-	-	-	-	-		-	-	-	-	-	-
	CG	67-82	16,0	1,02	3,4	7,7	7,2	0,47	0,5	-	-	-	-	-	-
	CG⊥	82-97	19,7	1,02	3,0	7,9	7,2	0,39	0,5	-	-	-	-	-	-
	CG⊥	97-116	33,6	1,02	3,4	7,8	7,3	0,37	0,5	-	-	-	-	-	-
1Гж	O	0-8	163,9	1,06	31,3	7,2	6,1	0,46	10,6	-	-	-	-	-	-
	BGf	8-20	25,1	1,02	3,8	5,8	4,3	4,32	0,9	-	-	-	-	-	-
	Bg	20-50	26,9	1,02	3,5	4,7	3,6	5,25	0,8	-	-	-	-	-	-
1Гпг	Oi	0-5	227,9	1,05	27,7	7,7	5,1	17,10	13,3	-	-	-	-	-	-
	Bgh	5-20	33,4	1,01	2,4	4,6	3,8	2,68	0,9	-	-	-	-	-	-
	BG	50-75	21,3	1,01	2,0	5,9	4,7	1,70	0,4	-	-	-	-	-	-

Индекс почвы	Горизонт	Глубина образца, см	Влажность, %	К гигр.	Потери при прокаливании, %	Ph		Гидролитическая кислотность, мг-экв/100 г почвы	Органический углерод (C), %	Азот общий (N), %	Соотношение C/N	Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы		Сумма Ca+Mg, мг-экв/100 г почвы	Степень насыщенности основаниями, %
						Водный	Солевой					Ca	Mg		
1Г _{ТМ}	O	0-6	1090,8	1,12	94,7	4,2	3,2	77,10	36,0	-	-	-	-	-	-
	T	6-24	356,1	1,11	92,1	4,9	3,6	52,60	39,9	-	-	-	-	-	-
	Bg	24-30	19,3	1,03	5,0	4,9	3,5	8,65	1,6	-	-	-	-	-	-
	Bg	30-47	22,9	1,02	4,6	4,9	3,5	7,28	1,4	-	-	-	-	-	-
	Bg	47-60	18,4	1,02	4,1	5,5	3,8	6,38	1,1	-	-	-	-	-	-
	Bg	60-74	14,7	1,02	3,8	5,1	3,8	5,03	1,2	-	-	-	-	-	-
	CG ^L	74-88	42,5	1,02	3,2	5,6	4,4	3,19	0,9	-	-	-	-	-	-
	CG ^L	88-99	25,5	1,01	1,9	5,7	4,4	2,21	0,4	-	-	-	-	-	-
1Г _Т	O	0-3	746,3	1,13	88,0	6,5	5,8	-	35,1	-	-	-	-	-	-
	T ₁	3-12	633,3	1,12	86,8	5,8	5,1	35,90	36,4	-	-	-	-	-	-
	T ₂	12-23	451,2	1,12	83,9	5,3	4,7	40,20	36,8	-	-	-	-	-	-
	BG	30-52	15,7	1,02	3,3	5,1	3,6	-	1,0	-	-	-	-	-	-
	BG	52-62	24,8	1,02	3,1	5,7	4,4	-	0,8	-	-	-	-	-	-
	BG	62-78	19,1	1,02	2,9	6,3	5,0	-	0,5	-	-	-	-	-	-
	BG	78-90	18,8	1,02	3,4	7,1	6,4	-	0,9	-	-	-	-	-	-
	CG ^L	90-99	19,6	1,02	5,2	7,5	7,0	-	1,6	-	-	-	-	-	-
1Г _Г	O	0-3	141,1	1,05	27,2	6,3	5,4	-	14,8	-	-	-	-	-	-
	AY	3-13	18,8	1,02	3,8	6,0	4,7	2,16	2,2	-	-	-	-	-	-
	Bg@	13-30	21,8	1,02	5,0	6,4	5,5	1,98	1,8	-	-	-	-	-	-
	Bg	30-50	7,3	1,02	2,3	6,9	5,3	1,13	0,5	-	-	-	-	-	-
2Ac	O	0-2	23	1,07	85,1	3,6	3,3	121	35,3	1,21	29	8,1	5,7	13,8	10
	Bh	2-10	21	1,00	1,2	4,2	3,8	3,26	44,50	1,40	32	0,4	0,2	0,5	14
	I	15-25	17	1,00	0,6	4,8	4,2	1,78	0,35	0,03	11	0,4	0,2	0,6	25
	II	30-40	40	1,00	1,6	4,8	4,0	2,62	0,45	0,04	11	0,9	0,5	1,4	35

Индекс почвы	Горизонт	Глубина образца, см	Влажность, %	К гигр.	Потери при прокаливании, %	Ph		Гидролитическая кислотность, мг-экв/100 г почвы	Органический углерод (C), %	Азот общий (N), %	Соотношение C/N	Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы		Сумма Са+Mg, мг-экв/100 г почвы	Степень насыщенности основаниями, %
						Водный	Солевой					Са	Mg		
2Ac	II	50-60	40	1,00	0,7	4,8	4,1	1,53	0,15	<0,03		0,7	0,4	1,2	43
	T'	65-70	90	1,05	51,9	4,4	4,1	75,4	20,8	1,06	20	11,0	3,7	14,7	16
	Cg'	90-100	45	1,05	5,1	6,1	4,7	2,86	0,45	0,07	7	19,9	8,3	28,2	91
2Ac'	PAT	0-2	25	1,01	15,4	4,9	4,1	38,4	8,3	0,48	17	2,6	2,0	4,6	11
	I	5-15	35	1,01	2,9	4,4	3,9	5,25	0,89	0,071	13	0,7	0,6	1,4	21
	II	25-35	51	1,07	2,7	4,6	4,0	7,92	3,1	0,22	14	5,0	1,0	6,1	43
	T'	40-50	90	1,10	79,9	4,9	4,2	75,4	36,6	1,80	20	32,0	6,4	38,3	34
2Ar	O	0-8	50	1,04	26,8	5,2	4,4	58,9	12,5	0,73	17	6,6	3,9	10,4	15
	Bh	8-15	70	1,01	7,0	4,6	4,0	7,59	2,0	0,148	14	2,2	1,4	3,6	32
	G	20-30	44	1,00	2,3	4,7	4,0	3,05	0,63	0,058	11	1,0	0,8	1,7	36
	G	40-50	55	1,00	1,1	4,6	3,9	2,07	0,23	<0,030		0,7	0,6	1,3	39
	T'	50-60	>100	1,04	34,5	5,1	4,6	49,2	12,0	0,66	18	11,0	6,0	16,9	26
2Ar'	PAT	0-5	60	1,04	37,0	5,8	4,8	60,2	13,8	0,93	15	10,1	5,1	15,3	20
	I	10-20	40	1,01	4,2	5,1	4,0	6,38	1,7	0,128	13	1,3	1,0	2,3	27
	T'	23-25	55	1,04	29,1	5,3	4,4	49,2	9,4	0,56	17	3,5	1,7	5,2	10
	II	30-40	48	1,00	1,3	5,2	4,1	2,80	0,36	0,036	10	0,6	0,4	1,0	27
2Tm	O	0-3	25	1,07	83,9	3,7	2,9	84,40	35,6	1,10	32	4,2	2,7	6,9	8
	T ₁	3-20	60	1,07	93,8	3,7	2,8	108,00	47,8	1,46	33	3,8	1,4	5,2	5
	T ₂	20-30	50	1,09	98,6	3,5	2,7	118,00	49,7	1,52	33	7,2	1,3	8,5	7
	T ₃	30-40	50	1,10	97,2	3,7	3,1	98,70	48,3	1,80	27	25,2	1,3	26,5	21
	T _⊥	45-65	-	1,09	97,3	4,7	3,8	108	44,5	1,25	36	25,3	1,7	26,9	20
	T _⊥	65-78	-	1,10	96,5	5,0	4,2	49,20	46,6	1,80	26	31,0	3,8	34,8	41
	T _⊥	78-90	-	1,09	95,7	5,2	4,6	41,10	48,0	1,8	27	33,6	4,4	38,0	48

Индекс почвы	Горизонт	Глубина образца, см	Влажность, %	К гигр.	Потери при прокаливании, %	Ph		Гидролитическая кислотность, мг-экв/100 г почвы	Органический углерод (C), %	Азот общий (N), %	Соотношение C/N	Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы		Сумма Ca+Mg, мг-экв/100 г почвы	Степень насыщенности основаниями, %
						Водный	Солевой					Ca	Mg		
2Тм	T ₁	90-100	-	1,10	92,6	5,4	4,7	38,40	46,7	1,30	36	-	-	-	-
2Тм'	Th	5-15	40-80	1,09	89,6	3,7	2,9	>145	42,3	1,41	30	6,5	4,2	10,7	-
	T ₂	20-30	97	1,08	97,4	3,7	2,8	>145	49,8	1,8	28	6,1	1,4	7,6	-
	T ₃	35-45	>100	1,09	97,2	3,8	3,0	>145	47,9	1,7	28	9,2	1,4	10,6	-
2Гк	O	0-5	20	-	-	4,1	3,5	57,50	-	-	-	9,1	5,5	14,7	20
	Bg	5-15	36	1,02	3,0	5,9	4,3	3,40	0,34	0,048	7	9,1	3,2	12,3	78
	CRMg	20-30	38	1,03	3,3	6,1	4,5	3,13	0,29	0,048	6	11,7	4,8	16,5	84
	CRM@	40-50	42	1,01	3,1	5,0	4,0	4,42	1,7	0,12	14	13,9	6,0	20,0	82
	Dg	60-70	40	1,01	1,3	6,4	5,0	1,40	<0,15	<0,030		5,3	1,7	7,0	83
2Гк'	PAT	0-2	35	1,02	4,9	5,3	4,1	6,38	1,63	0,110	15	6,2	2,4	8,6	57
	B	2-12	45	1,03	5,9	5,4	4,1	6,11	2,1	0,118	18	8,1	2,8	10,9	64
	Bg	20-30	40	1,01	2,1	6,1	4,6	2,74	0,45	0,035	13	5,8	1,6	7,5	73
	CRM@	40-50	40	1,03	3,7	6,4	4,9	2,41	0,39	0,055	7	-	-	-	0
2Гт	T	0-10	>100	1,10	63,5	5,9	5,2	77,1	30,6	2,1	15	51,5	5,3	56,8	42
	Th	10-20	>100	1,25	59,3	6,0	5,4	61,6	25,6	1,9	13	72,7	7,6	80,3	57
	BG	20-30	33	1,02	3,1	5,8	4,2	3,79	0,46	0,057	8	53,8	13,7	67,5	95
	CRMg	35-45	35	1,02	3,3	5,7	4,4	3,71	0,47	0,056	8	11,2	3,2	14,4	80
	Cg	60-70	43	1,03	4,2	5,9	4,5	3,63	0,40	0,059	7	16,7	6,2	22,8	86
2Гт'	PAT ₁	0-10	95	1,06	73,2	5,7	5,1	68,9	35,0	2,0	18	51,3	6,7	58,0	46
	PAT ₂	10-15	>100	1,12	58,1	5,9	5,2	65,9	28,1	1,8	16	84,4	7,7	92,1	58
	Gox	15-25	38	1,03	4,3	5,7	4,6	4,14	0,61	0,056	11	16,6	4,4	21,0	84
	CRMg	30-40	35	1,03	4,8	5,7	4,6	3,96	0,53	0,056	9	18,9	6,5	25,3	86

Индекс почвы	Горизонт	Глубина образца, см	Влажность, %	К гигр.	Потери при прокаливании, %	Ph		Гидролитическая кислотность, мг-экв/100 г почвы	Органический углерод (C), %	Азот общий (N), %	Соотношение C/N	Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы		Сумма Са+Mg, мг-экв/100 г почвы	Степень насыщенности основаниями, %
						Водный	Солевой					Са	Mg		
3Ac	O	0-10	11	1,08	79,8	3,8	3,1	77,10	39,0	1,25	31	5,7	3,9	9,6	11
	I	10-20	-	1,01	3,0	4,2	3,8	7,59	1,6	0,08	19	0,3	0,2	0,5	6
	II	20-30	-	1,00	0,6	4,8	4,2	2,41	0,18	0,01	14	0,4	0,2	0,6	19
	III	30-40	-	1,00	0,8	5,1	4,1	1,86	0,15	0,01	14	0,6	0,4	1,0	36
	IV	40-50	-	1,01	1,0	5,4	4,2	1,74	0,15	0,02	9	1,5	0,9	2,4	58
	CG	50-60	-	1,01	1,5	5,6	4,3	1,74	0,22	0,03	8	3,7	1,4	5,1	75
	CG	60-70	-	1,02	3,2	6,2	4,7	2,52	0,45	0,05	10	8,2	3,2	11,4	82
	CG	70-80	-	1,02	2,9	6,4	5,1	1,94	0,23	0,02	10	8,0	3,1	11,0	85
	CG	80-90	-	1,02	3,2	6,2	4,6	2,68	0,44	0,04	10	8,8	3,5	12,3	82
	CG	90-100	-	1,02	3,4	7,5	6,8	0,60	0,59	0,05	12	10,3	5,1	15,4	96
3Гг	O	0-2	-	1,08	89,1	4,4	3,5	75,4	43,8	1,76	25	16,18	6,16	22,3	23
	T	2-13	-	1,08	90,2	4,4	3,3	78,8	30	1,36	22	19,75	5,19	24,9	24
	Bg	13-17	-	1,02	2,9	5,7	4,0	4,2	1,22	0,07	16	4,64	2,25	6,9	62
	Bg	17-30	-	1,02	2,3	5,9	4,0	3,3	0,84	0,06	15	5,05	2,14	7,2	69
	BG	30-80	-	1,01	1,2	5,9	4,1	1,8	1,07	0,07	16	1,09	0,51	1,6	47
	BG	48-62	-	1,02	3,8	5,9	4,1	4,2	0,95	0,07	14	4,16	1,46	5,6	57
	BG	62-72	-	1,02	3,4	6,4	4,4	2,9	0,38	0,05	8	9,66	3,44	13,1	82
	CG	72-82	-	1,03	5,1	6,9	5,2	2,1	0,57	0,06	10	15,56	5,68	21,2	91
	CG	80-90	-	1,02	3,3	6,1	4,2	4,0	0,64	0,07	10	8,45	3,04	11,5	74
3To	O	0-12	91	11,67	97,2	5,7	3,6	72,10	41,4	0,44	94	6,2	5,1	11,4	14
	T	12-19	-	1,00	94,8	5,8	3,9	80,60	44,3	1,8	25	8,8	4,1	12,9	-
	TO	19-30	89	8,93	96,6	5,8	5,7	78,80	41,4	0,75	55	14,1	4,4	18,6	19
	Th	30-44	86	7,04	92,1	5,8	4,4	73,70	43,7	1,43	31	13,4	3,7	17,1	19

Индекс почвы	Горизонт	Глубина образца, см	Влажность, %	К гигр.	Потери при прокаливании, %	Ph		Гидролитическая кислотность, мг-экв/100 г почвы	Органический углерод (C), %	Азот общий (N), %	Соотношение C/N	Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы		Сумма Са+Mg, мг-экв/100 г почвы	Степень насыщенности основаниями, %
						Водный	Солевой					Са	Mg		
3To	T ₁	45-58	83	5,97	92,7	6,2	4,0	101,00	41,2	0,88	47	16,8	4,8	21,7	18
	T ₂	58-65	58	-	-	3,9	3,5	-	-	-	-	2,6	0,8	3,5	-
	Dg ₁	65-74	22	1,29	2,2	4,5	4,4	5,37	0,98	0,051	19	0,7	0,2	0,9	14
	Dg ₂	80-86	19	1,24	1,6	6,6	4,9	5,37	0,30	<0,030	-	1,0	0,3	1,3	19
	Dg ₃	91-100	17	1,21	1,2	5,1	4,0	3,63	0,31	<0,030	-	1,2	0,5	1,8	33
3Tм	O	0-2	90	1,09	95,1	4,0	3,2	68,0	46,7	1,22	38	7,5	6,4	13,9	17
	TO	2-10	-	1,10	96,5	3,6	2,7	113,0	45,9	1,06	43	5,7	4,3	10,1	8
	TH	10-23	-	1,07	79,3	3,7	3,0	90,2	48,9	1,62	30	3,0	1,2	4,2	4
	TH	25-32	-	1,06	76,8	3,9	3,3	75,4	44,6	1,91	23	2,8	0,8	3,5	4
	TH	32-48	65	2,85	81,6	6,2	4,9	82,50	37,0	2,0	19	13,0	1,6	14,6	15
	T ₂	48-52	71	3,45	45,0	6,1	4,9	61,60	31,6	1,33	24	14,5	2,2	16,7	21
	Dh ₁	52-55	49	1,96	16,9	6,0	4,4	14,20	9,6	0,48	20	5,1	0,8	5,9	29
	Dh ₂	55-58	46	-	-	4,8	4,0	>17,3	9,4	0,48	20	4,5	0,8	5,3	-
	Dh ₃	58-64	37	1,58	18,5	6,0	4,6	12,50	14,2	0,72	20	7,4	1,9	9,3	43
	Dh ₄	64-74	50	1,98	14,5	4,8	3,9	11,2	9,4	0,47	20	6,5	1,9	8,4	43
	Dh ₅	74-86	58	2,38	18,7	5,6	4,6	16,20	19,2	0,86	22	6,2	1,5	7,7	32
	Dh ₆	86-97	62	2,65	22,2	5,7	5,0	13,90	23,8	1,09	22	6,2	0,8	7,1	34
	Dhg ₁	97-100	62	2,61	30,1	6,3	5,0	29,30	13,2	0,61	22	5,3	1,4	6,7	19
3Tc	O	0-10	-	1,09	96,6	3,6	2,8	92,30	48,6	1,8	28	5,7	2,6	8,2	8
	TH	10-20	-	1,08	82,1	3,7	3,1	103,00	43,3	2,1	21	3,2	0,3	3,6	3
	TH	20-30	-	1,10	90,2	3,8	3,2	116,00	47,5	2,3	21	5,6	0,4	6,0	5
	TH	32-40	-	1,08	83,1	4,1	3,4	86,30	44,2	2,1	21	22,9	0,7	23,5	21
	TH	40-47	-	1,11	93,9	4,2	3,6	78,80	49,0	1,5	32	42,0	2,3	44,3	36

Индекс почвы	Горизонт	Глубина образца, см	Влажность, %	К гигр.	Потери при прокаливании, %	Ph		Гидролитическая кислотность, мг-экв/100 г почвы	Органический углерод (C), %	Азот общий (N), %	Соотношение C/N	Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы		Сумма Са+Mg, мг-экв/100 г почвы	Степень насыщенности основаниями, %
						Водный	Солевой					Са	Mg		
3Тп	T@	0-5	113	1,06	68,4	4,4	4,1	50,3	39,8	2,2	18	22,5	4,5	26,9	35
	T2	5-20	182	1,09	90,4	5,0	4,3	52,6	50,1	2,90	17	44,1	5,8	49,9	49
	T3	20-50	240	1,11	91,7	5,3	4,6	65,5	47,9	2,94	16	73,9	8,6	82,5	56
	T3⊥	50-65	80	1,02	14,6	5,4	4,6	8,45	8,0	0,67	12	2,8	0,7	3,5	29
	CG⊥	65-80	74	1,02	9,6	5,7	4,7	5,98	4,0	0,36	11	11,8	3,0	14,7	71
	CG⊥	80-95	46	1,01	4,6	5,7	4,7	4,32	1,56	0,143	11	8,5	2,4	11,0	72
4Гт	TO	0-6	42	1,08	64,5	5,5	6,1	53	26,9	1,5	18	63,6	6,4	70,0	57
	Bh	6-7	84	6,18	4,2	7,2	6,2	1,53	1,8	0,11	17	18,1	3,1	21,3	93
	Bg	7-30	18	1,22	2,4	6,6	5,0	2,07	0,21	0,04	6	15,7	5,2	20,9	91
	Bcrm	30-50	17	1,20	2,4	6,7	5,1	1,94	0,22	0,04	6	15,3	5,2	20,5	91
	Bcrm	50-80	18	1,22	2,4	6,8	5,4	1,63	0,22	0,04	6	12,8	4,8	17,6	92
	Cg⊥	80-95		1,00	2,4	7,2	5,7	1,34	0,22	0,04	6	9,9	4,4	14,3	91
	Cg⊥	95-104		1,00	2,9	6,9	5,7	1,28	0,32	0,05	7	13,8	4,9	18,7	94
	Cg⊥	104-116	47	1,87	2,6	7,1	6,0	1,13	0,28	0,05	6	16,9	5,0	21,8	95
	Cg⊥	116-125	43	1,74	2,7	7,1	6,0	1,03	0,30	0,05	7	19,1	4,7	23,8	96
	Cg⊥	125-134	37	1,59	2,5	7,3	6,4	0,75	0,28	0,04	6	17,3	4,7	22,0	97
	Cg⊥	134-142	32	1,47	2,6	7,4	6,3	0,72	0,32	0,04	7	9,5	4,6	14,1	95
	Cg⊥	142-150	51	2,04	2,5	7,3	6,3	-	0,36	0,04	8	10,5	4,8	15,3	
4Гк	O	0-7	30	-	-	-	4,6	52,8	49,46	1,09	45	33,4	0,7	34,1	39
	Bh/O	7-14	22	-	-	-	3,5	28,5	2,31	0,18	13	6,6	0,8	7,4	21
	G	19-29	46	-	-	-	3,9	9,2	0,5	0,08	6	1,7	0,5	2,2	19
	Gcrm	37-47	37	-	-	-	3,8	6,5	0,75	0,08	9	5,2	0,6	5,8	60
	CRM	68-78	30	-	-	-	5,0	1,3	0,76	0,09	8	15,4	3,0	18,4	93

Индекс почвы	Горизонт	Глубина образца, см	Влажность, %	К гигр.	Потери при прокаливании, %	Ph		Гидролитическая кислотность, мг-экв/100 г почвы	Органический углерод (C), %	Азот общий (N), %	Соотношение C/N	Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы		Сумма Са+Mg, мг-экв/100 г почвы	Степень насыщенности основаниями, %
						Водный	Солевой					Са	Mg		
4Гк	CRM	84-94	31	-	-	-	5,4	1,1	0,29	0,05	6	17,5	3,1	20,6	95
	BCg	125-135	32	-	-	-	5,9	0,8	0,23	0,04	6	16,5	2,5	19,0	96
4Гп'	AY	0-5	69	3,25	56,9	6,7	6,2	27,40	22,8	1,6	14	50,6	5,8	56,3	67
	Bh	5-8	29	1,42	7,3	5,4	4,4	6,25	6,4	0,40	16	11,3	2,0	13,3	68
	G	8-28	20	1,25	5,1	6,0	5,6	5,85	3,5	0,20	18	6,6	1,8	8,4	59
	CRM	28-75	15	1,18	4,2	6,3	6,0	3,13	0,92	0,06	16	9,4	4,4	13,8	82
	Ccrm	75-100	19	-	-	5,9	3,6	1,70	0,22	0,04	6	-	-	-	-
	Ccrm	100-111	14	1,16	4,6	7,4	6,6	0,72	1,03	0,04	23	14,8	5,4	20,2	97
	Cg	111-122	14	1,16	3,4	7,0	5,9	0,83	0,50	0,05	10	15,0	4,9	19,9	96
	Cg	122-133	13	1,15	2,7	7,5	7,5	0,64	0,34	0,04	8	13,9	4,4	18,2	97
	Cg	133-141	14	1,17	2,6	6,8	6,3	0,64	0,33	0,04	8	14,6	4,8	19,4	97
	Cg	141-151	18	1,23	2,8	7,6	6,5	0,60	0,32	0,04	7	15,4	5,1	20,4	97
	Cg [⊥]	151-160	18	1,22	2,8	7,1	6,8	0,81	0,34	0,04	8	16,1	4,8	20,9	96
	Cg [⊥]	160-170	16	1,20	3,2	7,4	6,8	0,48	0,44	0,05	9	20,4	4,3	24,7	98
	Cg [⊥]	170-179	15	1,18	4,5	7,4	7,3	0,53	0,70	0,05	14	17,4	5,9	23,2	98
4Гк'	AY	0-3	20	-	45,2	5,3	4,3	14,9	27,33	1,98	14	-	-	-	-
	AY/Bg	3-10	26	-	7,1	5,4	4,0	-	2,86	0,21	14	3,0	0,8	3,8	-
	G	10-22	27	-	2,8	5,3	3,8	9,4	0,48	0,06	8	3,0	0,7	3,7	28
	Bcrm	22-38	27	-	3,0	5,2	3,7	4	0,39	0,06	7	2,6	1,2	3,8	49
	CRM	38-60	29	-	2,6	5,8	3,9	2,7	0,18	0,04	5	14,3	6,7	21,0	89
	B	60-100	34	-	3,5	6,0	4,1	2,3	0,20	0,04	5	16,0	7,5	23,5	91
	BC	100-140	34	-	3,5	6,3	4,3	1,3	0,24	0,04	6	16,7	6,0	22,7	95
	BCg	140-155	33	-	3,6	6,7	4,4	-	0,29	0,05	6	17,6	8,1	25,7	

Индекс почвы	Горизонт	Глубина образца, см	Влажность, %	К гигр.	Потери при прокаливании, %	Ph		Гидролитическая кислотность, мг-экв/100 г почвы	Органический углерод (C), %	Азот общий (N), %	Соотношение C/N	Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы		Сумма Са+Mg, мг-экв/100 г почвы	Степень насыщенности основаниями, %
						Водный	Солевой					Са	Mg		
5K	O	0-5	583	-	24,3	4	3,6	15,5	-	-	-	2,8	0,7	3,5	19
	Elg	5-15	184	-	5,9	4,2	3,7	11,7	1,25	0,08	16	0,9	0,4	1,3	10
	CRM ₁	5-15	26	-	4,9	4,2	3,6	11	0,34	0,04	8	2,0	1,0	3,0	21
	CRM ₂	15-27	-	-	4,6	4,5	3,7	6,5	0,23	0,04	5	4,6	2,5	7,1	52
	CRM ₃	30-40	48	-	4,4	4,7	3,8	4,9	-	-	-	5,7	3,2	8,9	64
	CRMg	50-60	33	-	2,8	4,9	3,7	2,4	-	-	-	5,3	2,5	7,8	76
5K _г	TO	0-11	19	1,07	86,8	3,4	3,4	25	34,7	1,2	-	4,7	3,0	7,7	24
	BH	11-19	-	1,02	9,5	3,7	3,6	6,97	3,0	0,2	-	0,7	0,5	1,2	15
	Bg	20-30	-	1,02	4,5	4,6	4,0	4,61	1,2	0,1	-	1,6	1,0	2,6	36
	CRM	35-45	-	1,01	2,2	5,2	4,3	1,56	0,2	0,0	-	3,2	1,6	4,8	76
	CRM	50-60	-	1,01	2,4	5,3	4,2	1,74	0,2	0,0	-	5,1	2,8	8,0	82
	BCg	60-70	-	1,01	2,4	5,2	4,3	1,67	0,2	0,0	-	5,6	3,1	8,7	84
	BCg	70-80	-	1,01	2,6	5,5	4,3	1,60	0,2	0,0	-	5,0	2,7	7,7	83
5Гк	O	0-5	15	-	28,2	4,2	3,7	40,2	-	-	-	0,0	0,4	0,5	1
	Gox-Bf	5-12	21	-	4,6	4,2	3,8	12	1,11	0,09	12	0,0	0,2	0,3	2
	G	15-18	-	-	3,1	4,2	3,9	7,9	0,5	0,05	10	0,0	0,3	0,3	4
	CRMg ₁	20-30	-	-	3,1	4,5	3,8	6,3	0,27	0,05	5	0,5	0,7	1,3	17
	CRMg ₂	40-50	-	-	3,3	4,8	3,9	3,8	-	-	-	2,1	1,2	3,3	46
	G	60-70	-	-	4,1	5,0	4,0	3,3	-	-	-	3,9	2,0	5,9	64
5Тм	T	0-10	181	1,09	93,4	4,4	3,6	27,4	47,6	2,83	17	57,0	1,4	58,4	68
	TO	20-30	281	1,11	90,0	4,8	4,1	26,8	46,7	2,4	19	81,4	11,1	92,5	78
	T	40-54	325	1,10	93,2	5,0	4,3	26,8	47,6	2,5	19	84,2	14,1	98,3	79

Индекс почвы	Горизонт	Глубина образца, см	Влажность, %	К гигр.	Потери при прокаливании, %	Ph		Гидролитическая кислотность, мг-экв/100 г почвы	Органический углерод (C), %	Азот общий (N), %	Соотношение C/N	Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы		Сумма Ca+Mg, мг-экв/100 г почвы	Степень насыщенности основаниями, %
						Водный	Солевой					Ca	Mg		
5Тм	T $\perp$	54-69	769	-	-	5,2	4,4	-	48	2,1	23	77,2	11,2	88,4	-
	T $\perp$	69-74	699	-	-	5,2	4,3	-	47,8	2,1	23	-	-	-	-
	T $\perp$	74-87	665	1,20	91,0	5,1	4,3	-	50,1	1,32	38	-	-	-	-
	T $\perp$	87-105	613	1,13	89,8	5,2	4,4	-	47,9	2,4	20	75,9	10,6	86,6	-
	T $\perp$	105-122	1014	-	-	5,3	4,5	-	48,8	2,3	21	68,1	10,3	78,4	-
	T $\perp$	122-142	1137	1,15	91,6	5,2	4,4	-	48,1	2,2	22	78,3	11,1	89,5	-
	T $\perp$	142-155	1123	-	-	5,4	4,4	-	48,1	2,3	21	61,4	9,0	70,4	-
	T $\perp$	155-167	1345	-	-	5,3	4,3	-	48,6	2,1	23	61,7	9,3	71,0	-
	T $\perp$	167-185	2416	1,10	92,1	5,4	4,5	-	48,7	2,1	23	-	-	-	-
	T $\perp$	185-189	1407	-	-	-	4,3	-	47,8	2,4	20	-	-	-	-
	T $\perp$	189-201	1174	1,15	93,1	5,3	4,4	-	42,3	1,9	22	53,2	8,2	61,4	-
	T $\perp$	201-214	719	-	-	5,5	4,6	-	28,4	1,46	19	44,0	8,4	52,4	-
	T $\perp$	214-228	1298	-	-	5,3	4,5	-	47,2	2,1	22	61,9	9,9	71,8	-
	T $\perp$	228-244	1567	-	-	5,3	4,5	-	48,7	2	24	78,6	12,9	91,5	-
	T $\perp$	244-257	1107	1,15	89,2	5,4	4,6	-	50,9	2,2	23	49,0	8,9	58,0	-
5Тп	ТО	0-10	246	1,14	98,7	3,9	3,1	-	48,4	1,9	25	10,8	4,3	15,2	-
	ТО	10-20	326	1,14	98,7	4,1	3,2	-	47,7	2,4	20	24,7	1,0	25,7	-
	T ₁	25-35	178	1,10	92,3	4,6	3,7	-	35,4	2	18	24,1	2,3	26,4	-
	TE	35-55	304	1,14	94,8	5,6	5,0	-	46,1	2,86	16	55,4	8,4	63,8	-
	T $\perp$	55-73	293	1,03	97,0	5,8	3,1	-	48,3	2,9	17	84,7	10,1	94,8	-
	T $\perp$	73-90	414	1,11	90,1	5,2	4,3	-	49	2,6	19	50,3	7,5	57,8	-
	T $\perp$	90-108	561	-	-	4,9	4,0	-	48,6	2,5	19	48,9	7,5	56,4	-
	T $\perp$	108-127	2483	1,14	84,8	5,1	4,1	-	48,7	2,4	20	49,8	7,0	56,8	-

Индекс почвы	Горизонт	Глубина образца, см	Влажность, %	К гигр.	Потери при прокаливании, %	Ph		Гидролитическая кислотность, мг-экв/100 г почвы	Органический углерод (C), %	Азот общий (N), %	Соотношение C/N	Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы		Сумма Ca+Mg, мг-экв/100 г почвы	Степень насыщенности основаниями, %
						Водный	Солевой					Ca	Mg		
5Тп	T $\perp$	127-135	689	-	-	5,0	4,1	-	48,4	2,2	22	46,4	5,9	52,2	-
	T $\perp$	135-149	1024	1,01	81,2	5,0	4,1	-	48,5	2,3	21	43,1	5,7	48,8	-
	DG $\perp$	149-163	710	-	-	4,9	4,0	-	48,3	2,5	19	50,1	6,5	56,6	-
	DG $\perp$	163-184	1284	-	-	4,6	3,9	-	48,8	2,1	23	43,0	5,8	48,7	-
	DG $\perp$	184-204	1311	-	-	4,6	3,8	-	48,2	2,2	22	45,3	6,1	51,5	-
	DG $\perp$	204-225	836	-	-	4,8	4,0	-	47,9	2,3	21	55,3	7,1	62,5	-
	DG $\perp$	225-241	759	-	-	5,0	4,1	-	48,6	2,3	21	56,8	7,0	63,8	-
	DG $\perp$	241-257	769	-	-	5,0	4,3	-	48,3	2,3	21	66,5	8,5	75,0	-
5Сг	O	0-5	10	-	47,1	4	3,3	47	-	-	-	0,2	1,8	2	4
	Eg	5-10	16	-	5,3	4,1	3,6	14,5	2,05	0,12	17	0	0,3	0,3	2
	BF	10-20	-	-	6,9	4,5	3,8	11,7	1,15	0,07	16	0	0,3	0,3	2
	CRMg	20-40	-	-	5,8	4,5	3,9	13,6	0,7	0,06	12	0,1	0,6	0,7	5
	CRM	40-50	-	-	3,0	4,2	3,8	7,4	-	-	-	0,3	0,9	1,2	14
	CRMC	60-70	-	-	3,5	4,5	3,8	6,4	-	-	-	3,1	1,6	4,7	42
5Си	O	5-0	-	-	56,4	3,9	3,3	68,9	-	-	-	0,2	0,7	0,9	1
	ELg	0-3	-	-	5,3	4,3	3,7	15,5	1,35	0,08	17	0	0	0	0
	BF	3-12	-	-	5,6	4,2	3,9	13,6	1,04	0,08	13	0	0	0	0
	CRM ₁	12-25	-	-	4,2	4,2	3,8	13,6	0,47	0,05	9	0,2	0,5	0,7	5
	CRM ₂	25-45	-	-	3,9	4,4	3,8	9	0,3	0,04	8	0,3	0,8	1,1	11
	CRM ₃	45-70	-	-	4,0	4,6	3,8	8,3	-	-	-	1,5	1	2,5	23
	CRMCg	70-100	-	-	4,0	4,8	3,9	4,7	-	-	-	3,6	1,7	5,3	53
6Тм	O	0-5	39	1,08	86,9	3,8	2,8	72,1	41,59	1,8	23	12,2	3,4	15,6	18

Индекс почвы	Горизонт	Глубина образца, см	Влажность, %	К гигр.	Потери при прокаливании, %	Ph		Гидролитическая кислотность, мг-экв/100 г почвы	Органический углерод (C), %	Азот общий (N), %	Соотношение C/N	Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы		Сумма Са+Mg, мг-экв/100 г почвы	Степень насыщенности основаниями, %
						Водный	Солевой					Са	Mg		
6Тм	T ₁	5-10	-	1,08	96,2	3,7	2,8	108	49,8	3,01	17	11,5	1,7	13,2	11
	T ₁	10-20	-	1,10	97,4	3,6	2,8	96,5	49,5	3,08	16	14,2	1,4	15,7	14
	T ₂	20-30	-	1,09	97,0	3,8	3,0	86,3	49,5	2,93	17	17,5	1,9	19,4	18
	T ₃	30-40	-	1,08	96,8	4,2	3,3	78,8	50	2,7	19	33,7	1,5	35,2	31
	T _⊥	40-50	-	1,08	96,7	4,4	3,4	65,9	49,7	2,89	17	33,9	1,5	35,4	35
	T _⊥	50-60	-	1,09	96,3	4,4	3,5	78,8	48,9	2,76	18	40,9	1,8	42,7	35
	T _⊥	60-70	-	1,09	95,8	4,5	3,5	75,4	49	2,72	18	48,7	2,4	51,2	40
	T _⊥	70-80	-	1,10	95,9	4,7	3,9	73,7	49,5	2,3	22	55,6	3,8	59,4	45
	T _⊥	80-90	-	1,09	95,7	4,4	3,5	77,1	49,5	2,6	19	46,3	2,6	48,9	39
	T _⊥	90-100	-	1,10	95,3	4,6	3,7	68,9	50,2	2,6	19	58,1	3,2	61,3	47
	T _⊥	100-110	-	1,10	95,0	4,8	4,0	75,4	49,3	2,4	21	58,5	4,2	62,7	45
	T _⊥	110-120	-	1,10	94,6	4,9	4,1	64,4	48,8	2,4	20	67,2	3,9	71,1	52
	T _⊥	120-130	-	1,10	94,2	4,9	4,1	64,4	47,5	2,4	20	57,7	11,0	68,7	52
	T _⊥	130-140	-	1,11	94,3	5,0	4,2	73,7	48,2	2,1	23	64,2	13,6	77,7	51
	T _⊥	140-150	-	1,11	93,7	5,0	4,2	63,3	47,3	2,2	22	67,7	14,2	81,9	56
	T _⊥	150-160	-	1,11	94,0	5,2	4,3	64,4	47,8	2,2	22	65,6	13,2	78,8	55
	T _⊥	160-170	-	1,11	93,6	5,1	4,2	64,4	47,1	2,3	20	69,5	14,2	83,7	57
	T _⊥	170-180	-	1,11	93,9	5,1	4,3	60,2	47,6	2,4	20	65,3	12,9	78,3	57
	T _⊥	180-190	-	1,11	93,6	5,1	4,3	70,5	47,3	2,3	21	64,9	13,0	77,9	53
	T _⊥	190-200	-	1,11	94,0	5,1	4,2	61,6	47,9	2,4	20	63,5	13,0	76,6	55
6Эг'	O	0-1	41	1,03	25,0	7,0	7,0	2,11	10	0,59	16	42,5	3,8	46,3	96
	AY	1-5	-	1,02	7,7	7,3	7,0	0,54	0,6	0,02	32	33,0	2,4	35,4	98
	Ig	5-15	-	1,01	3,9	7,7	7,5	0,24	1,6	0,04	44	23,9	1,6	25,5	99

Индекс почвы	Горизонт	Глубина образца, см	Влажность, %	К гигр.	Потери при прокаливании, %	Ph		Гидролитическая кислотность, мг-экв/100 г почвы	Органический углерод (C), %	Азот общий (N), %	Соотношение C/N	Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы		Сумма Ca+Mg, мг-экв/100 г почвы	Степень насыщенности основаниями, %
						Водный	Солевой					Ca	Mg		
6Эг'	Ig	15-25	-	1,03	3,6	7,8	7,7	0,20	1,1	0,02	52	17,2	0,9	18,1	99
	IIg	25-35	-	1,00	6,8	7,8	7,6	0,20	1,7	0,03	55	39,7	2,3	42,0	100
	IIg	35-45	-	1,00	6,0	7,8	7,6	0,20	1,2	0,03	44	36,4	1,7	38,1	99
6Нп'	I	0-10	19	1,00	0,7	6,2	6,0	0,23	0,1	<0,01	-	2,0	0,3	-	-
	II	10-20	20	1,00	0,8	7,0	6,5	0,23	0,2	<0,01	-	2,0	0,3	-	-
7Сн	O	0-6	11	-	82,0	3,8	3	63,3	-	-	-	7,7	3,8	11,5	15
	Eg	7-12	-	-	3,3	3,8	3,5	9,2	1	0,07	14	0,1	0,0	0,1	1
	BHF	12-20	-	-	5,5	4,1	4	9,8	1,69	0,03	56	0,2	0,0	0,2	2
	CRMf	20-30	-	-	2,9	4,2	4	9,8	0,47	0,05	9	0,1	0,2	0,4	4
	CRM	40-50	-	-	2,8	4,3	3,9	10,1	0,28	0,04	7	0,3	0,7	1,0	9
	CRMt	60-70	-	-	2,7	4,4	3,8	8,8	0,24	0,04	6	1,2	1,0	2,2	20
	Dg	80-90	-	-	2,4	4,6	3,8	5,7	0,27	0,05	5	2,2	1,5	3,7	39
	Dg	105-115	-	-	3,1	4,8	3,9	4,3	0,48	0,07	7	3,2	1,2	4,4	51
	Dg	120-160	-	-	0,8	5	4,2	1	0,04	0,01	4	0,1	0,4	0,5	33
7Тм	O	0-5	12	1,11	96,9	4,1	3,5	88,20	46,1	1,9	24	12,2	4,9	17,1	16
	T ₁	5-15	104	1,11	96,7	3,5	2,7	84,4	47,6	1,52	31	9,7	3,5	13,1	13
	T ₂	15-25	252	1,10	96,0	3,3	2,6	33,5	46,9	2,2	21	8,8	1,7	10,5	24
	T ₃	25-35	304	1,11	97,0	3,5	2,8	33,5	46,7	2,6	18	8,6	0,3	8,9	21
	T ₃	35-45	343	1,12	96,9	3,6	2,9	72,1	47,9	2,5	19	12,8	0,2	13,0	15
	T ₄	45-55	576	1,12	96,2	4,0	3,2	29,3	46,7	2,6	18	22,9	0,6	23,5	44
	T _⊥	55-65	460	1,12	95,9	3,6	3,7	116	46,7	2,69	17	27,9	1,7	29,6	20
	T _⊥	65-74	458	1,12	96,1	4,8	3,9		46,9	2,5	19	28,5	2,6	31,0	-
	T _⊥	70-80	436	1,11	91,4	5,1	4,1	22,4	45,0	2,2	20	36,6	5,1	41,8	65

Индекс почвы	Горизонт	Глубина образца, см	Влажность, %	К гигр.	Потери при прокаливании, %	Ph		Гидролитическая кислотность, мг-экв/100 г почвы	Органический углерод (C), %	Азот общий (N), %	Соотношение C/N	Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы		Сумма Са+Mg, мг-экв/100 г почвы	Степень насыщенности основаниями, %
						Водный	Солевой					Са	Mg		
7Тм	T $\perp$	80-90	464	1,11	88,4	4,3	3,4	27,4	47,6	2,4	20	28,1	2,3	30,5	53
	T $\perp$	90-100	371	1,11	88,1	4,4	3,5	28,0	47,7	2,4	20	30,4	2,4	32,8	54
	T $\perp$	100-110	510	1,11	88,9	4,3	3,4	28,7	47,1	2,4	20	27,8	2,3	30,1	51
	T $\perp$	110-120	397	1,11	88,7	4,4	3,5	27,4	45,0	2,2	20	28,8	2,6	31,4	53
	T $\perp$	120-130	577	1,10	86,1	4,9	3,9	24,5	46,7	2,2	21	37,5	3,7	41,2	63
	T $\perp$	130-140	1292	1,12	93,1	5,4	4,3	-	48,8	2,1	23	40,6	5,5	46,1	-
	T $\perp$	140-150	981	1,12	93,5	5,4	4,3	22,9	48,7	2,3	21	43,3	5,8	49,1	68
	T $\perp$	155-170	1426	1,13	86,3	5,2	4,2	25,0	48,1	1,8	27	48,1	6,7	54,8	69
	T $\perp$	170-190	1122	1,12	94,6	5,2	4,1	25,0	47,0	1,8	26	-	-	-	-
	T $\perp$	190-200	1075	1,13	92,2	5,2	4,1	-	46,7	1,7	27	38,3	6,1	44,4	-
	T $\perp$	210-220	796	-	-	-	-	-	45,0	1,26	36	47,5	7,7	55,3	-
	T $\perp$	240-250	3820	-	-	-	-	-	45,1	1,00	45	39,2	8,2	47,4	-
	T $\perp$	260-280	894	1,13	93,5	5,3	4,3	23,4	45,6	1,17	39	-	-	-	-
	T $\perp$	290-300	5145	-	-	-	-	-	45,0	1,01	45	39,1	7,9	47,0	-
	G $\perp$	360-370	45	1,01	3,3	5,6	4,6	22,9	1,31	0,112	12	44,9	8,5	53,4	70
	G $\perp$	360-370	149	-	-	5,0	4,9	1,08	4,1	0,32	13	32,5	6,8	39,2	97
	G $\perp$	380-400	325	1,06	38,6	4,9	4,8	6,60	20,6	1,15	18	29,0	7,7	36,7	85
	G $\perp$	400-420	59	1,01	2,3	6,4	6,2	0,36	0,41	<0,03		3,8	2,2	6,0	94
	G $\perp$	500-510	1238	1,01	2,9	6,8	6,6	0,32	0,55	0,039	14	4,6	2,4	7,0	96
	G $\perp$	590-600	387	1,03	5,0	6,5	6,3	0,85	1,09	0,105	10	12,8	7,4	20,2	96
	G $\perp$	990-1000	34	1,01	4,2	7,1	7,1	0,23	1,00	0,072	14	8,7	2,4	11,1	98
7To	O	5-10	1001	1,05	97,9	3,4	3,4	29,9	42,3	0,57	74	4,7	2,5	7,2	19
	T ₂	10-20	1077	1,05	97,3	3,5	3,5	27,4	42,8	0,74	58	7,7	2,4	10,1	27

Индекс почвы	Горизонт	Глубина образца, см	Влажность, %	К гигр.	Потери при прокаливании, %	Ph		Гидролитическая кислотность, мг-экв/100 г почвы	Органический углерод (C), %	Азот общий (N), %	Соотношение C/N	Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы		Сумма Ca+Mg, мг-экв/100 г почвы	Степень насыщенности основаниями, %
						Водный	Солевой					Ca	Mg		
7To	T ₃	20-30	1023	1,05	96,9	3,5	3,5	28,0	43,6	0,83	53	7,6	2,4	9,9	26
	T ₃	30-40	1089	1,05	96,9	3,5	3,5	26,8	42,2	0,82	51	7,8	2,3	10,1	27
7Tm ²	0	0-3	-	1,11	96,8	3,4	2,7	34,3	46,9	1,7	28	2,6	2,4	5,0	13
	T ₁	3-10	161	1,11	97,4	3,5	2,8	35,1	46,2	1,7	27	1,0	0,1	1,1	3
	T ₁	10-20	-	1,12	96,4	4,1	3,2	32,8	48,1	1,8	27	0,9	0,0	1,0	3
	T ₂	20-30	-	1,10	97,3	3,4	2,9	32,8	49,9	2,3	22	1,6	0,3	1,9	5
	T ₂	30-40	-	1,11	97,8	3,5	3,0	30,6	49,6	2,3	22	2,0	0,1	2,1	6
	T ₃	40-50	299	1,10	97,6	3,5	3,0	32,1	49,7	2,2	23	3,0	0,1	3,0	9
	T ₄	50-60	-	1,11	97,8	3,9	3,3	28,7	49,8	2,5	20	6,8	1,8	8,6	23
	T _⊥	60-70	630	1,12	97,2	4,4	3,4	26,2	48,3	2,0	24	6,8	2,3	9,1	26
	T _⊥	70-80	956	1,11	96,7	4,5	3,5	25,0	49,7	2,3	22	6,2	2,1	8,3	25
	T _⊥	80-90	361	1,09	66,9	4,6	3,4	20,4	40,5	1,7	24	10,1	4,1	14,2	41
	T _⊥	95-105	756	1,12	91,3	4,6	3,9	25,6	40,6	1,7	24	7,9	2,1	10,0	28
	T _⊥	105-120	560	1,10	97,4	4,7	3,4	26,2	50,3	2,4	21	5,8	2,0	7,8	23
	T _⊥	120-130	1164	1,11	96,7	4,6	3,5	27,4	51,5	2,5	21	7,3	2,2	9,5	26
	T _⊥	130-140	758	1,11	96,4	4,4	3,6	25,0	49,5	1,9	26	8,3	2,4	10,7	30
	T _⊥	140-150	1214	1,10	95,2	4,6	3,6	23,9	47,7	1,8	27	8,2	2,4	10,6	31
	T _⊥	150-160	998	1,11	96,3	4,5	3,6	24,5	50,0	2,1	24	9,7	2,6	12,3	33
	T _⊥	160-175	1173	1,11	96,4	4,6	3,6	23,4	50,0	2,0	25	8,0	2,0	10,1	30
	T _⊥	175-190	1165	1,11	96,2	4,5	3,6	26,2	49,6	1,8	28	10,4	2,7	13,1	33
	T _⊥	190-210	1102	1,11	95,8	4,7	3,7	25,0	48,2	2,1	23	10,9	2,7	13,6	35
	T _⊥	210-220	831	1,11	93,4	4,6	3,7	25,6	48,3	2,0	24	12,5	2,9	15,4	38
	T _⊥	220-240	972	1,12	93,5	4,5	3,7	30,6	48,3	1,9	25	17,1	3,5	20,6	40

Индекс почвы	Горизонт	Глубина образца, см	Влажность, %	К гигр.	Потери при прокаливании, %	Ph		Гидролитическая кислотность, мг-экв/100 г почвы	Органический углерод (C), %	Азот общий (N), %	Соотношение C/N	Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы		Сумма Са+Mg, мг-экв/100 г почвы	Степень насыщенности основаниями, %
						Водный	Солевой					Са	Mg		
7ТМ ²	T _⊥	240-260	1025	1,12	90,1	4,6	3,7	33,5	44,1	1,8	25	19,4	4,1	23,6	41
	T _⊥	260-280	1057	1,13	90,6	4,6	3,7	34,3	45,6	2,0	23	19,6	4,2	23,7	41
	T _⊥	280-300	1255	1,12	88,8	4,7	3,8	37,5	45,0	1,9	24	-	-	-	-
	T _⊥	300-310	1333	1,12	86,6	4,8	3,9	-	44,3	2,2	20	-	-	-	-
	G _⊥	310-340	107	1,02	4,7	4,4	3,7	-	1,54	0,141	11	-	-	-	-
	G _⊥	340-350	43	1,02	4,4	4,6	3,7	-	0,97	0,119	8	-	-	-	-
	G _⊥	410-420	44	1,02	3,7	-	3,6	-	0,91	0,121	8	-	-	-	-
	G _⊥	510-520		1,03	5,4	4,6	3,6	-	0,78	0,134	6	-	-	-	-
	G _⊥	600-610	54	1,03	5,4	4,7	3,8	-	0,83	0,131	6	-	-	-	-
	G _⊥	700-710	48	1,04	5,8	4,9	4,0	-	0,88	0,126	7	-	-	-	-
	G _⊥	800-810	56	1,03	5,8	5,1	4,2	-	1,18	0,136	9	-	-	-	-
	G _⊥	900-910	22	1,01	2,4	7,0	6,8	-	0,57	0,043	13	-	-	-	-
	G _⊥	1000-1010	25	1,01	2,6	7,3	7,1	-	0,75	0,046	16	-	-	-	-
7То ²	O	0-6	905	1,06	95,6	3,5	3,5	26,8	45,2	2,2	21	8,9	2,9	11,8	31
	T ₁	10-20	757	1,08	96,9	3,6	3,6	26,2	45,2	2,1	22	10,4	3,1	13,5	34
	T ₂	23-33	1016	1,03	95,7	3,6	3,5	28,7	45,5	1,7	27	5,5	2,1	7,7	21
	T ₃	35-45	641	1,08	97,5	3,7	3,7	25,6	45,9	1,5	30	8,5	3,4	11,9	32
	T ₄	48-55	567	1,08	97,2	3,8	3,7	27,4	47,0	2,63	18	8,3	3,3	11,5	30
7ТМ ³	O	0-10	-	1,10	96,3	3,36	2,80	138	49,0	2,1	23	15,2	1,1	16,3	11
	T ₁	10-20	-	1,10	96,8	3,60	2,84	132	51,5	2,69	19	27,1	1,1	28,3	18
	T ₂	20-30	-	1,11	96,5	3,67	2,81	127	48,3	2,0	24	28,5	0,8	29,3	19
	T ₂	30-40	-	1,11	96,3	3,86	3,03	106	47,5	1,9	25	40,0	0,9	40,9	28
	T ₂	40-50	-	1,11	96,4	4,00	3,16	92,3	47,1	1,8	26	81,6	3,3	84,9	48

Индекс почвы	Горизонт	Глубина образца, см	Влажность, %	К гигр.	Потери при прокаливании, %	Ph		Гидролитическая кислотность, мг-экв/100 г почвы	Органический углерод (C), %	Азот общий (N), %	Соотношение C/N	Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы		Сумма Ca+Mg, мг-экв/100 г почвы	Степень насыщенности основаниями, %
						Водный	Солевой					Ca	Mg		
7Тм ³	T ₁	50-60	-	1,12	96,1	4,06	3,18	121	46,8	1,8	26	88,6	3,4	92,0	43
	T ₁	60-70	-	1,11	96,4	4,09	3,27	108	46,6	1,9	25	54,0	1,5	55,5	34
	T ₁	70-80	-	1,12	95,9	4,21	3,30	118	46,5	2,0	23	52,1	1,9	54,0	31
	T ₁	80-90	-	1,11	95,8	4,15	3,28	92,3	46,8	1,9	25	49,4	1,7	51,1	36
	T ₁	90-100	-	1,11	95,9	4,18	3,31	96,5	46,0	1,7	27	49,3	2,1	51,3	35
	T ₁	100-110	-	1,12	95,7	4,13	3,23	98,7	46,1	1,7	27	46,5	2,3	48,9	33
	T ₁	110-120	-	1,12	95,8	4,09	3,19	113	46,0	1,7	27	48,5	2,6	51,1	31
	T ₁	120-130	-	1,11	95,5	4,05	3,23	106	46,9	2,1	22	42,3	2,6	44,8	30
	T ₁	130-140	-	1,11	95,1	4,09	3,20	101	47,2	2,1	22	40,6	3,0	43,6	30
	T ₁	140-150	-	1,11	95,9	4,05	3,15	103	46,7	1,9	25	43,0	3,0	46,0	31
	T ₁	150-160	-	1,11	94,8	3,99	3,17	106	46,3	2,1	22	41,0	2,2	43,2	29
	T ₁	160-170	-	1,10	95,7	4,01	3,14	110	46,8	1,8	26	38,1	1,9	40,0	27
	T ₁	170-180	-	1,11	95,7	3,93	3,10	116	47,6	2,1	23	38,8	2,0	40,8	26
	T ₁	180-190	-	1,11	94,8	3,92	3,08	121	47,4	2,2	22	42,3	2,0	44,2	27
	T ₁	178-205	-	1,09	94,8	5,00	3,80	75,4	-	-	-	-	-	-	-
	T ₁	190-210	-	1,10	95,1	5,02	3,83	73,7	47,3	1,8	26	-	-	-	-
	T ₁	266-291	-	1,09	93,7	5,14	3,91	70,5	47	2	24	-	-	-	-
	T ₁	292-310	-	1,08	78,4	5,14	3,91	72,1	39,7	1,7	23	-	-	-	-
8Cr	O	0-5	-	-	51,9	5,4	4,5	30,6	-	-		10,9	4,3	15,2	33
	E	10-15	-	-	3,5	3,8	3,7	7,6	1,31	0,07	19	0,1	0,5	0,6	8
	Ef	20-30	-	-	2,9	3,8	3,8	7,9	0,57	0,05	11	0,1	0,6	0,7	8
	CRM ₁	30-40	-	-	2,3	3,9	3,8	6,5	0,43	0,05	9	0,0	0,6	0,6	8
	CRM ₂	60-70	-	-	1,6	4,1	3,9	4,9	-	-	-	0,7	0,9	1,6	25

Индекс почвы	Горизонт	Глубина образца, см	Влажность, %	К гигр.	Потери при прокаливании, %	Ph		Гидролитическая кислотность, мг-экв/100 г почвы	Органический углерод (C), %	Азот общий (N), %	Соотношение C/N	Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы		Сумма Ca+Mg, мг-экв/100 г почвы	Степень насыщенности основаниями, %
						Водный	Солевой					Ca	Mg		
8C _г	2CRM	90-100	-	-	1,4	4,4	4	2,9	-	-	-	2,1	1,5	3,6	55
	CRMt	110-120	-	-	1,2	4,7	4,1	1,7	-	-	-	3,8	2,2	6,0	78
	CRMt	140-150	-	-	1,1	4,8	4,1	1,5	-	-	-	3,9	2,2	6,1	80
	CRMC	160-170	-	-	0,7	4,9	4	1,8	-	-	-	3,8	2,2	5,9	77
8C _т	O	0-8	-	-		6	5,8	26,25	-	-	-	39,4	18,0	57,4	69
	B	8-13	-	-	2,2	4,5	3,3	12,25	1,36	-	-	1,4	0,9	2,3	16
	BF	13-20	-	-	4,5	4,7	4,1	4,23	1,32	-	-	0,5	0,2	0,7	14
	CRM ₁	23-33	-	-	3,6	4,8	4	4,81	0,5	-	-	1,2	0,7	1,9	28
	CRM ₂	35-48	-	-	3,2	4,9	3,8	3,5	0,44	-	-	2,1	1,2	3,3	49
	BT ₁	50-70	-	-	3,9	5	3,6	4,67	0,44	-	-	4,9	2,5	7,4	61
	BT ₂	75-95	-	-	4,8	5,4	4	1,46	0,34	-	-	12,5	5,4	17,9	92
	BC	100-138	-	-	3,6	6	4,7	1,02	0,2	-	-	12,5	5,0	17,5	94

Гранулометрический состав почв

Район исследований	Индекс почвы	Горизонт	Глубина, см	Размер фракции (мм) и их содержание (%)						Сумма частиц <0,01
				1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001	
1. Типичная тундра со сплошным распространением ММП	1Гп	Bg	9-20	7	28	27	5	13	20	38
	1Гж	Bgf	8-20	2	37	35	4	6	17	26
		Bg	20-50	2	50	23	5	5	16	26
	1Гтм	Bg	24-30	0	9	48	9	9	24	43
		CG⊥	88-99	2	41	36	4	2	15	21
	1Гг	AY	3-13	28	32	19	5	4	13	21
		Bg@	13-30	21	34	24	3	5	13	20
		Bg	30-50	19	30	23	4	10	15	29
2. Типичная тундра с преимущественно сплошным распространением ММП	2Ac	Bh	2-10	22	71	1	1	0	5	6
		I	15-25	22	72	3	0	0	3	3
		II	30-40	3	86	2	2	0	7	9
		II	50-60	1	93	1	0	2	3	5
	2Ac'	I	5-15	2	80	7	1	1	10	11
		II	25-35	14	49	12	3	3	19	24
	2Ag	Bh	8-15	8	71	5	2	1	14	16
		G	20-30	18	71	4	0	0	7	7
		G	40-50	13	78	2	0	0	6	7
	2Ag'	I	10-20	3	73	8	0	4	13	16
		II	30-40	22	70	1	2	0	5	7
	2Гк	Bg	5-15	2	27	24	10	12	25	47
		CRMg	20-30	3	22	21	9	13	34	55
		CRM@	40-50	15	34	14	8	11	19	37
		Dg	60-70	5	61	13	4	6	12	21
	2Гк'	BG	2-12	9	42	10	6	8	25	39
		BG	20-30	9	53	16	5	5	13	23
		CRM@	40-50	1	13	31	6	15	34	55
	2Гт	BG	20-30	7	35	14	4	18	22	44
		CRMg	35-45	10	30	14	6	18	22	46
		Cg	60-70	3	15	14	8	20	39	67
	2Гт'	Gox	15-25	6	22	16	8	13	34	55
		CRMg	30-40	2	11	17	9	20	42	70
3. Южная тундра с преимущественно сплошным распространением ММП	3To	Dg⊥	80-86	44	45	3	1	0	7	8
		Dg⊥	91-100	45	41	7	0	2	5	7
	3Тм	TH	32-48	4	35	28	9	11	13	33
		Dh⊥	64-74	17	54	16	0	4	8	12
		Dh⊥	74-86	3	56	15	5	6	15	26
		Dh⊥	86-97	12	63	9	0	6	11	16
		Dhg⊥	97-100	11	66	6	3	3	12	18

4. Южная тундра с прерывистым распространением ММП	4Г _Т	Bh	6-7	1	20	43	5	9	24	37
		Bg	7-30	0	6	59	6	5	25	36
		Bcrm	30-50	0	1	58	6	9	25	40
		Bcrm	50-80	0	13	47	6	9	26	40
		Cg $\perp$	80-95	0	39	23	6	5	27	38
		Cg $\perp$	104-116	0	2	55	9	7	26	43
		Cg $\perp$	116-135	1	33	26	5	10	26	41
		Cg $\perp$	125-134	0	15	45	7	7	26	40
		Cg $\perp$	134-142	0	15	48	6	8	24	37
	4Г _К	G	19-29	1	3	71	6	8	11	25
		Gcrm	37-47	2	3	61	7	12	15	34
		CRM	68-78	1	4	53	8	7	27	42
		CRM	84-94	1	3	52	8	9	27	44
		BCg	125-135	2	4	51	9	8	26	43
	4Г _{П'}	Bh	5-8	1	2	73	3	6	16	25
		G	8-28	0	5	71	4	6	14	24
		CRM	28-75	1	54	16	2	8	19	29
		Ccrm	100-111	7	9	45	7	9	22	39
		Cg	111-122	6	18	35	9	10	22	42
		Cg	122-133	1	4	55	8	8	24	40
		Cg	133-141	1	18	40	9	10	23	42
		Cg	141-151	1	58	5	5	6	25	36
		Cg $\perp$	151-160	2	6	47	9	10	27	45
	4Г _{К'}	AY/Bg	3-10	0	7	60	8	8	17	33
		G	10-22	0	8	62	7	8	15	30
		Bcrm	22-38	0	6	62	7	8	17	32
		CRM	38-60	0	11	56	6	6	21	33
		B	60-100	0	1	57	8	7	27	42
		BC	100-140	1	7	50	10	7	25	42
		BCg	140-155	2	11	42	10	10	25	45
5. Лесотундра с прерывистым распространением ММП	5К	Elg	5-15	1	8	56	7	8	20	34
		CRM ₁	5-15	2	9	57	7	9	16	32
		CRM ₂	15-27	2	9	55	6	9	19	34
		CRM ₃	30-40	4	11	52	8	7	19	34
		CRMg	50-60	43	35	9	3	3	8	14
	5К _Г	BH	11-19	4	12	49	6	8	21	35
		Bg	20-30	4	7	57	4	8	19	32
		CRM	35-45	0	8	67	6	8	12	25
		CRM	50-60	0	7	68	3	6	17	26
		BCg	60-70	0	8	64	3	7	18	27
		BCg	70-80	0	5	64	4	6	21	31
	5Г _К	Gox-Bf	5-12	0	11	63	8	6	11	25
		G	15-18	0	15	63	7	7	9	22
		CRMg ₁	20-30	0	11	62	7	7	14	27

6. Лесотундра с массивно-островным распространением ММП		CRMg ₂	40-50	0	8	62	7	6	17	30
		G	60-70	0	8	54	8	8	22	38
	5Сг	Eg	5-10	0	31	40	8	6	16	30
		BF	10-20	0	18	51	6	8	17	31
		CRMg	20-40	0	13	54	5	7	20	33
		CRM	40-50	0	13	55	6	7	19	32
		CRMC	60-70	0	24	36	7	7	26	40
	5Си	Elg	0-3	0	13	57	7	8	15	30
		BF	3-12	0	16	51	7	8	18	33
		CRM ₁	12-25	0	13	54	6	7	20	32
		CRM ₂	25-45	0	11	56	6	7	20	33
		CRM ₃	45-70	0	10	55	6	8	21	35
		CRMCg	70-100	2	8	53	8	5	24	37
	6Эг'	O	0-1	25	35	3	8	22	67	33
		AY	1-5	24	20	1	4	24	72	28
		Ig	5-15	35	6	0	0	13	87	13
		Ig	15-25	37	3	2	1	10	88	12
		IIg	25-35	36	6	2	0	16	83	17
		IIg	35-45	43	9	2	0	15	83	17
	6Нп'	I	0-10	34	57	5	0	0	4	5
		II	10-20	34	56	3	1	0	5	7
7. Крайнесеверная тайга с редкоостровным распространением ММП	7Си	Eg	7-12	2	9	62	9	7	11	27
		BHF	12-20	2	17	53	7	7	14	28
		CRMf	20-30	1	7	58	7	7	20	34
		CRM	40-50	1	7	59	6	4	23	33
		CRMt	60-70	6	10	48	8	8	20	37
		Dg	80-90	19	17	25	9	9	21	38
		Dg	105-115	27	20	19	5	11	18	34
		Dg	120-160	78	17	4	0	1	0	1
	7Тм	G⊥	360-370	37	31	17	3	5	7	14
		G⊥	400-420	38	41	8	2	1	11	13
		G⊥	500-510	26	44	15	1	6	8	15
		G⊥	590-600	15	15	16	3	6	45	55
		G⊥	680-700	0	34	17	6	11	32	48
		G⊥	790-800	1	40	1	4	17	37	58
		G⊥	890-900	1	49	9	1	19	21	40
		G⊥	990-1000	4	34	19	11	14	18	44
	7Тм ²	G⊥	310-340	5	7	8	5	39	35	80
		G⊥	340-350	4	21	31	9	7	27	44
		G⊥	410-420	4	18	35	4	11	27	42
		G⊥	510-520	0	28	2	3	26	41	70
		G⊥	600-610	2	7	9	7	44	32	82
		G⊥	700-710	4	3	11	7	44	31	82
		G⊥	800-810	2	32	4	8	21	33	63

		G ₁	900-910	10	34	30	12	3	11	26
		G ₂	1000-1010	10	39	25	8	6	13	26
8. Северная тайга со сплошным распространением сезоннопромерзающих почв	8C _Г	E	10-15	0	13	57	5	9	16	30
		Ef	20-30	0	10	59	6	8	17	31
		CRM ₁	30-40	0	31	40	6	8	15	29
		CRM ₂	60-70	0	10	63	4	5	18	27
		2CRM	90-100	0	12	60	4	5	19	28
		CRMt	110-120	0	7	58	4	5	26	35
		CRMt	140-150	0	10	58	4	1	27	32
		CRMC	160-170	0	23	42	5	5	25	35
	8C _Т	B	8-13	25	26	27	9	7	6	22
		BF	13-20	21	23	22	8	8	18	34
		CRM ₁	23-33	19	26	22	6	8	19	33
		CRM ₂	35-48	21	20	26	4	7	22	33
		BT ₁	50-70	18	22	19	6	8	27	41
		BT ₂	75-95	10	23	17	5	11	34	50
		BC	100-138	11	22	22	5	9	31	45