

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
ТЮМЕНСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

на правах рукописи



Фахретдинов Артур Венерович

**ГЕОИНФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЙ МЕРЗЛОТНЫХ ЛАНДШАФТОВ
ЮЖНОЙ КРИОЛИТОЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

Специальность:

1.6.21. Геоэкология

Диссертация на соискание учёной степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
доктор географических наук
Московченко Дмитрий Валерьевич

Тюмень – 2025

Оглавление

Введение	4
Глава 1. Степень изученности криогенных ландшафтов	11
1.1. Современное состояние многолетнемёрзлых пород Севера Западной Сибири и причины их деградации.....	11
1.2. Растительный покров как критический компонент криогенных ландшафтов	19
1.3. Методы дистанционного зондирования Земли в исследованиях полярных и приполярных геосистем	25
Глава 2. Участки исследования, материалы и методы	34
2.1. Природные условия участков исследования	36
2.1.1. Северная тайга с редкоостровным распространением ММП (участок №1 – природный парк «Нумто»)	36
2.1.2. Северная тайга с островным распространением ММП (участок №2 – стационар Надым).	37
2.1.3. Лесотундра с прерывистым распространением ММП (участок №3 – стационар Южный Уренгой).....	39
2.1.4. Лесотундра с прерывистым распространением ММП (участок №4 – стационар Лабытнанги)	40
2.2. Методы геокриологических исследований	41
2.3. Методы обработки и анализа спутниковых данных	43
2.3.1. Методика классификации мультиспектральных спутниковых изображений для определения характеристик криогенных геосистем	43
2.3.2. Вегетационные индексы (NDVI и LAI)	45
2.3.3. LST и климатические индексы	47
2.3.4. Индексы антропогенной нагрузки.....	50
2.4. Определение климатических параметров	51
2.5. Методы статистической обработки данных	51
Глава 3. Анализ температурного режима мёрзлых торфяников, их площадное распространение и спектральные особенности	53
3.1. Спектральные и площадные характеристики природных комплексов участков исследования	53
3.2. Динамика метеорологических показателей	56
3.3. Температурный режим грунтов и мощность СТС	63
3.4. Климатические маркеры южных границ геокриологических зон	81

Глава 4. Анализ природных и антропогенных изменений растительного покрова и связь ландшафтной динамики с температурным режимом и геокриологическими параметрами	84
4.1. Пространственная и временная динамика NDVI и LAI.....	84
4.2. Взаимосвязь вегетационных индексов с метеопараметрами, LST и геокриологическими параметрами	103
4.3. Техногенная нарушенность растительного покрова в районах нефтегазопромысла	112
4.3.1. Состояние растительных сообществ при различных типах нарушений	112
4.3.2. Оценка нарушенности фитоценозов и динамика их восстановления по данным ДЗЗ	113
Глава 5. Прогноз изменений мёрзлых торфяников на севере Западной Сибири	119
5.1. Динамика геокриологических параметров до 2050 г.....	119
5.2. Динамика растительного покрова в зоне островного распространения ММП до 2033 г.	123
Заключение	128
Список сокращений	131
Библиографический список	133
Приложения	156
Приложение 1 Полевые работы.....	157
Приложение 2 Средние значения спектральных показателей и их стандартные ошибки на участках исследования с 2000 по 2023 гг.....	160
Приложение 3. Площадные характеристики по ТП в районах исследования по результатам управляемой классификации космоснимков Landsat-8	164
Приложение 4. Карты участков исследования с различными типами поверхностей, созданные на основе управляемой классификации спутниковых снимков Landsat-8.....	166
Приложение 5. Достоверность выделенных классов/ТП в пределах участков исследования по результатам управляемой классификации космоснимков Landsat-8.....	170

Введение

Актуальность темы исследования. Глобальное потепление климата является одной из главнейших экологических проблем современности. Наиболее сильно климатические изменения проявляются в полярных и приполярных районах (IPCC, 2021). На севере Западной Сибири рост температуры воздуха и количества атмосферных осадков приводит к изменению растительного покрова и таянию мерзлоты (Walker et al., 2009; Romanovsky et al., 2010; Васильев и др., 2020). Изменение флористического состава и структуры сообществ, рост фитомассы изменяют геокриологические условия и устойчивость многолетнемёрзлых пород, так как существует взаимосвязь растительности с температурой грунтов и глубиной сезонного протаивания (Epstein et al., 2013; Moskalenko, 2013).

В последние два десятилетия доступность баз данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) обусловила появление большого числа исследований, нацеленных на определение современной динамики растительного покрова полярных и приполярных территорий. Одним из наиболее часто применяемых подходов является пространственно-временной анализ изменения растительности по значениям вегетационного индекса NDVI (Normalized Difference Vegetation Index). Однако оценка трендов NDVI, выполненная разными авторами на севере Западной Сибири, неоднозначна. Ранее проведенные исследования показывают, что тренды NDVI различаются в зависимости от сроков наблюдений и структуры растительного покрова анализируемой территории. Реакция фитоценозов по-разному проявляется даже в пределах одного типа растительности (Esau et al., 2019). Данные различия свидетельствует о сложности отклика фитобиоты на климатические изменения. Кроме этого, возникает необходимость определения доли антропогенного фактора в изменчивости растительного покрова в связи с интенсивным освоением нефтегазовых месторождений северных территорий (Корниенко, Якубсон, 2011). Это также требует привлечения вегетационных индексов (NDVI, SWVI), которые хорошо отражают особенности накопления надземной зелёной фитомассы по сравнению с прилегающими ненарушенными участками (Лавриненко, 2018).

Особенно актуальна задача определения современных трендов изменения растительности и геокриологических условий в южной криолитозоне (зона островного и прерывистого распространения многолетнемёрзлых пород (ММП)). ММП вблизи южной границы распространения подвержены климатогенным изменениям. Здесь в настоящее время сокращается площадь распространения ММП и происходит опускание их кровли (Васильев и др., 2020).

Большая часть мёрзлых грунтов в южной криолитозоне приурочена к торфяным массивам и отдельным буграм пучения (Smith, Riseborough, 2002). Считается, что вечная

мерзлота под торфяниками будет оттаивать под влиянием прогнозируемого потепления, что может привести к изменению свойств экосистем и процессов развития ландшафта (Tarnocai, 2009). Усугубляет природные риски техногенная деятельность, которая усиливает процессы таяния ММП (Дубровин и др., 2019).

Для прогноза динамики мерзлотных ландшафтов в южной криолитозоне Западной Сибири необходимо решение ряда задач. Во-первых, проведение инвентаризационных исследований по выявлению мёрзлых торфяников, определению их площади и особенностей распространения в южной криолитозоне. Во-вторых, установление современных тенденций изменения растительности, от которых во многом зависит глубина сезонного протаивания и температура пород. В-третьих, привлечение разнообразной климатической информации, позволяющей объективно прогнозировать изменения. В решении этих задач большую роль может сыграть применение данных дистанционного зондирования.

Степень разработанности проблемы. Современная динамика геосистем приполярных районов активно исследуется множеством российских и зарубежных ученых. Одним из объектов, привлекающих наибольший интерес, являются мёрзлые торфяники, широко распространенные в тундре, лесотундре и северной тайге Западной Сибири. Южная мерзлота (массивно-островного и островного распространения) в Западной Сибири развита преимущественно в бугристых торфяниках (Шполянская и др., 2022), которые отличаются высокими темпами увеличения температуры мерзлоты под влиянием климатических колебаний и техногенных нарушений (Москаленко, 2009, 2012). В результате этого происходит деградация торфяных бугров, активизация криогенных процессов, в особенности при изменениях фитоценозов (Шишконакова и др., 2016; Губарьков и др., 2022). Удаление растительного покрова на торфяниках при хозяйственном освоении ведёт к оттаиванию ММП, а восстановление происходит при вторичном заболачивании (Опекунова и др., 2018). Повышает актуальность исследования мёрзлых торфяников их роль в глобальном цикле углерода. Торфяные болота, выполняющие функцию хранилища углерода, при разрушении их структуры в результате таяния мерзлоты усиливают выброс парниковых газов, что говорит о важности данного типа природных комплексов в глобальной экосистеме Земли (Sim et al., 2021; Kirpotin et al., 2021). В связи с этим, в настоящее время для оценки температурного режима грунтов и изменений мощности деятельного слоя на отдельных участках мёрзлых торфяников севера Западной Сибири проводятся комплексные геокриологические наблюдения (Гончарова и др., 2015; 2017; Бобрик и др., 2015; Matyshak et al., 2017). Однако эти исследования охватывают небольшие по площади территории.

Отмечено, что заметное изменение структуры растительного покрова, его флористического состава на севере Западной Сибири происходит в связи с ростом температуры

воздуха (Epstein et al., 2013; Beck, et al., 2011). Подчеркивается влияние трансформации растительного покрова на деградацию многолетнемёрзлых пород (Moskalenko, 2013; Гончарова и др., 2015). Выявлено, что в северотаёжной подзоне наибольшее увеличение температуры ММП характерно для крупнобугристых торфяников (Москаленко, 2009). Отмечается влияние современного потепления на морфологию, гидрологию и биогеохимию мёрзлых торфяников (Olefeldt et al., 2021). Прогнозируется таяние вечной мерзлоты в течение следующих нескольких десятилетий в зоне островного распространения ММП (Chasmer, Hopkinson, 2017).

Динамика растительных сообществ северных регионов России изучается по данным дистанционного зондирования с применением вегетационных индексов NDVI и LAI (Московченко и др., 2017; Зуев и др., 2019; Miles et al., 2019; Shabanov et al., 2021). Большая часть подобных научных работ посвящена определению степени трансформации растительного покрова арктической зоны (Елсаков, 2017; Walker et al., 2009; Goetz et al., 2011; Heijmans et al., 2022). Однако исследователями уделяется недостаточно внимания изучению спектральных характеристик фитоценозов и их влиянию на геокриологические показатели в субарктической зоне, где мерзлота в торфяниках находится в состоянии, близком к критическому.

Цель исследования: оценить устойчивость мёрзлых торфяников в пределах островной и прерывистой зон распространения многолетнемёрзлых пород севера Западной Сибири в условиях современных изменений климата и техногенного воздействия.

Для достижения цели поставлены следующие задачи:

1. Выявить тренды теплового режима грунтов в различных мерзлотных зонах, используя данные наземного геокриологического мониторинга и дистанционного зондирования Земли (тепловых каналов спутниковых изображений, дающих информацию о температуре поверхности);
2. Определить пространственные и временные тенденции в развитии доминирующих растительных сообществ южной криолитозоны по результатам вычисленных вегетационных индексов NDVI и LAI и установить зависимость геокриологических характеристик мёрзлых торфяников от структуры растительного покрова;
3. Дать количественную оценку степени техногенной нарушенности растительного покрова и его климатогенных изменений;
4. Дать прогноз изменения растительного покрова и ключевых геокриологических параметров мёрзлых торфяников в разных ландшафтах.

Объект исследования: мёрзлые бугристые торфяные болота в зонах прерывистого, островного и редкоостровного распространения ММП.

Предмет исследования: климатогенная и антропогенная динамика температурного режима грунтов и растительных сообществ в южной криолитозоне Западной Сибири.

Научная новизна. Впервые для субарктической зоны Западной Сибири изучена взаимосвязь изменений фитомассы растительности мёрзлых торфяников и температурного режима их поверхности по данным спутниковых тепловых каналов. На основе управляемой классификации мультиспектральных спутниковых снимков Landsat определены отличительные спектральные характеристики мёрзлых торфяников, проведено их картографирование и оценено пространственное распределение в различных частях южной криолитозоны. Выявлены тенденции изменения температурного режима мёрзлых торфяных болот в разных биоклиматических зонах севера Западной Сибири. Впервые для региона методами геоинформационного анализа по данным климатических характеристик и индексов, рассчитанных по спектральным значениям температуры поверхности Земли, определены климатические маркеры геокриологических границ, нашедшие выражение на картах масштаба 1:15 000 000. Проведено сравнение скорости восстановления растительного покрова мёрзлых торфяников под влиянием различных типов антропогенных нарушений. Составлен прогноз изменения ММП под торфяниками на ближайшие 30 лет на основе мультирегрессионного анализа с использованием спектральных и климатических предикторов.

Теоретическая и практическая значимость исследования. Теоретическая значимость состоит в том, что полученные результаты, основанные на использовании данных дистанционного зондирования, расширяют возможности анализа взаимосвязи наземных покровов с геокриологическими условиями и могут способствовать более полному пониманию роли глобального потепления в трансформации природных комплексов южной криолитозоны. Данные спектральных индексов (NDVI, LAI, LST) и геоинформационное автоматизированное определение границ природных и антропогенных комплексов могут быть использованы при картографировании и моделировании климатогенной и техногенной динамики ландшафтов северных территорий на локальном и региональном уровнях. Использование климатических маркеров и индексов геокриологических границ представляет интерес для прогнозной оценки климатической устойчивости ММП.

Практическая значимость заключается в прогнозировании состояния слабоустойчивых криогенных природных комплексов северных регионов для выработки оптимальных методов строительства и эксплуатации инженерных сооружений. Кроме этого, выявленные тренды динамики фотосинтетически активной биомассы и температуры поверхностного слоя почв мёрзлых болот могут быть учтены при организации экологически ориентированного традиционного природопользования, т.к. данные природные комплексы используются коренным населением в качестве оленевых пастбищ, площади которых сокращаются из-за

усиления процессов деградации растительного покрова и протаивания мёрзлых грунтов. Совместное использование индекса нарушенности DI и вегетационных индексов NDVI, SWVI имеет практическую ценность для оценки степени техногенной нагрузки в условиях криолитозоны и проведении мониторинговых мероприятий, направленных на выявление скорости восстановления растительного покрова при промышленном освоении и выработке мер по снижению негативных последствий хозяйственной деятельности.

Теоретическая и методическая основа исследования. В качестве теоретической основы для анализа влияния климатических изменений на состояние многолетнемёрзлых пород были использованы результаты работ Мельникова В.П., Романовского В.Е., Васильева А.А., Дроздова Д.С., Павлова А.В., Йоргенсона М.Т. и др. Определение роли растительного покрова в деградации мерзлоты выполнено на основе идей, изложенных в трудах Москаленко Н.Г., Ершова Э.Д., Шполянской Н.А., Шишконаковой Е.А. Для изучения изменения фитоценозов и температурного режима земной поверхности применялись теоретические и прикладные достижения в области дистанционного зондирования Земли, посвященные изучению северных природных комплексов, российских (Каверин Д.А., Елсаков В.В., Корниенко С.Г., Сизов О.С.) и зарубежных исследователей (Валкер Д.А., Эзау И.Н., Рейнолдс М.К., Бхатт У.С., Эштейн Х.Е., Нелсон Ф.Е.). При описании ландшафтной структуры участков исследования использовалась методика геосистемного анализа, созданная применительно к природным условиям Западной Сибири, представленная в работах Козина В.В.

В работе использовались традиционные методы географических исследований: описательный, картографический, сравнительно-географический, методы дистанционного зондирования, ГИС-технологий. Выбор участков исследования производился согласно ландшафтному принципу. Для выполнения поставленных задач был использован ряд традиционных и новейших методов сбора и обработки данных. Описание растительности и почв ключевых участков осуществлялось при помощи комплекса полевых наземных методов исследований. В рамках сравнительно-географического метода выявлялись различия и сходства в современной климатогенной динамике растительного покрова и температурного режима торфяников, расположенных в разных биоклиматических зонах. Методы дистанционного зондирования Земли применялись для получения количественных спектральных характеристик исследуемых природных комплексов, использованных затем при дешифрировании и классификации ландшафтов на ключевых участках, а также для выявления информации о температуре земной поверхности (Land Surface Temperature – LST). В основу исследования был положен геоинформационный метод в сочетании с картографическим, что позволило провести пространственно-временной анализ состояния наиболее чувствительных компонентов криогенных ландшафтов (растительный покров и ММП) севера Западной Сибири и визуально

отобразить их пространственную дифференциацию по определяющим параметрам. Для обработки, систематизации, обобщения собранных количественных данных и выявления взаимосвязей использовались математические и статистические методы исследований.

Положения, выносимые на защиту:

1. Температура земной поверхности (LST) в южной криолитозоне Западной Сибири растет быстрее температуры приземного слоя воздуха и в большей степени влияет на увеличение глубины сезонного протаивания в зоне островного распространения многолетнемёрзлых пород (ММП).
2. Климатически обусловленный рост фитомассы наиболее выражен в лесотундре, что является основным фактором стабилизации теплового режима грунтов и обуславливает необходимость сохранения растительности при промышленном освоении.
3. Разработка месторождений углеводородов приводит к масштабному нарушению растительности, площадь нарушений достигает 12%, что значительно превышает площадь участков, где смена фитоценозов обусловлена климатическими изменениями.
4. В течение ближайших 30 лет рост глубины сезонного протаивания под мерзлыми торфяниками будет наиболее интенсивным в зоне островного распространения ММП, на глубине годовых нулевых амплитуд температура ММП под крупнобугристыми торфяниками приблизится к точке таяния.

Достоверность научных положений и результатов. Достоверность полученных результатов и выводов подтверждается корректно обработанным массивом анализируемых данных с использованием статистических методов и сопоставлением с результатами других исследований по сходной тематике. Исследование базировалось на обработке и анализе более чем 2000 спутниковых снимков, прошедших этапы радиометрической, атмосферной и геометрической коррекции, 3000 количественных значений климатических и 200 геокриологических характеристик.

Информационная база исследования включает наиболее близкие к теме исследования труды отечественных и зарубежных авторов, размещенных в известных научометрических базах данных (РИНЦ, Scopus, Web of Science, Google Scholar и др.). Основным источником получения архивных спутниковых снимков являлась база данных дистанционного зондирования геологической службы США (источник данных: <https://earthexplorer.usgs.gov>). В качестве источников геокриологических данных были использованы материалы международной программы за наблюдением состояния деятельного слоя (источник данных: <https://www2.gwu.edu/~calm/data/north.htm>) и результаты геокриологического мониторинга на территории природного парка «Нумто» (ХМАО – Югра). Архивные данные климатических параметров были получены из специализированного массива метеоданных ФГБУ «ВНИИГМИ–

МЦД» (источник данных: <http://meteo.ru/data>) и других электронных источников летописи погоды (источник данных: <http://www.pogodaiklimat.ru/>; <https://rp5.ru>).

Апробация работы. Основные положения работы докладывались на конференции молодых ученых в рамках финала конкурса на присуждение Именных стипендий РГО (Москва, 2022), Всероссийской научной конференции молодых ученых «Экологическая безопасность в условиях антропогенной трансформации природной среды» (Пермь, 2023), Всероссийской научно-практической конференции с международным участием «К познанию цельного образа криосферы Земли: изучение природных явлений и ресурсного потенциала Арктики и Субарктики» (Тюмень, 2023), XX Большом географическом фестивале (БГФ–2024) (Санкт-Петербург, 2024), II (XVII) Всероссийской научно-практической конференции «Природное и историко-культурное наследие Сибири: прошлое, настоящее, будущее» (Тобольск, 2024), Всероссийской молодежной научной конференции с международным участием IX Вильямсовские чтения (Москва, 2024).

Публикации. По теме диссертации опубликовано 6 работ в изданиях, рекомендованных ВАК РФ, из них 3 включены в базы Web of Science и Scopus.

Связь работы с научными программами. Материалы диссертации получены и обобщены автором в секторе геоэкологии Института проблем освоения Севера ТюмНЦ СО РАН в рамках выполнения государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (№ FWRZ-2021-0006) и гранта Российского научного фонда «Современная динамика мёрзлых торфяников на южной границе распространения в Западной Сибири» (№ 23-27-00366) в качестве исполнителя.

Личный вклад автора. Диссертационная работа является результатом исследований в период 2018–2024 гг. Автор принимал участие во всех этапах проведенного исследования: постановке проблемы, определении цели и задач, получении материалов в ходе полевых работ, сборе, обработке и анализе данных спутниковых съёмок, климатических и геокриологических данных, создании картографических материалов, обсуждении и обобщении результатов, формулировке выводов.

Благодарности. Автор выражает большую признательность доктору географических наук Московченко Дмитрию Валерьевичу – своему научному руководителю за помощь в проведении исследований, искреннюю поддержку и ценные советы. Автор благодарен кандидатам биологических наук Глазунову В.А. и Николаенко С.А. за помощь при проведении полевых исследований и составлении геоботанических описаний.

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из введения, 5 глав, заключения и содержит 171 страницу компьютерного текста, включает список литературы из 233 наименований, в том числе 95 на иностранных языках, 60 рисунков, 10 таблиц и 5 приложений.

Глава 1. Степень изученности криогенных ландшафтов

1.1. Современное состояние многолетнемёрзлых пород Севера Западной Сибири и причины их деградации

Мёрзлые горные породы, в т.ч. морозные и охлажденные, характеризуются отрицательной или нулевой температурой и являются центральным элементом криолитозоны, которая охватывает около четверти земной поверхности Северного полушария и, в частности, более чем 60% территории России (Biskaborn et al., 2019; Павлов, Гравис, 2000). Многолетняя мерзлота распространена преимущественно в полярных, приполярных и горных областях. Занимая обширные пространства, криолитозона России вмещает более 30% разведанных и не менее 90% потенциальных запасов полезных ископаемых (углеводородное сырье, каменный уголь, торф, цветные металлы) и гидроресурсов. Здесь характерной особенностью является слабая устойчивость криогенных природных комплексов к климатическим изменениям и техногенным воздействиям (Павлов, 2008а).

История изучения мерзлоты насчитывает несколько сотен лет и берет начало с попыток объяснения её существования и последующим накоплением фактических данных о мёрзлых породах, их широком распространении на территории Сибири, Крайнего Севера и Дальнего Востока, чему способствовало проведение ряда крупных экспедиций (вторая половина XVIII в. – первая половина XIX в.). Развитию более подробных исследований мёрзлых пород послужило формирование инженерной отрасли в связи с хозяйственным освоением Сибири и, в первую очередь, в целях предотвращения деформаций технических сооружений и возможности прокладки транспортной инфраструктуры. Большой вклад внесли работы Л.А. Ячевского (1889) о значении природных факторов в развитии отрицательных температур многолетнемёрзлых пород, В.А. Обручева (1891) о связи гидрологических условий с зональными колебаниями мощности мёрзлых пород, А.В. Львова (1916), С.А. Подъяконова (1903), Н.С. Богданова (1912), касающиеся прикладных вопросов решения строительства и водоснабжения в Восточной Сибири и др. (Ершов, 2002). Определяющим этапом стало формирование научного направления «мерзлотоведение» в первой половине XX в., началом которому во многом послужила работа М.И. Сумгина «Вечная мерзлота почвы в пределах СССР» (1927). Дальнейшее расширение исследований было связано с созданием ряда важных научных и учебных подразделений по изучению мерзлоты (Институт мерзлотоведения АН СССР, кафедра мерзлотоведения географического факультета МГУ), где осуществлялся анализ и обобщение практических, экспериментальных и аналитических результатов новой научной дисциплины (С.П. Качурин, Н.И. Толстыхин, В.Ф. Тумель, В.А. Кудрявцев, П.И. Мельников и др.) (Общее мерзлотоведение..., 1974; Ершов, 2002; источник данных:

<http://www.ikz.ru/cryosophy/cryohistory>). Важным шагом стало составление мелкомасштабных геокриологических карт СССР (В.А. Кудрявцев, И.Я. Баранов, А.И. Калабин, И.А. Некрасов, А.И. Попов и др.) и районирования криолитозоны по географическому распространению, историко-геологическим и температурным признакам (П.Ф. Швецов, В.К. Янковский, В.Т. Трофимов, Э.Д. Ершов и др.). В настоящее время исследования по изучению ММП проводятся в ряде научно-исследовательских и учебных центрах, таких как кафедра геокриологии МГУ (г. Москва), ААНИИ (г. Санкт-Петербург), Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН (г. Якутск), Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН (г. Тюмень) и др.

Подробнее стоит остановиться на истории исследований многолетнемёрзлых пород в Западной Сибири, где бурное развитие нефтегазодобывающей отрасли, начавшееся с середины XX в., требовало проведения тщательных инженерно-геокриологических изысканий. Началом изучения послужили комплексные исследования природных условий и хозяйств на территории севера Западной Сибири во второй половине 1960-х гг. На основе систематических и маршрутных исследований были изучены особенности распространения многолетнемёрзлых пород, их мощность и строение, описаны криогенные процессы. Сводные результаты были отражены в работах А.И. Попова (1953), В.Б. Баулина и др. (1967). Широкое развитие получили региональные геокриологические исследования Пур-Надымского, Пур-Тазовского междуречий, полуостровов Ямал, Тазовский и Гыданский под руководством А.П. Тыртикова (1961–1966), Г.И. Дубикова (1962), С.Е. Гречищева, Е.С. Мельникова (1971–1979) и др. Изданы серии мерзлотных карт региона (распространения и температур многолетнемёрзлых пород, генетических типов и льдистости, криогенных процессов и форм рельефа и др.) трудами В.Т. Трофимова, Е.М. Сергеева, А.С. Герасимова и др. (Воронова, Гребенюк, 2017). Стоить также выделить обобщенную характеристику криолитозоны Западной Сибири в серии книг «Геокриология СССР» под редакцией Э.Д. Ершова и др. (1989) (Геокриология..., 1989). Современная динамика геокриологических условий под влиянием естественных и антропогенных геосистем, исследования взаимодействия ММП с компонентами природной среды, результаты регулярных наблюдений за состоянием мерзлотной обстановки в полярных и приполярных районах Западной Сибири приводятся в работах В.П. Мельникова, А.А. Васильева, Д.С. Дроздова, О.Е. Пономаревой, В.Е. Романовского, Н.Г. Украинцевой и др. (Romanovsky et al., 2010; Васильев и др., 2020; Мельников и др., 2010; Пономарева и др., 2015).

По времени существования мёрзлые породы делятся на кратковременные (до суток), сезонномёрзлые (месяцы), многолетнемёрзлые (годы и более) (Сумгин, 1940). В исследованиях динамики и прогнозирования состояния мёрзлых пород наибольший интерес вызывают те, что отличаются большей длительностью промерзания, т.е. характеризующиеся сезонным циклом,

или же относящиеся к многолетнемёрзлым, непрерывно сохраняющим на протяжении многих лет нулевые или отрицательные температуры (Баулин и др., 2003).

Стоит отметить, что ММП залегают более сложно относительно сезонномёрзлой толщи и подразделяются на сливающиеся или несливающиеся с деятельным слоем. В пространственном отношении ММП имеют сплошное распространение (более 95%) в самых северных широтах, однако в редких случаях здесь локально может отмечаться сквозное протаивание (талики) под крупными озёрами и участками интенсивной циркуляции подземных вод. При движении на юг доля таликов увеличивается и ММП переходят в области прерывистых (50–95%), массивно-островных (20–50%), островных (менее 20%) и редкоостровных (менее 10%), при этом выделение их границ затруднено из-за сложной структуры, связанной с взаимным проникновением мёрзлых и немёрзлых толщ друг в друга (Общее мерзлотоведение..., 1978). Наибольшей распространённостью отличаются ММП сплошного (более 40%) и массивно-островного (30%) типов (Тумель, Зотова, 2014). В зависимости от типа распространения мерзлоты температура ММП на глубине годовых теплооборотов (10–20 м) составляет в области сплошного развития $-3\ldots -9$ °C, прерывистого $-1\ldots -3$ °C, островного $0^\circ\ldots -2$ °C.

Большое значение в изучении взаимодействия тепловых режимов атмосферы и ММП принадлежит слою сезонного промерзания и оттаивания, выступающего как связующее звено между ними. Более того, данный слой первым реагирует на климатические изменения (Мельников и др., 2010). В географических исследованиях наиболее информативным показателем выступает глубина деятельного слоя (сезонноталый или сезонномерзлый (СТС-СМС)), т.к. учитывает всю совокупность природных факторов. В связи с этим выделяются следующие типы СТС-СМС: мелкий (0,2–0,7 м), средний (0,7–1,5 м), глубокий (1,5–2 до 3–5 м), очень глубокий (4–7 м), для СТС – очень мелкий (менее 0,2 м) (Маслов и др., 2005).

Формирование многолетнемёрзлых пород связано как с хронологией развития криогенеза верхних слоёв земной коры (преимущественно неоген-четвертичного геологического отрезка времени), определившего современную мерзлотную обстановку, так и со сложившимися условиями теплообмена в горных породах и на их поверхности. К ведущим факторам, определяющим среднегодовые температуры пород, относятся: широтная зональность, секторальность климата, орография, геолого-тектонические и гидрогеологические условия, ландшафтно-климатические условия на поверхности (климат, растительность, заболоченность, заторфованность, микрорельеф и др.). Особо обращает на себя внимание последний из перечисленных факторов, т.к. под влиянием определенных ландшафтных особенностей пространственно варьирует интенсивность теплооборота в годовом цикле грунтов (Ершов, 2002; Шполянская, 1981). Кроме того, рельеф, растительный покров и

гидроморфность являются важными указателями мерзлотных условий. Так, на примере Большеземельской тундры показано, что торфяники служат хорошими локальными ландшафтными индикаторами при определении зональной принадлежности ММП (Осадчая, Тумель, 2012).

Роль рельефа проявляется посредством экспозиции и крутизны склонов, т.к. это определяет направление падения солнечных лучей. Наиболее отчетливо влияние расчлененности местности проявляется в районах с малой облачностью (Восточная Сибирь), где доля прямой солнечной радиации выше, чем на территориях с господством циклонов в течение года (Европейская часть России и Западная Сибирь). Иным влиянием рельефа является неравномерное распределение осадков на поверхности, что определяет латеральную неоднородность температуры грунтов в ландшафте. Опосредованно воздействие рельефа выражается через систему наземных покровов – растительного, снежного, водного.

Главные физические свойства снега, определяющие теплообмен грунтов с атмосферой – это малая теплопроводность и теплоизолирующая способность. Общеизвестно, что при увеличении мощности снежного покрова уменьшается интенсивность промерзания горных пород. Благодаря данному фактору и притоку солнечной энергии температура поверхности грунтов выше, чем атмосферного воздуха (Павлов, 2008). Помимо глубины снежного покрова, немаловажное значение имеет и его динамика. К примеру, отмечаемая высокая изменчивость высоты снежного покрова в лесотундровой зоне и северотаёжной подзоне Западной Сибири может отклонять временной ход среднегодовой температуры ММП (Васильев и др., 2008). Согласно (Шерстюков, 2008), высота снежного покрова оказывает влияние на температуру почвогрунтов на территории всей криолитозоны России, но особенно заметно это в Сибири. Другим важным показателем, влияющим на температуру грунтов, является плотность снега, т.к. при ее увеличении уменьшается теплопроводность. Так, в тундровой зоне снег откладывается преимущественно плотным слоем из-за сильных ветров, что определяет малое отепляющее влияние на горные породы (Павлов, 2008а). Охлаждающий эффект снежного покрова заключается в его высоком альбедо, отражении поступающей солнечной энергии. Наибольшее значение альбедо у чистого снега (0,8–0,95) характерно для самых северных регионов. Иной причиной, влияющей на расходную часть теплового баланса, является залеживание снежного покрова при наступлении положительных температур, что приводит к некоторому понижению среднегодовой температуры грунтов (Ершов, 2002).

Растительный покров оказывает значительное влияние на температуру мёрзлых горных пород, влияя как на приходную, так и на расходную часть теплового баланса. Воздействию на тепловой баланс грунтов способствуют также водные покровы. Водоёмы и водотоки оказывают отепляющее влияние, что приводит к образованию сквозных и несквозных таликов. Под

руслами наиболее крупных рек мерзлота может отсутствовать на протяжении всего течения. Малые же реки могут оказывать охлаждающее влияние на грунты, что обуславливается слабым движением воды при отсутствие четко выраженного русла, промерзанием воды до дна или заболоченностью поймы. Болота, как правило, охлаждают грунты, однако в северных районах отепляющее влияние возможно при накоплении большого количества снега. При большой обводненности болот их охлаждающая роль снижается (Кудрявцев, 1959).

Известно, что многолетняя мерзлота в северных регионах динамична и постоянно претерпевает тепловые и фазовые превращения. ММП принимают участие в глобальных изменениях климата, поддерживают стабильность баланса парниковых газов, являются неотъемлемой частью арктических и субарктических экосистем, определяют условиях природопользования в них (Васильев и др., 2020). При этом мёрзлые породы сами чутко реагируют как на современные климатические изменения, так и на усиливающуюся техногенную нагрузку. В результате этого происходит деградации мерзлоты по вертикали и в пространстве (Shur, Jorgenson, 2007). Кроме того, при совместном влиянии данных факторов проявляется усиление эффекта воздействия на мерзлотные условия и значительно повышается риск возникновения множества экологических катастроф и аварий природно-технических систем (Павлов, 2008а).

Оценка влияния современных изменений климата на криогенные системы, в частности, на состояние мёрзлых горных пород, приведена в ряде работ для территории севера России (Шерстюков, 2007; Romanovsky et al., 2010; Павлов, Малкова, 2010), отдельных её секторов – Европейской части России и Западной Сибири (Шполянская и др., 2022; Васильев и др., 2020), Восточной Сибири (Конищев, 2009; Константинов и др., 2022). Изучению реакции мерзлоты на климат посвящены работы для территорий Северной Америки (Smith et al., 2010), Северной Европы (Harris et al., 2009), северо-востока Китая (Li et al., 2021) и др. Исследования свидетельствуют о проявлениях деградации мерзлоты во многих частях криолитозоны Земли (Payette et al., 2004; Jorgenson et al., 2001; Oberman, 2008).

В пределах криолитозоны России повсеместно отмечаемое потепление климата особенно выражено в континентальных районах и, согласно выводам (Шполянская и др., 2022), данная тенденция является лишь продолжающимся выходом из малого ледникового периода. Стоить отметить, что наиболее ярко влияние климата на геокриологические условия прослеживается в приполярных районах (Павлов, Малкова, 2010). Изменение климата отражается в увеличении продолжительности теплого периода, повышении температуры воздуха (преимущественно зимнего периода) и количества атмосферных осадков, возрастании мощности снежного покрова. Комплексное влияние климатических факторов приводит к увеличению температуры мёрзлых грунтов, что особенно заметно на севере Западной Сибири (Павлов, 2008). Этому

способствует увеличение температуры воздуха в западном секторе Арктики. Здесь, согласно (Васильев и др., 2019), потепление составило в среднем 2,8 °С за последние 50 лет, что является причиной оттаивания мерзлоты сверху до глубины 4 м и более. По данным оценки устойчивости мёрзлых толщ (соотношение трендов температуры атмосферного воздуха и грунтов) (Павлов, Малкова, 2010), в начале XXI в. север Западной Сибири относился к району криолитозоны с умеренной степенью чувствительности к климатическим изменениям, при этом темпы деградации мерзлоты здесь несколько выше, чем в среднем по всему северу России. Ряд исследований показывает, что особенно уязвимыми к изменениям температуры воздуха являются ММП Европейской части России, где выявлены существенные изменения их границ, в отличие от Сибирского региона (Анисимов и др., 2015; Долгополова, 2019).

Наибольшее повышение среднегодовой температуры ММП отмечается в типичной тундре западных районов криолитозоны России и составляет 0,056 °С/год, однако мерзлота остается относительно устойчивой (температура грунтов от –3,5 до –5,0 °С). Иная ситуация наблюдается на севере Западной Сибири на широтном отрезке «южная подзона тундры – северотаёжная подзона», где фиксируется активная деградация мерзлоты и приближение температуры грунтов к 0 °С или же локально переход к положительным температурам, а также сокращение площади мёрзлых массивов (Васильев и др., 2019; Васильев и др., 2021). Впрочем, замедлению более стремительного повышения температуры в отдельные годы способствуют «волны холода» (Гравис, Дроздов, 2016). В целом, происходит постепенное пространственное выравнивание среднегодовых температур грунтов, т.к. породы с низкой температурой ММП наиболее северных территорий прогреваются быстрее, чем высокотемпературные породы южных районов криолитозоны (Дроздов и др., 2010). В зоне островного и прерывистого распространения ММП текущая температурная пространственная дифференциация между ландшафтами составляет не более 1 °С, однако в пределах одной биоклиматической зоны ландшафты могут отличаться разной устойчивостью к потеплению климата (Малкова и др., 2021). Заслуживают внимания также выводы (Васильев и др., 2008), согласно которым не может фиксироваться одновременно максимум или минимум в изменениях сезонного протаивания и среднегодовой температуры воздуха в криогенных геосистемах при климатических изменениях.

Оттаивание ММП приводит к опусканию кровли мерзлоты, достигающему 4 м в северной тундре и 10 м в лесотундре (Васильев и др., 2020). В зоне островного распространения мерзлоты отмечено, что плоскобугристые торфяники, наиболее устойчивые к изменению климата, за последние 50 лет местами протаяли более чем на 1 м в слое годовых теплооборотов, вследствие чего образовались зоны с мерзлотой несливающегося типа (Дроздов и др., 2021). О сильной деградации торфяников как реакции на современное потепление свидетельствуют и

зарубежные исследования, согласно которым в ближайшие десятилетия данный тип природных комплексов может полностью растаять в зоне редкоостровного распространения ММП (Payette et al., 2004; Bauer, Vitt, 2011). Это показывает, что изменение климата критически сказывается на значительной части мерзлотных ландшафтов северной тайги (Пономарева и др., 2016).

Анализ прогнозных оценок реакции криолитозоны на современные изменения климата свидетельствует о том, что тенденция повышения температуры воздуха и мёрзлых пород сохранится в текущем веке. Так, моделирование состояния мерзлоты в России, по данным (Анисимов, Кокорев, 2017), продемонстрировало, что к середине XXI в. мощность сезонноталого слоя в Восточной Сибири изменится незначительно, а наиболее существенное её возрастание будет регистрироваться на севере Западной Сибири. В целом, к 2050 г. ожидается меньшее изменение температуры почвы (в 1,5–1,6 раз), чем атмосферного воздуха, и для полярных областей не составит более 1 °С (Павлов, 2008б).

Техногенез способствует усилению процессов протаивания ММП на фоне повсеместного влияния изменения климата в Арктике. Влияние хозяйственной деятельности превышает в разы естественные темпы теплооборота в мёрзлых толщах (Дубровин и др., 2019). Следствием этого является малая устойчивость льдистых оснований грунтов к эрозии, что сопровождается усугублением состояния криогенных ландшафтов (Долгополова, 2019). Стоить отметить, что техногенное растепление грунтов, неся потенциальную угрозу для природно-территориальных комплексов (ПТК), наиболее проявляется в переходных ландшафтных зонах – на границе распространения ММП (Козин, 2007).

Ярким примером негативных последствий техногенеза может служить прокладка нефтепроводов, зона воздействия которых достигает до 200 м, а температура грунтов может возрастать до 1–3 °С (Козин, 2007). Дополнительное влияние на температурный режим горных пород оказывает подтопление вдоль насыпей и осушение поверхности и грунтов. Бурение в нефтегазодобывающих районах сильно изменяет температуру пород около скважин на километры вглубь, возникают ореолы оттаивания и суффозионные процессы. Высока доля техногенных тепловых потоков от населенных пунктов и промузлов на мёрзлые толщи, что повышает риски возникновения температурных аномалий в районах распространения ММП. Немаловажно влияние инженерных сооружений как преград, вызывающих неравномерное отложение снежного покрова, что способствует отеплению мёрзлых грунтов на участках, где толщина снега выше среднего. В целом, основное воздействие на естественные мерзлотные условия проявляется через удаление растительного покрова, изменение поверхностного и грунтового стока при создании промышленной инфраструктуры (Мельников и др., 2010).

Трансформация тепловых характеристик мёрзлых грунтов нарушает нормальное функционирование непосредственно самих инженерно-технических систем, возникают

деформации и разрушения строительных сооружений (Васильев и др., 2019). По данным (Дубровин и др., 2019), несущая способность мёрзлых толщ снизилась до 30% на севере Ямало-Ненецкого автономного округа (ЯНАО).

Следствием изменений климата и усиления техногенной нагрузки является активизация криогенных процессов, являющихся индикаторами геоэкологической напряженности и степени трансформации естественных природных комплексов. Преобразованный данными процессами рельеф приводит к перераспределению тепла и влаги, что сказывается на устойчивости ландшафтов и их отдельных компонентов. Дальнейшее развитие экзогенных форм рельефа обуславливается характерными малыми темпами восстановления геосистем криолитозоны (Тумель, Зотова, 2014). Главной причиной возникновения деструктивных процессов, типичных для районов распространения мерзлоты, таких как термокарст, склоновые процессы (крип, солифлюкция, криогенное оползание), заболачивание, термоабразия, гибель лесов, является увеличение температуры и таяние ММП (Анисимов и др., 2015; Бабкина и др., 2022). Данные процессы, в свою очередь, могут быть причиной возникновения других неблагоприятных явлений. Примером может служить увеличение сезонного протаивания на поверхностях, сложенных песком, где активизация термоэрозии сопряжена с разрушением напочвенного покрова, развитием дефляционных процессов с образованием песчаных раздузов (Мельников и др., 2010).

В Арктике преобладающим типом экзогенных процессов, проявляющимся как реакция на повышение температуры атмосферного воздуха, можно считать термоденудацию, т.к. для её наступления достаточно увеличения глубины сезонного протаивания. В отличие от неё, для начала термокарста необходимо многолетнее протаивание. Другим наглядным следствием потепления климата является образование «воронок газового выброса», феномен которых регистрируется на Ямале, Гыдане и в других районах Западной Сибири (Лейбман, Кизяков, 2016). В южной криолитозоне, где распространены высокотемпературные ММП, доминирующим процессом выступает тепловая осадка поверхности (Дроздов и др., 2021).

К настоящему времени предпринято немало попыток подразделения криолитозоны России по потенциальной опасности проявления криогенных процессов. Так, (Павлов, Малкова, 2010) создана карта геокриологических опасностей при потеплении климата, согласно которой территория севера Западной Сибири относится к району сильной активизации криогенных процессов в зимний период и умеренной – в теплый. При этом отмечается, что в данном регионе климатические условия наиболее благоприятны для их развития. Согласно обобщенной карте ареалов развития опасных и особо опасных мерзлотных процессов при климатических изменениях на территории ЯНАО (Кошкарев и др., 2021), высокому риску

проявления подвержены районы Заполярья, при этом наиболее низкая и умеренная степень свойственна приполярным регионам.

Стоит отметить, что разрастание промышленных объектов на севере Западной Сибири увеличивает площадь пораженности термокарстовым процессом и частоту возникновения просадок и неравномерного пучения грунтов (Трофимова и др., 2010). На полуострове Ямал в зоне сплошного распространения мёрзлых пород активность криогенных процессов при строительстве и эксплуатации газоконденсатных месторождений значительно возрастает. Наиболее опасным процессом является термоденудация (Губарьков и др., 2014).

Таким образом, климатические изменения вызывают масштабную деградацию ММП, а техногенез усугубляет влияние климата. Потепление климата, усилившееся в последние десятилетия, способствует росту температуры ММП во всех районах криолитозоны России, однако этот тренд более сглаженный, чем у температуры атмосферного воздуха. На севере Западной Сибири, несмотря на сохранение устойчивости ММП в тундре, прогнозируется их деградация в ближайшие десятилетия. В южной криолитозоне (северная тайга и южная лесотундра) активное оттаивание мёрзлых пород приводит к значительному опусканию кровли ММП и провоцирует образование тепловой осадки поверхности. Это негативно сказывается на целостности криогенных ландшафтов и приводит к разрушению инженерных сооружений. Усиление проявления опасных экзогенных геологических процессов, таких как термоденудация и термокарст, являющихся следствием трансформации мерзлотных условий, продолжится при существующих темпах потепления климата в Арктике.

1.2. Растительный покров как критический компонент криогенных ландшафтов

Растительный покров – важный индикатор мерзлотных условий, регулирующий теплообменные процессы между атмосферой и земной поверхностью посредством отражения и поглощения приходящей к поверхности солнечной радиации. Значительные потери тепла связаны с процессом транспирации – испарением влаги растительностью. В целом, растительность оказывает охлаждающий эффект на почвы и верхнюю часть литогенной основы, причём в криолитозоне это наиболее выражено в первые летние месяцы (Мельников и др., 2010). Другим важным свойством растительности является снижение амплитуды колебаний температуры мёрзлых пород в сравнении с открытыми участками, что противодействует увеличению глубины протаивания (Ершов, 2002). Таким образом, растительность выступает как необходимый компонент стабильности мерзлоты, т.к. ослабляет воздействие температуры воздуха на неё (Shur, Jorgenson, 2007).

Трансформация растительного покрова первоначально влияет на мощность деятельного слоя и позже сказывается на температуре мёрзлых грунтов. Существует связь между высотой и

проективным покрытием растительного покрова и температурным режимом ММП. Так, при мощном мохово-лишайниковом ярусе отмечается малая глубина сезонного протаивания, в то время как под разреженными кустарничково-лишайниковыми сообществами на песчаных породах протаивание максимальное.

Болотная растительность, накапливая больше всего влаги, сильнее остальных понижает температуру почв. Наличие мха, обладающего высокой гигроскопичностью, а при высыхании малой теплопроводностью, значительно снижает степень прогревания грунтов и сильнее проявляется в южной криолитозоне за счёт более продолжительного теплого периода. Толщина мха в 3 см сокращает сумму летних температур грунта не менее чем в 1,5 раза (Ершов, 2002). Данный тип растительного покрова может оказывать и отепляющее влияние при промерзании, однако в годовом цикле больше способствует охлаждению грунтов (Маслов и др., 2005). Стоит отметить, что влияние мохового покрова на термический режим почв значительнее, чем травянистых и кустарничковых сообществ (Тыртиков, 1969). Выявлено, что при застоеании моховой растительностью участков с кустарниковыми сообществами при активном заболачивании местности происходит заметное понижение среднегодовой температуры пород и восстановление мерзлоты (Мельников и др., 2010).

Торфяной покров, как и мох, позволяет подстилающим грунтам сохранять мёрзлое состояние. Так, сухой торф является изолятором грунтов от проникновения тепла, влажный – сильно расходует тепло на испарение, а мёрзлый охлаждает грунты за счёт высокой теплоёмкости. Необходимо отметить, что при увеличении обводненности торфа снижается интенсивность летнего прогревания грунтов. Поэтому в сравнении с участками с минеральной литогенной основой, торфяники характеризуются сниженной среднегодовой температурой, что заметнее на южном пределе криолитозоны. Примером может служить один из самых южных массивов мёрзлых бугристых торфяников, располагающийся среди немёрзлых олиготрофных сфагновых болот и участков леса на песчаных породах, в пределах природного парка «Нумто» в северной тайге Западной Сибири (Московченко, Козин, 2017). Здесь ещё остаются высокотемпературные ММП ($-0,5^{\circ}\text{C}$), несмотря на повышение их температуры на $0,5^{\circ}\text{C}$ за последние 50 лет и перехода ряда торфяников в талое состояние (Губарьков и др., 2022).

Деревья и кустарники также действуют как защита от инсоляции в летний период. Определяющее значение имеет сомкнутость древостоя, способного задерживать поступление солнечной радиации к земной поверхности более чем на 70%. Так, лес с сомкнутостью крон не ниже 0,4 оказывает положительное влияние на устойчивое состояние мёрзлых пород, т.к. сокращает сезонное протаивания грунтов и понижает их среднегодовую температуру (Павлов, 2008а). Существенное влияние оказывает и породный состав леса. В таёжной зоне хвойные леса (сосновые и еловые) могут понизить температуру почвы до 2°C в сравнении с безлесными

участками (Стюарт и др., 2020). Косвенное, преимущественно отепляющее влияние древесной и кустарниковой растительности на температурные характеристики грунтов проявляется за счёт задержания снега при ветровом переносе. В условиях Западной Сибири это имеет особое значение, т.к. здесь снежный покров является ведущим фактором повышения температуры мёрзлых пород (Маслов и др., 2005). Выявлено, что в зоне типичных тундр развитие кустарникового яруса способствует возрастанию температуры грунтов до 6 °С (Мельников и др., 2010). Так, согласно выводам (Павлов, 2008) для поверхностей, покрытых ерниково-сфагновой растительностью, свойственна наиболее высокая температура.

Изменение растительного покрова, вызванное естественными и техногенными причинами, сопровождается существенными преобразованиями мёрзлых толщ и приводит, как правило, к деградации мерзлоты (Тыртиков, 1973). Определяющую роль играют климатические изменения, т.к. перемены в динамике увлажнения и теплообеспеченности напрямую влияют на продуктивность, количество биомассы и расположение границ распространения растительности. Влияние климатообусловленной трансформации растительного покрова на деградацию ММП подчеркивается в ряде работ (Гончарова и др., 2015; Moskalenko, 2013; Walker et al., 2009).

Реакция криолитозоны на климатогенную динамику растительного покрова проявляется неодинаково в разных районах. К примеру, в северной криолитозоне в результате увеличения температуры атмосферного воздуха возрастает биомасса мохово-лишайникового покрова, а у сосудистых растений происходит увеличение сомкнутости листвы, что приводит к понижению температуры грунтов (Анисимов, Шерстюков, 2016). Несколько иные выводы приводят (Каллаган и др., 2010), согласно которым в высокой Арктике происходит сокращение доли мхов и лишайников, а изменения растительности носят менее выраженный характер, в сравнении с южными районами. Тем не менее, при характерной для тундровой зоны неразвитости растительного покрова, в целом наблюдается тенденция к увеличению температуры пород и глубины сезонного протаивания вслед за повышением температуры воздуха (Шполянская и др., 2022). Так, в исследовании (Москаленко и др., 2014) показано, что благодаря климатическим изменениям произошел прирост новых видов ив, разнотравья, кустарничков и лишайников в тундрах Ямала, но также отмечалось и возрастание мощности СТС более чем на 10 см. В зоне лесотундры сильное опускание кровли мерзлоты обусловлено увеличением доли кустарников и, соответственно, возрастанием мощности снежного покрова (Васильев и др., 2020).

В более южных областях криолитозоны увеличение температуры воздуха и количества атмосферных осадков оказывает влияние на сокращение доли лишайников и возрастание доли зелёных мхов, а также на появление лишенных растительности участков на буграх пучения,

обусловленных снижением влажности грунтов СТС. Возникновение таких «голых» участков изменяет альbedo поверхности, повышает температуру ММП торфяно-минеральных бугров пучения, что приводит к их деградации (Пономарева и др., 2015). В целом, в южной криолитозоне растительный покров играет более значимую роль в формировании температурного режима грунтов за счёт летнего фактора теплообмена и увеличения испарения, в отличие от северной.

Климатические изменения сопровождаются замещением одних растительных ассоциаций на другие, при этом отмечается разнонаправленное воздействие на мёрзлые грунты, но, преимущественно, такие смены оказывают отепляющее воздействие. Например, в северной тайге Западной Сибири при возрастании количества атмосферных осадков происходит смена заболоченных кустарничково-лишайниково-сфагновых редин с линзами мёрзлых пород на бугорках на кустарничково-пушицево-осоково-сфагновые талые болота (Москаленко, 2012). Однако локально изменения растительности, как было выявлено при изучении кустарничково-пушицево-сфагновых болот, наоборот, могут привести к образованию новых ледяных включений в буграх (Moskalenko, 2013). Другим показательным примером служит образование крупнобугристых торфяников с мёрзлыми грунтами в Большеземельской тундре, отмечаемое в исследовании (Осадчий, Осадчая, 2008). Согласно (Шполянская и др., 2022), регистрируемое увеличение температуры воздуха должно было переместить границу их распространения к северу, однако некоторые участки мёрзлых бугристых болот продвинулись к югу. Это свидетельствует о том, что смена растительного покрова при климатических изменениях, помимо растепления мерзлоты, может приводить к её новообразованию. Описано явление защитной реакции в отдельных ландшафтах вследствие обратных отрицательных связей со стабилизацией некоторых мерзлотных параметров (Конищев, 2009). Накопление отмерших органических остатков в верхних горизонтах почв может иметь обратный эффект в ответ на потепление климата, что отражается в отрицательных трендах температуры грунтов в аквальных и субаквальных ландшафтах (Мельников и др., 2010). В связи с этим, нарастание фитомассы, преимущественно за счёт мха, на высокотемпературных ММП в южной криолитозоне при потеплении климата сдерживает деградацию мерзлоты.

Оттаивание ММП, в свою очередь, также оказывает влияние на развитие растительного покрова. Так, в работе (Каллаган и др., 2010) приводятся данные об изменении состава растительных сообществ при спускании озёр и образовании хасыреев, прогрессирование которых вызвано потеплением климата в Сибири и на Аляске. В результате повышения температуры грунтов и мощности деятельного слоя активизация процессов заболачивания и термокарста сказывается на состоянии корневой системы растений и замедлении скорости

разложения растительного опада, что создает более благоприятные условия для произрастания гигрофильных видов.

Следствием современных климатических изменений, помимо локальных смен растительных сообществ, является смещение биоклиматических зон, что приводит к перестройке биомов и, соответственно, оказывает влияние на геокриологические условия. Так, в ряде работ отмечается продвижение границ лесной растительности на север (Kaarlejärvi et al., 2012; Сергиенко, 2015). По данным (Дроздов и др., 2010) граница предтундровых редколесий в Западной Сибири сместилась на 10–30 км к северу за последние 30 лет. В тундровой зоне Тазовского и Таймырского полуостровов наблюдается «внедрение» лиственницы, преимущественно по долинам рек (Московченко и др., 2017; Фахретдинов и др., 2022; Харук и др., 2006). В южной части Западно-Сибирского сектора Арктики на безлесных торфяниках стали появляться единичные деревья сосны обыкновенной и берёзы извилистой (Пономарева и др., 2015). В горных районах верхняя граница леса движется в альпийский пояс. Так, описан сдвиг границ лесной растительности и возрастание площади редколесий на Полярном Урале (Шиятов, Мазепа, 2015). В ряде публикаций говорится о сокращении площади арктической тундры и тенденции возрастания доли кустарников в типичной тундре (Forbes et al., 2010; Pearson et al., 2013). Таким образом, исследования показывают, что чем севернее биомы, тем выражение проявляются изменения, при этом, как правило, происходит замещение менее продуктивных сообществ на более продуктивные (Жильцов, Анисимов, 2015).

Удаление растительного покрова нарушает температурный режим грунтов, что проявляется особенно наглядно в увеличении амплитуды годовых колебаний температуры (Shur, Jorgenson, 2007; Ершов, 2002). Известно, что антропогенное нарушение растительного покрова резко усиливает развитие криогенных процессов (Павлов, 2008а). Так, в северной тайге это способствует ускорению процесса разрушения многолетнемёрзлых бугров пучения (Шишконакова и др., 2016). Согласно выводам (Москаленко, 2012), после снятия растительного покрова на торфянике (морошково-багульниково-сфагново-лишайниковая группа растительных ассоциаций) и проявления экзогенных процессов (термокарст, заболачивание) спустя 30 лет на его месте формируется пушиево-сфагновое болото. Это приводит к понижению кровли ММП на несколько метров и повышению температуры грунтов. К негативным последствиям для верхней части мёрзлых толщ приводит вырубка леса. По данным (Васильев и др., 2020), вырубка древостоя в конце 70-х гг. XX в. районе Уренгойского месторождения (лесотундровая зона) спустя десятилетия привела к оттаиванию мёрзлых пород до глубины 10 м. Тем не менее, в ряде исследований (Федоров и др., 2003) показано, что активная деградация ММП после вырубки спустя менее десятилетие может привести к стабилизации мерзлотных условий и последующем их восстановлении, а при появлении лесной растительности к выходу из зоны

экологического риска. В Ямальской тундре при нарушении почвенно-растительного покрова, связанного с разработкой и эксплуатацией нефтегазоконденсатных месторождений, возрастает мощность СТС, что ведёт к образованию термокарста по повторно-жильным льдам. Кроме того, проведение инженерно-технических работ, сопровождающееся воздействием на растительный покров, обуславливает возникновение термоэрэзионных образований по берегам рек и озёр (Губарьков, 2014).

Лишайники обладают достаточно высоким альбедо (до 0,26) и способны отражать относительно больше солнечной радиации, чем множество других растений. В связи с этим, согласно выводам (Stoy et al., 2012), снижение процентного покрытия лишайников рода *Cladonia*, связанное с выпасом оленей, может привести к повышению температуры мёрзлых пород.

Пожары, охватывающие значительные площади севера Западной Сибири, приводят к уничтожению значительных лесных массивов, что, в свою очередь, оказывает сильное влияние на геокриологические условия (Мельников и др., 2010). После прохождения пожара в лесу температура пород резко увеличивается, а альбедо снижается наполовину при сжигании органического вещества. Мощность верхнего органогенного горизонта почв в дальнейшем определяет степень воздействия пожара на увеличение деятельного слоя (Стюарт и др., 2020). В исследовании (Сизов и др., 2020б) показано, что в южной тундре Западной Сибири под горелыми участками глубина протаивания была в 3 раза больше, чем на не затронутых пожаром территориях. Это подтверждают и выводы (Rocha et al., 2012) о постпирогенном увеличении глубины сезонноталого слоя в тундре, сохраняющимся на протяжении не менее 20 лет. Деградация мерзлоты, как правило, продолжается до тех пор, пока в процессе восстановления растительности не создадутся условия, при которых среднегодовая температура в нижней части активного слоя станет меньше 0 °C (Shur, Jorgenson, 2007).

Итак, растительный покров во многом определяет устойчивость многолетнемёрзлых пород и обуславливает неоднородность ландшафтно-мерзлотных условий. Увеличение температуры атмосферного воздуха в результате потепления климата и связанное с этим возрастание глубины протаивания деятельного слоя способствуют развитию растительного покрова и сдвигу биоклиматических зон к северу. При этом активные темпы нарастания мощности торфа и мохово-лишайникового яруса в южной криолитозоне препятствуют деградации мерзлоты, в то время как в северной части происходит интенсивное закустаривание тундровой и лесотундровой зон, сопровождающееся значительным отепляющим воздействием на мёрзлые грунты в зимний период вследствие снегозадержания. Антропогенное нарушение растительного покрова значительно снижает степень защиты ММП, происходит понижение их кровли и активизируются опасные экзогенные процессы.

1.3. Методы дистанционного зондирования Земли в исследованиях полярных и приполярных геосистем

В настоящее время методы дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) находят всё большую применимость и становятся одними из основных в исследованиях криолитозоны. Актуальность использования спутниковых технологий во многом обусловлена проявлениями климатических изменений, находящих отражение в различных природных системах, в частности, в особо остро чувствительных криогенных ландшафтах. Возрастающая роль методов аэрокосмосъёмки связана с возможностью получения оперативного доступа к информации о наземном объекте с различным разрешением, вплоть до сверхвысокого (< 1 м) для обширных труднодоступных территорий за различные промежутки времени. Преимуществом использования ДЗЗ являются меньшие экономические затраты, чем при проведении полевых наземных работ, а также возможность получения дополнительной экологической информации для изучаемой территории (Duguay et al., 2013). Космический мониторинг геокриологических условий может представлять важные сведения для прогнозирования геоэкологических изменений северных геосистем, устойчивости геологической среды при техногенном воздействии и планировании природоохранных мероприятий (Дубровин и др., 2009). Кроме того, применение дистанционных методов позволяет картографировать современное состояние мерзлотных условий с выделением территорий, подверженных активной деградации ММП, тенденций их развития, криогенных процессов, инженерно-геокриологических рисков и т.д.

Изучение ММП напрямую из космоса не представляется возможным, т.к. мёрзлые породы располагаются под земной поверхностью и не происходит контакта электромагнитного излучения от спутника непосредственно с объектом исследования (Philipp et al., 2021). Однако состояние и динамика мерзлоты связана с различными характеристиками поверхности, которые могут быть дешифрированы и проанализированы на спутниковых снимках. К таким можно отнести определенные параметры криогенных ландшафтов – рельеф, растительность, снежный покров, поверхностные льды и др. Так, в горных районах из-за высокой расчлененности для определения залегания вечной мерзлоты широко используются методы построения цифровых моделей местности, позволяющих получить изображение территории в высоком разрешении. На полярных и приполярных равнинах участки деградации ММП идентифицируются по проявлению криогенных процессов (термокарст, береговая эрозия и др.) или по изменению в структуре определенных растительных сообществ, хорошо коррелируемых с отдельными параметрами мерзлоты. Кроме того, некоторые теплофизические свойства грунтов прямо или косвенно могут быть детектированы при помощи тепловых съёмок, позволяющих получить информацию, например, о температуре поверхности Земли или сезонном промерзании и оттаивании (Westermann et al., 2015a). Необходимо добавить, что большинство спутниковых

съёмок в высоких широтах проходит при неблагоприятных условиях, связанных с облачностью, низкой интенсивностью освещения в зимнее время. Неблагоприятное влияние оказывают также различные технические ограничения, способные сказаться на достоверности интерпретации изображений. Поэтому для устранения различных возможных искажений применяются методы радиометрической, геометрической и атмосферной коррекции космоснимков, а для улучшения их качества могут использоваться спектральные преобразования и фильтрация.

Исследования топографии криогенных ландшафтов проводятся для определения мерзлотных форм рельефа и, соответственно, наличия грунтового льда. Для этого выполняется фотограмметрический анализ аэрокосмоснимков посредством использования интерферометрических радаров с синтезированной апертурой (inSAR), световых радаров (LiDAR), технологии «структура из движения» (SfM), стереофотограмметрии и др. Так, лазарная съёмка (LiDAR) совместно со спутниковыми снимками высокого разрешения (спутники WorldView-1, IKONOS и др.) активно применяется для получения характеристик микрорельефа криогенных полигонов, мощности деятельного слоя, батиметрии термокарстовых озёр (Hubbard et al., 2013; Paine et al., 2013). Изучение высоты мёрзлых поверхностей при помощи inSAR с сантиметровой точностью позволяет отслеживать динамику СТС-СМС (Liu et al., 2012). В целом, анализ применяемых современных геодезических методов в дистанционном зондировании показывает стремительное их развитие при оценке количественных характеристик изменений земной поверхности в районах расположения ММП за последнее десятилетие (Jorgenson, Grosse, 2016).

Изучение морфометрических характеристик поверхностных вод по спутниковым данным является весьма информативным при оценке динамики геокриологических условий. Мониторинг состояния термокарстовых озёр методами ДЗЗ позволяет выявлять и прогнозировать смещение зон распространения ММП в условиях глобального потепления климата, а также проводить оценку экологических рисков при эксплуатации технических сооружений. Так, в исследовании (Кирпотин и др., 2008), основанном на анализе крупных термокарстовых озёр (более 20 га) по снимках спутниковой многозональной съёмки Landsat (1973–2005 гг.) для территории криолитозоны Западной Сибири выявлено снижение площади водоёмов в зоне сплошной мерзлоты и возрастание – в прерывистой. Схожие выводы о сокращении площади большинства озёр в северной части криолитозоны были сделаны (Stow et al., 2004) в пределах Северного склона Аляски при дешифрировании спутниковых снимков IKONOS. Менее однозначные выводы делают (Roach et al., 2013), согласно которым наблюдаются разнонаправленные тенденции в изменении водных поверхностей районов развития ММП. Стоит отметить, что достоверный анализ размеров водных поверхностей может

быть затруднён пространственным разрешением выбранных космоснимков, а также сезонными колебаниями уровня воды в водоёмах и льдистости (Jorgenson, Grosse, 2016).

Снежный покров, как было рассмотрено ранее, является одним из важнейших факторов, влияющих на тепловое состояние мерзлоты. Методы ДЗЗ позволяют получать информацию об определенных характеристиках снежного покрова (продолжительность залегания, площадь покрытия, запас воды), которые могут учитываться при оценке динамики ММП и моделировании температурного режима почв и границ распространения вечной мерзлоты на региональном и локальном уровнях (Jorgenson, Grosse, 2016). На данный момент наибольшую применимость имеют наборы данных о снежном покрове, предоставляемые тематическими продуктами MODIS-Terra (разрешение 500–1000 м), которые успешно используются в исследованиях, проводимых в криолитозоне. Более высокое разрешение для данных о покрытии снегом может быть достигнуто при использовании нормализованной разницы между зеленым (G) и ближним инфракрасным (SWIR) спектральными каналами по спутниковым снимкам Landsat (пространственное разрешение 30 м). Информацию о снежном покрове с точностью до 1 м возможно получить при совместном использовании аэрофотосъёмки и технологии SfM, что было показано в исследовании (Nolan et al., 2015). Для определения запаса воды в снеге нередко используются многоканальные сверхвысокочастотные сенсорные системы (SMMR, SSM/I, AMSR-E), отличающиеся очень низким пространственным разрешением (более 10 км) (Muszkett, 2012). В целом, оценка снежного покрова методами ДЗЗ осложняется низким пространственным и временным разрешением космоснимков наиболее доступных спутниковых систем, а также техническими различиями в предоставляемых данных разных сенсоров.

Температура поверхности земли является одним из важнейших факторов, обуславливающих устойчивость вечной мерзлоты. Кроме того, термический режим поверхностного слоя оказывает критическое влияние на рост и развития растительности, показатели первичной продуктивности и углеродного баланса почвы (Jorgenson, Grosse, 2016). Определяющее влияние на верхние слои оказывает приземная температура воздуха и, при отмечаемом потеплении климата, это приводит и к большему нагреванию земной поверхности. Однако стоит отметить, что температура объектов на земной поверхности не тождественна приземной температуре воздуха, несмотря на активный теплообмен между ними (источник данных: https://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod11.pdf).

Излучаемая энергия поверхности суши хорошо фиксируется тепловыми сенсорными датчиками спутниковых радиометров, которые преобразуют сигнал в цифровое значение (Sharma et al., 2020). В исследованиях криолитозоны широкое применение имеет показатель температуры поверхности земли (LST), получаемый различными спутниковыми системами,

обеспечивающими данными по тепловым каналам от низкого и очень низкого (MODIS, AATSR, AVHRR) до среднего (Landsat, ASTER) пространственных разрешений. На данный момент, из имеющихся спутниковых аппаратных систем наилучшее пространственное разрешение тепловой инфракрасной съёмки (60 м), позволяющее производить крупномасштабные исследования, даёт ETM+ (Landsat 7). Однако необходимо учесть, что спутниковые снимки с достаточно высоким разрешением в основном имеют ограниченный временной охват. Исследования, направленные на изучение термического режима вечной мерзлоты, требуют использования плотных временных рядов среднесуточных значений LST, т.к. часто возникает необходимость определения влияния на температуру более глубоких слоёв почвогрунтов. Малое временное разрешение позволяет лишь отследить быстрые колебания температуры на поверхности из-за буферного влияния растительного покрова и самых верхних слоёв почв (Westermann et al., 2015a).

Использование показателя LST в районе распространения ММП является довольно актуальным, что связано с лимитированным количеством пунктов наблюдений за приземной температурой воздуха, почв и пород. Исследования с совместным использованием дистанционных и наземных методов показывают, что наблюдается более сильная корреляция LST с приземной температурой воздуха, чем с температурой горных пород (Hachem et al., 2009). Схожие выводы о сильной зависимости LST и приземной температуры воздуха делает (Фахретдинов, 2022) при изучении мёрзлых торфяников и (Esau et al., 2019) в исследовании городских островов тепла в таёжной зоне Западной Сибири. Ряд работ показывает, что LST является надёжным показателем при определении термического состояния мерзлоты (Ran et al., 2015; Nelson, Outcalt, 1987). Менее выраженная связь с более глубокими слоями мёрзлых грунтов может быть обусловлена наличием разного рода объектов на земной поверхности и снежным покровом, что может не совсем корректно отражать реальную связь с тепловым режимом грунтов. Кроме того, нередко осложняет анализ температурного режима поверхности Земли по дистанционным данным частая облачность в Арктическом секторе, что ограничивает объём данных и устраняется лишь методами временной или пространственной интерполяции.

Обзор современных исследований показывает, что наиболее используемыми космическими приборами в изучении термического режима поверхностных слоев в криолитозоне являются MODIS (спутник Terra) с пространственным разрешением 1 км, обеспечивающий данными по 16 тепловым каналам (диапазон от 3,660 до 14,385 мкм), и AVHRR (спутник NOAA), предоставляющий космоснимки с размерностью пикселя $1,1 \times 1,1$ км с информацией по 2 тепловым каналам (диапазон от 10,3 до 12,5 мкм). Оба бортовых аппарата стабильно обеспечивают ежедневными (дневными и ночными) сценами с данными о

температуре поверхности земли. Сравнительный анализ данных спутниковых систем демонстрирует, что MODIS имеет более высокие пространственное и спектральное разрешения. Кроме того, преимуществом данного спектрорадиометра является предоставление наиболее безоблачных спутниковых снимков по LST в составе тематическим продуктам, включая композитные изображения за определенные временные интервалы (8-дневные и среднемесячные). Согласно исследованию (Langer et al., 2010), проведенному для территории Сибири, различия между температурными значениями по MODIS LST и наземными геокриологическими исследованиями в бесснежный период составляют менее 2 °С. Успешность использования данных MODIS LST отражена и в отдельных работах при изучении пространственного распределения ММП, в частности в целях определения их южной границы на основе использования среднегодовых значений и вычисляемого индекса «морозности» (Ran et al., 2015; Hachem et al., 2008). Космические изображения с данными по термическим каналам радиометра NOAA находят применение при оценке льдистости ММП на основе определения тепловой инерции приповерхностной части деятельного слоя (Корниенко, 2012), для выявления трендов изменений температуры земной поверхности в криолитозоне на основе летнего температурного индекса (SWI) (Bhatt et al., 2013).

Значения температуры поверхности земли, полученные спутниковыми методами, нередко выступают как один из основных показателей при проведении комплексных анализов в изучении динамики северных геосистем. Например, совместное использование LST и вегетационных индексов (NDVI) находит применение при оценке влияния климатических изменений на растительный покров (Raynolds et al., 2008b) и смену ландшафтных зон (Титкова, Виноградова, 2019) в полярных и приполярных районах. Интересно исследование (Корниенко, 2018), где показано, что комбинированное использование LST, водного (NDWI) и температурно-вегетационного (TVX) индексов, полученных по материалам спутниковой съёмки Landsat-8, позволяет выявить в тундровой зоне изменения влажности почвенно-растительного покрова как фактора, влияющего на теплообмен мёрзлых грунтов с атмосферой. В работе (Westermann et al., 2015b) использование данных по температуре поверхности земли (MODIS LST, ERA), классифицированных наземных покровов (MODIS Landcover) и сведений о датах выпадения снега (ERA) позволило построить модель распределения температуры грунтов для Атлантического сектора криолитозоны с пространственным разрешением 1 км. Стоит также упомянуть, что тепловые каналы спутниковых снимков, совместно с вегетационными индексами, используются для оценки постпирогенных эффектов в районах распространения ММП. Так, наличие послепожарных температурных аномалий в лиственничниках криолитозоны Средней Сибири, выявленных по 31 и 32 спектральным каналам (10,780–11,280 мкм) космоснимков MODIS-Terra, может приводить к увеличению глубины сезонного

протаивания в течение более 10 лет в условиях восстановления напочвенного покрова (Пономарев, Пономарева, 2018).

Растительный покров, как было рассмотрено ранее, является одним из важнейших регуляторов температурного режима мёрзлых грунтов, поэтому дистанционные методы выступают эффективным инструментом для мониторинга изменений температуры ММП. Согласно (Philipp et al., 2021), большинство исследований по изучению особенностей земной поверхности в криолитозоне при помощи спутниковых технологий посвящены динамике растительного покрова, причём наибольший интерес к этой теме отмечается в последнее десятилетие. Пространственные и временные изменения растительного покрова во многих полярных и приполярных районах Земли хорошо изучены с применением нормализованного относительного вегетационного индекса NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) (Heijmans et al., 2022; Goetz et al., 2011; Елсаков, Телятников, 2013), т.к. доказано, что данный показатель сильно коррелирует с количеством наземной фотосинтетически активной биомассы (Epstein et al., 2013). Анализ сезонных и межгодовых значений NDVI позволяет отслеживать реакцию растительности на глобальные изменения климата как на ландшафтном, так и на биомном уровнях (Walker et al., 2012; Жильцов, Анисимов, 2015). NDVI основан на расчёте нормализованной разницы между коэффициентами отражения в ближней инфракрасной (NIR) и красной (RED) областях спектра, что может обеспечиваться спутниковыми системами, предоставляющими данные по отдельным спектральным каналам (Landsat, ASTER), либо уже рассчитанным значениям индекса в виде тематических продуктов (MODIS, SPOT-VGT, AVVHR).

Анализ современных исследований показывает, что реакция фитобиоты в криолитозоне на климатические изменения неоднозначна. В некоторых работах отмечается тенденция к росту значений NDVI в boreальных и полярных экосистемах (Варламова, Соловьев, 2014; Epstein et al., 2012). В зарубежных исследованиях рост фитомассы описывают как «позеленение» тундр, что хорошо отслеживается по величине вегетационного индекса (Esau et al., 2016). Так, увеличение значений NDVI выявлено более чем на 70% тундровой зоны северо-восточной части России (Елсаков, Телятников, 2013). Однако выделяются работы, где делаются выводы об отсутствии значимых трендов. Например, (Walker et al., 2009) по данным снимков AVHRR за последние десятилетия на полуострове Ямал не определено существенного увеличения количества фитомассы. По данным (Beck, Goetz, 2011), полученным в ходе обработки и сравнительного анализа космоснимков GIMMS и MODIS (1982–2008 гг.), определён положительный тренд в тундровых растительных сообществах и отрицательный – в boreальных. Такая тенденция в последних согласуется и с выводами (Buermann et al., 2014) о снижении значений NDVI, сделанными при изучении boreальных вечнозелёных лесов Евразии.

В криолитозоне рост температур воздуха и вызванные им улучшение условий произрастания растений и оттаивание ММП могут обуславливать увеличение значений NDVI. Возрастание продуктивности тундровых растительных сообществ является одним из последствий деградации мерзлоты (Елсаков, 2017). В исследовании (Тигеев и др., 2021) по изучению растительности предтундровых лесов с привлечением спутниковых снимков MODIS выявлено, что наблюдается корреляционная связь между вегетационным индексом и высотой снежного покрова, увеличение которой обусловлено ростом доли кустарниковой и древесной растительности. Вместе с тем, увеличение фитомассы и мощности торфа стабилизируют тепловой режим грунтов.

Выводы (Хомутов, 2010) демонстрируют, что при снижении значений NDVI, а также индекса листовой поверхности (LAI), который можно рассматривать как один ключевых параметров в наземных покровах, регулирующих поступление лучистой энергии к земной поверхности (Шабанов и др., 2018), отмечается увеличение глубины сезонного протаивания. Высокие значения LAI, свидетельствующие о значительной плотности покрытия листовыми пластинками земной поверхности, выступают как один из факторов, способствующих защите мёрзлых грунтов в условиях нарастания процессов их деградации (Zhang et al., 2014). В исследовании (Blok et al., 2011) делается вывод о том, что интенсивное закустаривание в тундровой зоне, фиксируемое на основе значений NDVI, приводит к высокой затенённости поверхности почв густой растительностью, что уменьшает потери тепла из грунтов и снижает возможность увеличения глубины сезонного протаивания. Анализ рассмотренных исследований показывает, что не наблюдается единого мнения о роли влияния возрастающего тренда для кустарниковых сообществ на изменения состояния мерзлотных условий – в некоторых случаях снегозадерживающая роль кустарниковой растительности приводит к ослаблению зимнего промерзания и росту температуры ММП, в других определяющее влияние на геокриологические условия оказывает затенение поверхности в летний период, что вызывает снижение глубины сезонного протаивания.

В последние годы активно развивается комбинированное использование LiDAR и космоснимков различной детальности для определения структуры растительного покрова и возможности наиболее точной классификации наземных покрытий в различных районах криолитозоны (Westermann et al., 2015a; Jorgenson, Grosse, 2016). Например, использование аэрофотоснимков, данных по IKONOS и LiDAR позволило изучить влияние растительного покрова на радиационный баланс и проанализировать термический режим поверхности торфяников в зоне прерывистого распространения ММП на северо-западе Канады (Chasmer et al., 2011). Классификация растительного покрова по спутниковым снимкам высокого разрешения и использование данных о рельефе местности, полученных на основе применения

LiDAR, даёт возможность моделировать вероятностное распределение мерзлоты интересуемой территории (Panda et al., 2010).

Необходимость привлечения дистанционных методов связана и с возрастающим влиянием хозяйственной деятельности в криолитозоне. В ряде исследований (Raynolds et al., 2014; Kumpula et al., 2012), основанных на использовании космоснимков Landsat, SPOT, ASTER, Quickbird для количественного анализа прямых и косвенных антропогенных трансформаций, было выявлено, что в Арктике более чем за 30 лет техногенная нагрузка на природные комплексы возросла на порядок, причем особенно заметное воздействие стало наблюдаться в начале XXI в., что связано с интенсивным развитием нефтегазодобывающей отрасли. Множество исследований с использованием дистанционных методов проводится в пределах лицензионных участков нефте- и газодобычи. В данных исследованиях используются спутниковые снимки от низкого до сверхвысокого разрешения и дешифрируются антропогенные изменения ландшафтов по индикаторным показателям – площади озёр, участков техногенных нарушений, изменениям растительного покрова (послепожарные сукцессии, смены растительных сообществ, обусловленные нарушением дренажных условий и т.д.), часто с привлечением водных и вегетационных индексов, данных по температуре поверхности земли (Корниенко, 2011; Московченко, Московченко, 2018). Несмотря на то, что выявленные дистанционными методами масштабы промышленного влияния на полярные ландшафты относительно невелики, воздействие может приводить к существенным локальным нарушениям вечной мерзлоты (Jorgenson, Grosse, 2016).

Таким образом, методы дистанционного зондирования Земли, опираясь на данные о ландшафтных параметрах, успешно применяются при оценке динамики мерзлотных условий. Сведения об определенных характеристиках наземных покровов (снежный, почвенный, растительный), основанных на соотношениях спектральных каналов в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах длин волн, позволяют определить важные взаимосвязи в криогенных геосистемах, включая влияние климатических изменений на геокриологические показатели. Так, по направленности тренда значений вегетационных индексов можно получить опосредованную информацию об изменениях глубины сезонного протаивания. Одним из наиболее эффективных показателей, влияющих на мёрзлые породы, и регистрируемых по результатам спутниковых съёмок, можно считать температуру поверхности земли (LST). Использование ежедневных данных LST даёт возможность провести анализ влияния температурного состояния самой верхней части грунта на более глубокие слои, а комбинированное применение с NDVI может показывать, насколько воздействие изменений теплового режима на земной поверхности отражается на развитии растительного покрова, принимающего участие в регулировании температурного состояния мёрзлых толщ. Кроме того, использование дистанционных радарных

технологий, таких как LiDAR, обеспечивает данными о топографических особенностях криогенных форм рельефа и предоставляет более детальное изображение структуры растительного покрова, что может быть достаточно информативным для детектирования изменчивости параметров ММП. Важным также остается учет усиливающихся техногенных трансформаций в мерзлотных ландшафтах, что достигается посредством спутникового мониторинга, позволяющего получить данные в высоком и сверхвысоком пространственных разрешениях.

Глава 2. Участки исследования, материалы и методы

Для достижения цели представленной работы по оценке устойчивости мёрзлых торфяников в южной криолитозоне Западной Сибири необходимо выявление пространственно-временных различий в развитии растительного покрова мёрзлых торфяников. Объективная оценка динамики растительности требует выбора репрезентативных участков исследования. Одним из основных методов исследования использован сравнительно-географический, при этом учитывалась современная и прогнозируемая динамика ландшафтных условий (растительный покров, климат, ММП) в разных природных зонах севера Западной Сибири. Важным критерием выбора участков исследования было наличие мёрзлых торфяников, которые в результате усиливающихся климатических и техногенных изменений становятся одной из наиболее уязвимых геосистем в южной части криолитозоны. Исходя из ландшафтной и растительной зональности, характера распространения ММП, а также темпов их деградации, исследования растительного покрова и температурного режима грунтов были приурочены к 4 участкам: 2 в пределах северной тайги (зона островного распространения ММП) и 2 в пределах лесотундры (зона прерывистого распространения ММП) (рисунок 1).

Выделенные участки охватывают широтную полосу 63–67° с.ш., где в настоящее время отмечена значительная климатогенная и техногенная изменчивость растительного покрова и геокриологических условий (Москаленко и др., 2009, 2012; Бобрик и др., 2015; Matyshak et al., 2017). Согласно климатическому районированию (Прик, 1971), участки исследования относятся к восточной части Атлантического сектора Северного Ледовитого океана с умеренно континентальным климатом. Исследуемая территория расположена в пределах Западно-Сибирской плиты и относится к двум геологическим регионам: Приуральскому, с относительно сниженными внутренними равнинами и Центрально-Западному, с денудационно-аккумулятивными равнинами с элементами эрозионного расчленения (Старков, Тюлькова, 2010; Атлас ЯНАО, 2004). В настоящее время, в районе расположения исследуемых территорий осуществляется хозяйственная деятельность, при этом выделяются участки с высокой (более 30%) (стационар Южный Уренгой (№3)) (Корниенко, 2009) и относительно низкой (менее 10%) антропогенной нагрузкой (природный парк «Нумто» (№1), стационары Надым (№2) и Лабытнанги (№4)) (Московченко и др., 2020а; Горбунова и др., 2022).

Для исследования были выбраны участки площадью 100 км² (10 × 10 км), чтобы охватить широкий спектр растительных сообществ и температурных условий земной поверхности. Участки были выбраны таким образом, чтобы значительную долю в их ландшафтной структуре составляли мёрзлые торфяники. Наличие мёрзлых торфяников было

определенено либо по данным наземных исследований, либо по характерным дешифровочным признакам на космоснимках. Помимо типичных для данных участков мёрзлых бугристых болот, для сопоставления выделялись и учитывались при анализе и другие криогенные ландшафты (при наличии), а также природные комплексы с немёрзлыми породами.

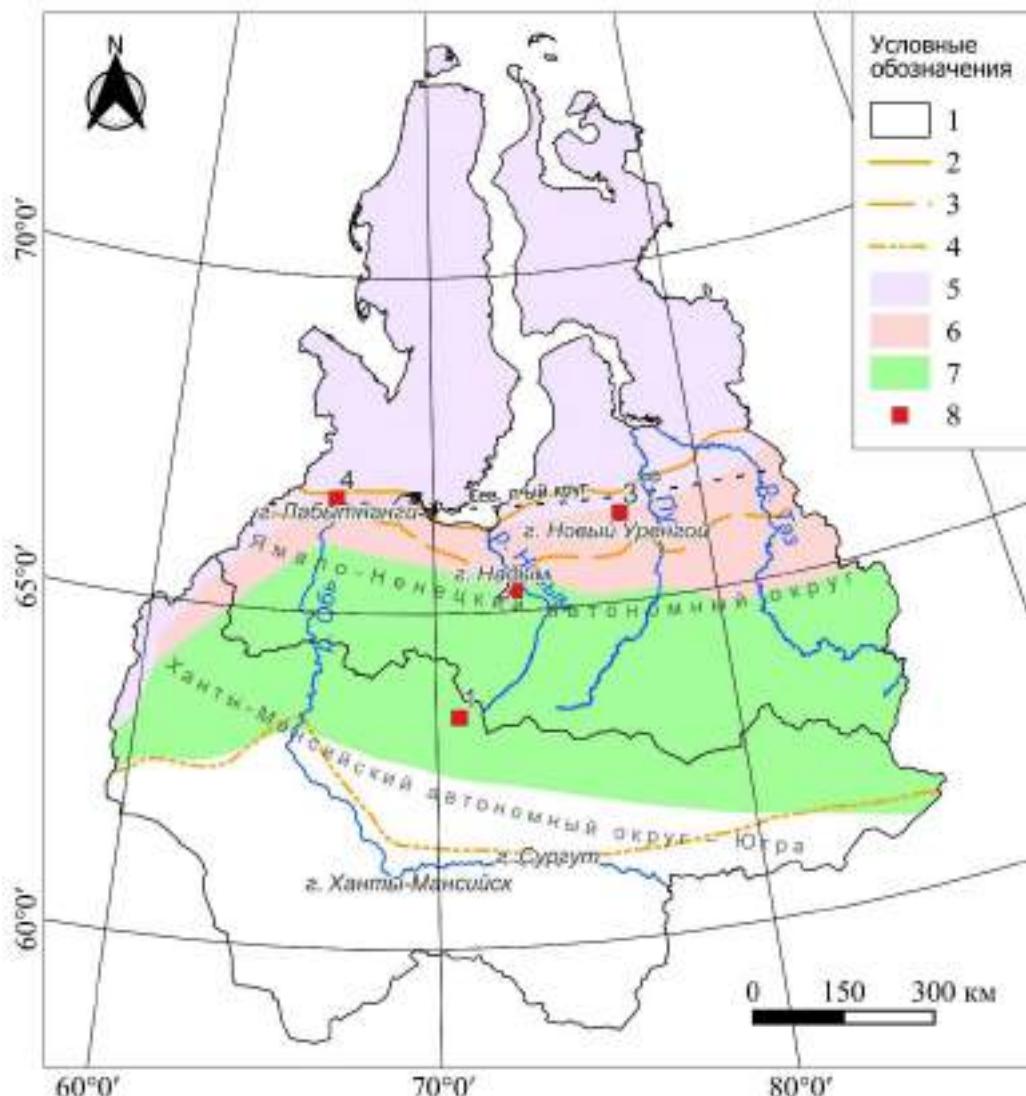


Рисунок 1 – Район исследований. 1 – административно-территориальные границы ЯНАО и ХМАО – Югры; 2–4 – границы геоботанических зон и подзон по (Ильина и др., 1985): 2 – лесотундры, 3 – северной тайги, 4 – средней тайги; 5–7 – зоны распространения ММП по (Геокриологическая карта СССР..., 1991): 5 – сплошная, 6 – прерывистая, 7 – островная и редкоостровная; 8 – участки исследования: 1 – участок №1 (природный парк «Нумто»), 2 – участок №2 (Надымский стационар), 3 – участок №3 (Южный Уренгой), 4 – участок №4 (Лабытнанги)

2.1. Природные условия участков исследования

2.1.1. Северная тайга с редкоостровным распространением ММП (участок №1 – природный парк «Нумто»)

Территория исследования расположена в границах природного парка «Нумто», находящегося на северном макросклоне возвышенности Сибирские Увалы, на плоской слабонаклонной равнине в верховьях р. Казым. Данная местность относится к Белоярскому району Ханты-Мансийского автономного округа – Югры (ХМАО – Югры), вблизи границы с ЯНАО. Согласно структурно-тектоническому районированию, исследуемая территория лежит в пределах Нижнеобской структурной ступени, осложненной на юге положительной неотектонической структурой – Сибирскими Увалами. Литогенная основа представлена отложениями неогеновой системы (нижний-средний миоцен, Пельмская свита), перекрытых среднечетвертичными флювиогляциальными и ледниковыми, чередующимися с аллювиальными верхнечетвертичными и современными отложениями. В районе исследования геоморфологические особенности определили развитие денудационных поверхностей выравнивания с абсолютными отметками высот 110–120 м. Наиболее распространенными рельефообразующими процессами являются болотная солифлюкция, торфонакопление (сглаживание неровностей), термокарст (Валеева и др., 2008).

По данным ближайшей действующей метеостанции Юильск, среднегодовая приземная температура воздуха составляет $-3,5^{\circ}\text{C}$, средняя температура июля $+16,4^{\circ}\text{C}$, января $-22,5^{\circ}\text{C}$. Переход к положительным температурам начинается в первой декаде мая, но заморозки могут наблюдаться до конца июня, когда наступает переход через $+10^{\circ}\text{C}$. Длительность периода с температурами выше 15°C около 1 месяца. Продолжительность безморозного периода до 100 дней. Среднегодовое количество осадков составляет 407 мм, с минимумом в феврале (17 мм) и максимумом в июле (56 мм) (источник данных: <http://www.pogodaiklimat.ru>). Продолжительность периода со снежным покровом более 210 дней, при средних значениях высоты около 70 см (Атлас ХМАО – Югры, 2004).

По схеме ландшафтного районирования ХМАО изучаемый участок находится в подзоне северной тайги и относится к Сибирско-Увальской ландшафтной области в границах Нумтовско-Верхнетазовской провинции возвышенных слаборасчленённых таёжно-болотных равнин (Нумтовская подпровинция) (Москвина, Козин, 2001). В ландшафтной структуре болота занимают более половины территории парка «Нумто» (Валеева и др., 2008). Согласно районированию болот Западной Сибири, описываемая территория является переходной зоной между крупнобугристыми и выпуклыми (сфагновыми) болотами (Болота..., 1976). Среди болотных микроландшафтов преобладают плоскобугристые болота с кустарничково-лишайниковыми грядами и буграми и осоково-гипново-сфагновыми мочажинами. Уступают им

по площади крупнобугристые болота с высотой бугров до 5 м. По краям болотных комплексов распространены сосново-кустарничково-сфагновые болота с древостоем высотой до 4–6 м. Мезотрофные осоково-моховые болота приурочены к притеррасным участкам. Интенсивный гидроморфизм в болотных экосистемах обуславливает здесь широкое распространение болотных верховых торфяных и переходных торфянисто-глеевых почв. Леса представлены в основном редкостойными сосняками северотаёжного типа с кустарничково-лишайниковым покровом на подзолах иллювиально-железистых и иллювиально-гумусовых. Темнохвойные (кедрово-еловые) травяно-кустарничково-зеленомошные леса на аллювиальных глеевых и оподзоленных почвах распространены в поймах рек.

Исследуемая территория находится в Сибирско-Увальской области зоны островного распространения ММП мощностью 10–20 м (Геокриология..., 1989). ММП приурочены к плоско- и крупнобугристым болотным комплексам, занимающим центральные участки плоских слабодренированных водоразделов, где доля мёрзлых болот составляет до 40–50%. Распространение ММП прерывается озёрами, обводненными болотами, водотоками и приречными дренированными участками с немёрзлыми породами. ММП определены в центральных частях торфяников (в краевых – талые породы) с температурой на глубине нулевых теплооборотов близкой к 0 °C (–0,1 °C...–0,5 °C) (Губарьков и др., 2022).

2.1.2. Северная тайга с островным распространением ММП (участок №2 – стационар Надым).

Участок исследования расположен на третьей озерно-аллювиальной террасе, приуроченной к бассейну р. Хейгияха (приток р. Надым). Данная территория находится примерно в 100 км южнее Полярного круга и в 30 км к юго-востоку от г. Надым, относясь к Надымскому району (ЯНАО). В геологическом плане район исследуемого участка сложен отложениями палеогеновой системы нижнего олигоцена, связанные с континентальными светло-серыми сахаровидными песками Алтымского горизонта. Четвертичные отложения представлены алевросупесями, суглинками, алевритами, глинами и песками (Атлас ЯНАО, 2004). Широко распространены органогенные отложения, подстилаемые разнозернистыми мелкими и пылеватыми с прослойками суглинка песками (на глубине более 4 м переходят в суглинки) (Пономарева и др., 2012). Согласно морфоструктурному районированию, изучаемая местность относится к Нижненадымской низменности с опусканиями, испытавшими инверсию тектонического режима. В геоморфологическом отношении выбранная территория занимает низкую орографическую ступень Надымской аллювиальной террасированной низменной равнины с абсолютными отметками 30–40 м (Атлас ЯНАО, 2004).

Среднегодовая приземная температура воздуха в районе работ, по данным ближайшей действующей метеостанции Надым, составляет $-5,3^{\circ}\text{C}$, средняя температура июля $+15,9^{\circ}\text{C}$, января – минус $23,4^{\circ}\text{C}$ (источник данных: <http://www.pogodaiklimat.ru>). Весенний переход через 0°C наблюдается преимущественно в мае, осенний – в конце сентября – начале октября. Длительность периода со среднесуточной температурой выше 10°C – 2,5 месяца. Продолжительность холодного периода порядка 7–8 месяцев. Годовое количество осадков составляет в среднем 500 мм, 60–70 % из которых приходится на теплый период (апрель – октябрь). Максимальное количество осадков приурочено к июлю – августу (67 мм) (источник данных: <http://www.pogodaiklimat.ru>). Устойчивый снежный покров держится около 220 дней, при средних значениях высоты 70–90 см (наибольшая в лесах) (Атлас ЯНАО, 2004).

Участок исследования расположен в Надымской низменной ландшафтной провинции северной тайги, где преобладает озёрно-болотный тип местности (до 70%) (Атлас ЯНАО, 2004). Болотные микроландшафты представлены плоскими кустарничково-травяно-моховыми болотами и мёрзлыми крупно- и плоскобугристыми травяно-кустарничково-мохово-лишайниковыми торфяниками. Здесь распространены торфяно-криозёмы и торфяные олиготрофные деструктивные мерзлотные почвы (Гончарова и др., 2015). Сопряженными ландшафтами выступают автоморфные придолинные сосново-лиственничные лишайниковые редкостойные леса на языковатых подзолах и кедрово-сосново-лиственничные зеленомошно-лишайниковые леса на иллювиально-железистых подзолах, а также лиственничные и березовые травяно-мохово-лишайниковые редколесья на торфяно-подзолисто-глеевых почвах. Поймы заняты сосново-кедрово-еловыми травяно-моховыми лесами на аллювиальных глеевых почвах.

Исследуемая территория находится в Надымской геокриологической области с массивно-островным характером распространения ММП на низких геоморфологических уровнях и островным – на более высоких, мощность которых варьирует от 5 до 20 м (Геокриология..., 1989). Согласно недавним исследованиям (Васильев и др., 2020), данный район относится к зоне островного распространения ММП. Острова ММП занимают половину площади изучаемой местности и приурочены к торфяным болотам и буграм пучения (Бобрик и др., 2015). Среднегодовая температура пород на крупнобугристых торфяниках в настоящее время около $-0,3^{\circ}\text{C}$, на сопредельных ландшафтах может достигать 0°C , т.е. приближается к температуре оттаивания (Васильев и др., 2021). Наиболее распространенными криогенными процессами являются термокарст и многолетнее пучение.

2.1.3. Лесотундра с прерывистым распространением ММП (участок №3 – стационар Южный Уренгой)

Участок исследования расположен в пределах Пур-Надымского водораздела на четвертой озёрно-аллювиальной террасе в 30 км к северу от г. Новый Уренгой. Данная территория относится к Пуровскому району ЯНАО. Литогенная основа ландшафтов представлена отложениями верхнего эоцена палеогеновой системы с зеленоватыми морскими глинами и линзами песчаников. Четвертичные отложения относятся к аллювиально-морским и сложены преимущественно суглинками и песками, нередко перекрытыми торфом (Атлас ЯНАО, 2004; Гравис, Дроздов, 2016). Согласно морфоструктурному районированию, изучаемая местность принадлежит к Верхненыдинской зоне унаследованных поднятий Пур-Надымского района с преобладанием денудационно-аккумулятивных равнин. В геоморфологическом отношении район работ занимает низкую орографическую ступень с преобладанием пологоволнистого рельефа, абсолютные отметки колеблются от 60 до 70 м (Атлас ЯНАО, 2004; Васильев и др., 2020).

Согласно данным ближайшей метеостанции Новый Уренгой, среднегодовая приземная температура воздуха в районе работ составляет около $-7,0^{\circ}\text{C}$, средняя температура июля $+15,3^{\circ}\text{C}$, января – минус $24,9^{\circ}\text{C}$ (источник данных: <http://www.pogodaiklimat.ru>). Период со среднесуточными температурами выше 10°C длится приблизительно 65 дней. Годовое количество осадков составляет в среднем 420 мм с преобладанием в летний период (более 70%), при этом минимальное значение приходится на февраль (16 мм), максимальное – на август (59 мм). Устойчивый снежный покров держится более 220 дней, при его максимальной высоте в среднем порядка 114 см (Атлас ЯНАО, 2004; Васильев и др., 2020).

По схеме ландшафтного районирования ЯНАО исследуемая территория находится в Надым-Пуровской северной провинции южной лесотундры. Здесь характерны волнистые равнины с пятнистыми мохово-лишайниковыми тундрами и лиственничными рединами на тундровых эллювиально-глеевых почвах и почвах пятен. Значительные площади заняты торфяниками и низинными болотами. Помимо этого, существенное развитие имеет хасырейный тип местности с доминированием болотных и луговых уроцищ (Атлас ЯНАО, 2004). В районе участка исследования доминирующими микроландшафтами выступают бугристые кустарничково-моховые и кустарничково-лишайниковые торфяники и фрагменты травяно-кустарничково-лишайниковых тундр, сменяющиеся лиственнично-березовыми лишайниковыми редколесьями преимущественно в придолинных участках. Мелкие долины, лога и понижения заняты в основном ивняково-ерниковыми и травяно-кустарничково-зеленомошными растительными сообществами (Украинцева и др., 2011). Преобладание

гидроморфных геокомплексов в данном районе обуславливает широкое распространение торфяных мерзлотных и перегнойно-торфянисто-глеевых почв.

Территория исследования относится к Надым-Пуровской геокриологической области с прерывистым распространением ММП (Геокриология..., 1989). Мёрзлые грунты занимают более 80% площади (отсутствуют только под руслами рек, ручьев и днищами глубоких озёр) и характеризуются высокой льдистостью. Степень дренированности, состав поверхностных отложений, характер напочвенного покрова и микрорельеф являются определяющими факторами температурного режима и развития ММП с поверхности. Наименьшее протаивание свойственно торфяникам (менее 70 см), наибольшее – для ложбин (до 150 см). Температура ММП, в зависимости от геосистемы, находится в пределах $-0,04\ldots-1,2$ °С (Дроздов и др., 2010). Среди криогенных процессов превалируют криогенное растрескивание и термокарст (Атлас ЯНАО, 2004).

2.1.4. Лесотундра с прерывистым распространением ММП (участок №4 – стационар Лабытнанги)

Участок исследования находится вблизи восточного макросклона Полярного Урала, преимущественно в пределах третьей и четвертой аллювиально-морских террас нижнего течения р. Обь. Данная территория относится к Приуральскому району ЯНАО, частично затрагивая северную часть г. Лабытнанги. Дочетвертичные отложения представлены морскими глинами юрской системы, верхнюю часть геологического разреза слагают среднеплейстоценовые морские отложения на контакте с верхнеплейстоценовыми ледниками, состоящими из глин и супесей. Распространены голоценовые торфяные отложения, под которыми залегают супеси, иногда с прослойми суглинка и алевролита. В краевых частях на первой и второй надпойменных террасах р. Обь аллювиальные отложения включают супеси, пески, суглинки, гальку и т.д., постилаемые песчаниками и глинами меловой системы (Еременко и др., 2022; Атлас ЯНАО, 2004). Согласно морфоструктурному районированию, выбранная территория относится к Казымско-Нижнеобской низменности с преобладанием устойчивых унаследованных опусканий. В геоморфологическом плане изучаемый участок относится к террасированным низинам, занимая низкую орографическую ступень с абсолютными отметками в центральных частях водораздельной равнины в среднем 90–100 м. Рельеф преимущественно флювиальный, отличается слабой расчленённостью.

Согласно данным по метеостанции Салехард, среднегодовая приземная температура воздуха в районе работ составляет $-6,1$ °С, средняя температура июля $+15,0$ °С, января – минус $23,1$ °С (источник данных: <http://www.pogodaiklimat.ru>). Период со среднесуточными температурами выше 10 °С длится приблизительно 65–71 дней (Атлас ЯНАО, 2004). Годовое

количество осадков составляет в среднем 415 мм, при минимальном значении в феврале (21 мм), максимальном – в августе (67 мм). Устойчивый снежный покров держится около 219 дней, максимальные значения высоты достигают в среднем 99 см (май) (источник данных: <http://www.pogodaiklimat.ru>).

По схеме ландшафтного районирования ЯНАО, территория исследования находится в Лабытнангском районе Урало-Обской провинции и частично затрагивает Усть-Обский район Нижнеобской пойменной провинции, являющихся генетически частью Обского долинно-речного комплекса (Атлас ЯНАО, 2004). Существенную часть лесотундровых водораздельных равнин занимают плоскобугристые кустарничково-лишайниково-моховые торфяники на болотных мерзлотных торфяных и торфяно-глеевых почвах и кочковатые осоково-гипновые болота на тундровых перегнойно-глеевых почвах. Широкое распространение имеют бугорковатые лишайниковые тундры на тундровых глеевых почвах, приуроченные к малозаносимым снегом участкам и моховые, локализованные в понижениях или у подножий склонов. Лесные уроцища распространены на пологоволнистых и плоскозападинных поверхностях водоразделов и представлены березово-лиственничными и елово-лиственничными лишайниково-зеленомошными редколесьями на тундровых элювиально-глеевых почвах. Ерниково-еловые и ивянковые с ольхой заросли на болотно-тундровых торфянисто-глеевых почвах типичны по логам и долинам малых рек.

Изучаемый участок относится к Лаборовской и частично Усть-Обской геокриологическим областям с прерывистым распространением ММП (Геокриология..., 1989). Мёрзлые грунты занимают до 80% на низких террасах (мощность мёрзлых толщ от 10 до 50 м), более 80% отмечаются на возвышенных междуречьях (мощность мёрзлых толщ от 50 до 150 м). Температура ММП колеблется от $-0,5$ до -2 $^{\circ}\text{C}$ в зависимости от геоморфологического уровня (Атлас ЯНАО, 2004). Глубина деятельного слоя изменяется по типам ландшафтов: наибольшая (200–350 см) отмечается под лиственничными редколесьями, наименьшая – под плоскобугристыми торфяниками (30–50 см) (Валдайских, Некрасова, 2017). Типичными криогенными процессами в данной местности являются термокарст, термоэррозия и многолетнее пучение грунтов (Атлас ЯНАО, 2004).

2.2. Методы геокриологических исследований

Участки исследования были приурочены к территории размещения наблюдательных термометрических скважин и площадок мониторинга сезонно-талого слоя, организованных в соответствии с протоколом CALM (Circumpolar Active Layer Monitoring) (Brown et al., 2000). Целью данной международной программы является исследование наиболее информативных показателей динамики криолитозоны в условиях изменения климата – температурного режима

ММП и мощности деятельного слоя (Израэль и др., 2002). Помимо измерения основных параметров (наблюдения за температурным режимом пород деятельного слоя в районе №3 (Южный Уренгой) не осуществляются), на мониторинговых участках производится ландшафтное описание, фиксируются изменения растительного покрова (район №2 – Надымский стационар), осуществляются наблюдения за температурой и влажностью почв, приземной температурой атмосферного воздуха. Учет совокупности данных показателей необходим при оценке изменчивости мерзлотных условий и их прогноза на региональном уровне и для всей криолитозоны в целом (Shiklomanov, Nelson, 2002).

Различная обеспеченность фактическими данными на территории рассматриваемых участков исследования обусловлена разными датами начала постоянных наблюдений, однако имеющиеся результаты позволяют выявлять основные тенденции реакции криолитозоны севера Западной Сибири на климатические изменения (Васильев и др., 2008). Регулярные измерения геокриологических параметров производятся в районе №1 (природный парк «Нумто») с 2019 г., в районе №2 (Надымский стационар) – с 1997 г., в районе №3 (Южный Уренгой) – с 2008 г., в районе №4 (Лабытнанги) – с 2013 г. Все участки расположены в пределах ландшафтов с доминированием торфяников. Состав пород на участках исследования представлен в таблице 1. Термометрические скважины имеют глубину 10 м, что приблизительно соответствует слою нулевых годовых амплитуд. На Надымском стационаре глубина скважин составляет 30 м (Дроздов и др., 2021). Скважины оборудованы 4-канальными температурными датчиками (логгерами) с обязательными глубинами 2, 3, 5 и 10 м, точность измерений составляет $\pm 0,1$ °C (Васильев и др., 2020). На участке в районе №1 установлены дополнительные датчики, что позволяет получать данные до глубины 2 м с шагом 0,5 м, далее через 1 м. Периодичность измерений – 4 раза в сутки.

Таблица 1 – Породный состав мёрзлых торфяников на участках исследования по данным Васильев и др., 2008; Украинцева и др., 2011; Губарьков и др., 2022.

участок исследования	тип мёрзлых торфяников	состав грунтов	глубина в м
№1 (природный парк «Нумто»)	крупно- и плоскобугристые кустарничково-лишайниковые	торф	1–3,1
		пески и супеси	> 1–3,1
№2 (Надымский стационар)	крупно- и плоскобугристые травяно-кустарничково-мохово-лишайниковые	торф	0,7–1
		пески	0,7–7
		суглинки	> 0,7–7
№3 (стационар Южный Уренгой)	плоскобугристые кустарничково-лишайниково-сфагновые	торф	< 0,4
		супеси и суглинки	> 0,4
	полигональные ерниково-	торф	< 0,6

участок исследования	тип мёрзлых торфяников	состав грунтов	глубина в м
	багульниково-лишайниковые	супеси и суглинки	> 0,6
№4 (стационар Лабытнанги)	плоскобугристые багульниково-лишайниково-сфагновые	торф	< 0,3
		супеси	> 0,3

Определение глубины деятельного слоя на площадках CALM производится в измерительных точках по сетке размером 100×100 м, с шагом 10 м. До глубины 2 м положение кровли ММП фиксируется металлическим щупом, при глубинах выше – с помощью ручного бурения и сейсмическими методами (Васильев и др., 2020). Преимуществом использования метода сетки является возможность изучения пространственной изменчивости мощности СТС и получение важной информации о взаимосвязи физических и биологических характеристик (Shiklomanov et al., 2008). Замеры проводились от середины августа до конца сентября, т.к. в этот период наблюдается максимальная глубина сезонного протаивания. Данные о максимальном значении глубины деятельного слоя и средней величине температуры грунтов (источник данных: <https://www2.gwu.edu/~calm/data/north.htm>) использовались для последующего сравнения с данными приземной температуры воздуха по ближайшим метеостанциям и результатами обработки тепловых каналов данных ДЗЗ.

В ходе полевых исследований произведено описание строения торфяных олиготрофных мерзлотных почв, определена глубина сезонного протаивания в геокриологических профилях методом зондирования с помощью металлического щупа длиной 2,5 м, сделано описание экзогенных процессов.

2.3. Методы обработки и анализа спутниковых данных

2.3.1. Методика классификации мультиспектральных спутниковых изображений для определения характеристик криогенных геосистем

Для выявления пространственной неоднородности ландшафтной структуры и наличия антропогенных объектов в районах исследований была применена управляемая классификация спутниковых снимков Landsat-8 с разрешением 30 м (июнь – июль 2022 г.) (источник данных: <https://earthexplorer.usgs.gov>) в программном комплексе QGIS 3.22 с помощью плагина «*Semi-Automatic Classification Plugin*» (SCP). Предварительно была произведена радиометрическая калибровка (преобразование исходных значений яркости DN (Digital Number) в значения излучения на сенсоре ToA (Top of Atmosphere)) и атмосферная коррекция по методу DOS1 (Dark Object Subtraction) космоснимков. На основе обучающих выборок (ROI – Region of Interests), которые выделялись в процессе визуального дешифрирования и анализа открытых

материалов спутниковой съёмки более высокого разрешения (источник данных: <https://www.arcgis.com/apps/mapviewer/index.html>), осуществлялось классифицирование мультиспектральных изображений, представленных в «естественных цветах» (комбинация каналов 4-3-2), по классам/типам поверхности (ТП). Для выделения природных комплексов в качестве основной таксономической единицы использовались уроцища, дешифрирование которых производилось, прежде всего, по преобладающим фитоценозам. Результаты картографирования были верифицированы в ходе полевых работ на участках №1 (природный парк «Нумто») в 2024 г. и №2 (Надымский стационар) в 2018 г., что включало прохождение маршрута исследования с описанием рельефа местности, степени дренированности, геоботанических (основные группы ассоциаций растительности, видовой состав по ярусам (кустарниковый, травяно-кустарниковый, мохово-лишайниковый)) и почвенных (основные типы и подтипы почв) условий, опасных экзогенных процессов, измерение глубины сезонного протаивания (Приложение 1, рисунок 1.1). Кроме того, на всех участках были определены водные и техногенные объекты, песчаные обнажения, являющиеся хорошо различимыми ТП. В отдельных случаях осуществлялось выделение постприродных микроландшафтов (район №1) по изменению спектральных характеристик групп растительных ассоциаций преимущественно с преобладанием лишайников, а также при помощи синтеза каналов 7-5-3, для более наглядного представления горелых территорий. Стоит отметить, что сложность при создании обособленных классов возникала на участках, где присутствовали разные уроцища, но с доминированием лишайниковой или моховой растительности. Так, в определённых случаях, весьма затруднительным являлось выделение торфяников среди тундр, поскольку отмечается схожесть растительного покрова, а структурные различия в основном обусловлены лишь более мощным торфяным слоем. Несмотря на возможное снижение репрезентативности, это решалось за счёт уменьшения числа пикселей в обучающей выборке или, наоборот, – посредством обобщения в единый класс. Спецификой территории исследования также является сходство поверхностей прирусловых пойм и песчаных раздувов с участками техногенных объектов, т.к. технология буровых работ и строительства инженерных сооружений предусматривает создание песчаных насыпей при строительстве. Как правило, это приводило к объединению в единый класс, однако при выявлении природного генезиса песков (отмели, раздувы и т.д.), возможно их отделение (Корниенко, 2009).

Среди основных методов выделения ТП были использованы “Minimum Distance” (MD) и “Spectral Angle Mapper” (SAM). Постобработка итоговых изображений включала вычисление достоверности обработанных растров и выявление площади полученных ТП. Возможное перепутывание пикселей при отнесении их к определенным классам, схожим по спектральным значениям, корректировалось с помощью инструмента «редактор растров», что способствует

повышению точности проделанной классификации. Для более качественной демонстрации результата и удобства вычисления статистических параметров производилась конвертация растра в вектор. Помимо этого, для анализа различимости выделенных ТП по спектральным кривым были получены коэффициенты спектральной яркости (КСЯ).

Для прогнозного моделирования изменений растительного покрова криогенных геосистем в зоне островного распространения ММП использовались спутниковые снимки Landsat-7 от 10.08.2001 г., Landsat-8 от 27.07.2013 г. и Landsat-9 от 07.08.2023 г. (источник данных: <https://earthexplorer.usgs.gov>), покрывающих территорию в районе участка №2 площадью 2309 м². Управляемая классификация проводилась по мультиспектральному композитному изображению, созданному при помощи синтеза трёх ортогональных показателей (Brightness (B), Greenness (G) и Wetness (W)), полученных в результате трансформации каналов 1–5, 7 (Landsat-7) и 2–7 (Landsat-8/9) (Huang et al., 2002; Baig et al., 2014) по методу линейного преобразования Tasseled Cap (Healey et al., 2005). Данный метод, являясь обобщенным случаем главных компонент (Principal Component Analysis – PCA), позволяет существенно упростить процедуру распознавания объектов на изображении и провести более точную классификацию (Алтынцев, 2011; Воробьев и др., 2023). В результате процедуры в районе участка №2 были дополнительно дешифрированы пройденные пожарами участки крупно- и плоскобугристых торфяников, а также лесов и редколесий с восстановливающейся растительностью. Создание классифицированного растра производилось в программном комплексе (ПК) ENVI 5.2 с помощью алгоритма Support Vector Machine (SVM). Выбор SVM обусловлен высокой точностью при проведении автоматического ландшафтного картографирования и по эффективности сопоставим с уровнем сложных нейронных сетей (Сизов и др., 2020а). Векторизация растров и оформление картографического материала производилось в ПК QGIS 3.36.

2.3.2. Вегетационные индексы (NDVI и LAI)

Для оценки свойств и динамики растительного покрова был использован нормализованный разностный вегетационный индекс NDVI (Normalized Difference Vegetation Index), характеризующий количество фотосинтетически активной биомассы. Данный индекс рассчитывается как разница между коэффициентами отражения в ближней инфракрасной и красной областях спектра, делённая на их сумму:

$$NDVI = \frac{NIR - RED}{NIR + RED} \quad (1)$$

где, NIR – отражение в ближней инфракрасной области спектра, RED – отражение в красной области спектра.

Биологический смысл использования данного соотношения обусловлен тем, что зелёные растения обладают высокой отражательной способностью в ближнем инфракрасном диапазоне длин волн и хорошо поглощают в красном для процесса фотосинтеза (Tucker, Sellers, 1986). Таким образом, чем больше разница между коэффициентом отражения в красной и ближней частях спектра, тем больше хлорофилла в растительном покрове, и, соответственно, выше значения NDVI. Преимуществом использования именно нормализованной разницы (зелёные растения имеют положительные значения от 0 до 1), является более высокая точность измерений, снижение влияния различных явлений, обусловленных освещенностью снимка, облачностью, дымкой, поглощением радиации атмосферой, а также удобство использования при отделении растительности от других природных и антропогенных объектов, выявлении различий между растительными сообществами (источник данных: <https://gis-lab.info/qa/ndvi.html?ysclid=ln1l1bsrjpo707462178>). На индекс влияет видовой состав растительности, ее сомкнутость, состояние и т.д. Как было рассмотрено ранее в главе 1, NDVI широко используется в исследованиях реакции растительного покрова на потепление климата.

Определение NDVI проведено с использованием данных спутника Terra–MODIS (U.S. Geological Survey) за период с 2000 по 2023 гг. (источник данных: <https://earthexplorer.usgs.gov>). В работе использовался тематический продукт MOD13Q1 V6 (пространственное разрешение 250 м), включающий значения NDVI по серии 16-дневных временных композитов. Его преимуществом является регулярность предоставления данных и выбор наилучших пикселей по критерию минимальной облачности и угла обзора. Спутниковые снимки MODIS характеризуются наилучшей сопоставимостью результатов со снимками более высокого разрешения (Landsat) при оценке межгодовых изменений растительности (Елсаков, Кулюгин, 2014). Для удобства работы спутниковые снимки были перепроектированы из синусоидальной (SIN) в универсальную поперечную проекцию Меркатора (UTM, WGS 84, зоны 42N, 43N, (в зависимости от расположения района исследования)) посредством применения инструментов обработки спутниковых снимков MODIS в программном комплексе ENVI 5.2. Для удаления помех, вызванных облачностью, был использован метод автоматической интерполяции («ближайшего соседства») для выпадающих пикселей при помощи инструментария «анализ растров» GDAL в QGIS. Значительные пространственные размеры комплексов бугристых болот (от нескольких км² до десятков км²) позволяют использовать данные снимки для вычисления вегетационных индексов этих геосистем.

Анализ динамики растительного покрова основывался на расчёте нескольких ключевых спектральных параметров, которые наилучшим образом характеризуют количественные изменения фитоценозов как реакцию на климатические изменения в полярных и приполярных районах – максимальное (NDVI_{max}) и интегральное (TI-NDVI) значения вегетационного индекса

(Bhatt et al., 2021). Показатель $NDVI_{max}$ сильно коррелирует с количеством надземной фитомассы на поздних стадиях вегетационного периода (Елсаков, Телятников 2013; Yan et al., 2022) и положительно зависит от температуры июля (Веселкин др., 2021). Кроме того, использование $NDVI_{max}$ позволяет устранять сезонные колебания и относительные сдвиги между фенологическими фазами в различных биоклиматических зонах (Esau et al., 2016). В данном исследовании, исходя из особенностей климатических и геоботанических условий, рассматривалось значение $NDVI_{max}$ за летний период (конец июня – начало августа). Показатель $TI-NDVI$ выявляет величину накопленной вегетационной активности за год (Jia et al., 2006), показывает продолжительность вегетационного периода и даёт более точное представление о количестве чистой первичной продуктивности растительности (Bhatt et al., 2021). Данный параметр является суммой средних значений $NDVI$ (при $> 0,09$) двухнедельных периодов (16-дневных временных композитов) с апреля (мая) по сентябрь (октябрь) (Jia et al., 2006).

Помимо $NDVI$, для оценки динамики фитоценозов также был использован индекс листовой поверхности LAI (Leaf Area Index), являющийся одной из ключевых переменных, функционально связанных с количеством фитомассы. Данный биофизический параметр определяет величину отношения площади листьев (одной из сторон) к площади поверхности рассматриваемого участка (m^2/m^2), т.е. количественно отражает сомкнутость древостоя и проективное покрытие кустарникового, кустарничкового, травяного, мохово-лишайникового ярусов (Голубева и др., 2020). В данной работе под LAI понимается совокупный вклад всех зелёных частей растений. LAI выступает важным показателем контроля потоков тепла между растительным покровом и атмосферой (Шабанов и др., 2018). Информация о сезонных и межгодовых изменениях LAI в растительности северных регионов имеет значимую роль при анализе динамики ММП (Chen et al., 2009). Для исследования были получены данные по информационному продукту MODIS LAI (MOD15A2H V6) (источник данных: <https://earthexplorer.usgs.gov>), который обеспечивает регулярными спутниковыми композитными изображениями с периодичностью 8 суток, прошедшими атмосферную коррекцию, с пространственным разрешением 500 м. Значения индекса (LAI_{max}) рассматривались для пика вегетации (первая декада июля – начало августа), поскольку лучше отражают межгодовые изменения растительности и имеют более сильную корреляционную связь с $NDVI_{max}$ (Shabanov et al., 2021; Epstein et al., 2021).

2.3.3. *LST и климатические индексы*

Значения температуры поверхности земли LST (Land Surface Temperature) были получены по данным модели MOD11A2 V6 (источник данных: <https://earthexplorer.usgs.gov>), включающей безоблачные временные 8-дневные композиты с пространственным разрешением

1000 м. Выбранный показатель является одним из ключевых физических параметров, обеспечивающих данными о приземной температуре атмосферного воздуха на контакте открытой почвы или растительности с атмосферой (Esau et al., 2019; Marchenko et al., 2009). Преимуществом использования LST является регулярное предоставление данных с большим пространственным покрытием, что особенно актуально в полярных регионах с суровым климатом и редкой сетью наземных наблюдений (Qie et al., 2020). Кроме того, спутниковые снимки MODIS дают информацию как о дневном, так и ночном значениях LST, в отличие от Landsat (пространственное разрешение тепловых каналов 100 м), предоставляющих разовые данные за выбранные сутки.

Предобработка целевых космоснимков заключалась в их перепроектировании (SIN в UTM), пространственном нивелировании участков, перекрытых облачным покровом, и переводе единиц измерения из исходных градусов Кельвина (°K) в градусы Цельсия (°C). В работе был использован тепловой индекс SWI_{LST} (Summer Warmth Index), представляющий собой сумму среднемесячных значений LST, превышающих 0 °C. В схожих исследованиях для расчёта индекса также применяются значения приземной температуры атмосферного воздуха на высоте 2 м (Rantanen et al., 2023). Рассматриваемый показатель учитывает влияние как продолжительности периода с положительными температурами, так и накопленного за этот временной отрезок тепла, и хорошо коррелирует с изменениями биомассы в северных регионах (Walker et al., 2009). Данный индекс вычислялся для тёплого периода (май – сентябрь) и включал 17 композитов (3-4 в месяц), рассчитанных как среднесуточное из отдельных слоёв – дневной ($LST_{день}$) и ночной ($LST_{ночь}$) температуры поверхности земли (Raynolds et al., 2008a).

Спектральные индексы были рассчитаны в программном комплексе QGIS 3.22 с помощью инструмента «калькулятор растров» и в дальнейшем для каждого типа природных комплексов на основе выборок вычислялись основные статистические параметры (среднее, минимальное и максимальное значения, стандартное отклонение) с использованием модуля «зональная статистика». Выборки создавались посредством отбора тех пикселей, которые наилучшим образом охватывали территорию изучаемых геосистем, и выделялись при сопоставлении индексированных растров с классифицированными изображениями участков исследования, полученных при обработке спутниковых снимков Landsat-8 (пространственное разрешение 30 м). В отдельных случаях количество отобранных пикселей было снижено, т.к. рассматривались участки с наиболее однородной ландшафтной структурой и минимальной степенью заозёренности во избежание возможных погрешностей значений, обусловленных низким пространственным разрешением космоснимков.

Космоснимки MODIS LST по модели MOD11A2 V6 были использованы также для определения значений климатических маркеров геокриологических границ: среднегодовая

температура поверхности земли ($T_{\text{год}}$), сумма отрицательных температур поверхности земли (FDD), сумма положительных температур поверхности земли (DDT), коэффициенты морозности (F^a , F^b), индекс относительной суровости климата (I). Данные показатели, как правило, вычисляются на основе климатических данных о приземной температуре атмосферного воздуха по метеостанциям (Каверин и др., 2019; Nelson, Outcalt, 1987), однако отмечаются работы, где в качестве геоинформационной основы применяются данные по температуре поверхности земли по тепловым каналам спутниковой съёмки (Ran et al., 2015; Hachem et al., 2008). Преимуществом использования LST в таких исследованиях является отражение более достоверной информации об изменениях температуры мёрзлых грунтов, что связано с близостью данных температуры поверхности земли, чем атмосферного воздуха в приземном слое (2 м) (Hachem et al., 2009). Таким образом, анализ климатических маркеров геокриологических границ может быть полезен для современной и прогнозной оценки влияния изменчивости температурного режима поверхности на динамику мерзлотных условий (Каверин и др., 2019).

Растровые изображения с рассматриваемыми климатическими параметрами и индексами рассчитывались на основе 46 8-дневных усредненных композитов, составляющих один год. Выбор изучаемой области был обусловлен наличием тайла (h21v02.061), охватывающего наибольшее количество участков исследования (№№1–3). Предобработка массивов спутниковой информации и вычисление среднесуточного значения производилось по тому же принципу, как и для SWI_{LST}. Для вычисления FDD и DDT значения одного композита умножалось на 8 для определения сглаженной суммы за данный период. Итоговые растры содержали средние значения за 10-летний временной отрезок (2014–2023 гг.).

Коэффициент морозности определялся по формуле:

$$F^a = \sqrt{\frac{FDD_+}{DDT}} \quad (2)$$

При этом в расчёт брались положительные значения FDD, т.к. математическая операция сопровождается извлечением квадратного корня (Heginbottom, 1984):

$$FDD_+ = FDD \times (-1) \quad (3)$$

Снижение возможных математических ошибок решалось вычислением альтернативного коэффициента морозности, представленного значениями в интервале от 0 до 1 (Nelson, Outcalt, 1987):

$$F^b = \frac{\sqrt{FDD_+}}{\sqrt{FDD_+} + \sqrt{DDT}} \quad (4)$$

Индекс относительной суровости климата рассчитывался по формуле (Демченко и др., 2002):

$$I = \frac{T_{\min}}{T_{\max}} \quad (5)$$

где, T_{\min} – среднемесячная температура самого холодного месяца в году, T_{\max} – самого тёплого месяца.

ГИС-анализ заключался в наложении границ распространения ММП, представленных в векторном формате, на рассчитанные индексированные изображения для определения соответствия средних значений климатических маркеров за 10-летний период их расположению (Каверин и др., 2019). Подсчёт средних значений и стандартного отклонения производился через инструмент «зональная статистика» в QGIS, на основе созданных буферных слоёв (1000 м) границ распространения мерзлоты.

2.3.4. Индексы антропогенной нагрузки

Оценка влияния хозяйственной деятельности на криогенные ландшафты выполнена на двух участках (участок «Нумто» (координаты центра: $63^{\circ} 34' 03,7327''$ с.ш., $70^{\circ} 41' 14,0434''$ в.д.), и участок Надымский геокриологический стационар (координаты центра: $65^{\circ} 16' 48,9032''$ с.ш., $72^{\circ} 57' 40,3091''$ в.д.)). Для оценки техногенных преобразований были выбраны прямоугольные участки площадью 100 км^2 , на которых имелись как мерзлотные ландшафты, так и объекты нефтегазодобывающей инфраструктуры, площадь которых постепенно увеличивалась по мере освоения месторождений. В ходе полевых работ проведено обследование участков линейно-дорожных, полимагистральных и пирогенных типов нарушений с описанием видов растительности и определением проективного покрытия (Приложение 1, рисунки 1.2–1.4).

Определение уровня техногенного воздействия на природные комплексы производилось на основе анализа спутниковых снимков Landsat 5, 7 и 8 с использованием спектральных индексов DI (Disturbance Index), NDVI, и SWVI (Short Wave Vegetation Index). Индекс нарушенности растительного покрова (DI) (6) широко используется исследователями при выявлении антропогенных нарушений (Воробьев и др., 2016; Masek et al., 2008; Rogan, Mietkiewicz, 2015), которые характеризуются высокими значениями «яркости» (B), а показатели «зелёности» (G) и «влажности» (W) – низкими (Healey et al., 2005).

$$DI = B_r - (G_r - W_r) \quad (6)$$

где B_r , G_r и W_r – компоненты нормализации яркости преобразованного изображения по методу Tasseled Cap (см. раздел 2.3.1).

Коротковолновый вегетационный индекс SWVI (7) полезен тем, что позволяет по отрицательным значениям идентифицировать нарушенные участки (техногенные объекты, гари, песчаные отсыпки) (Корниенко, 2009; Барталев и др., 2017).

$$SWVI = \frac{NIR-SWIR}{NIR+SWIR} \quad (7)$$

где NIR и SWIR – значения КСЯ в ближнем и среднем ИК-диапазонах длин волн, соответственно.

Оценка изменения основывалась на расчёте разницы между значениями индексов за временные отрезки в зависимости от продолжительности техногенного воздействия. Создание картографического материала и вычисление индексов осуществлялось в ПК QGIS 3.36. Для отображения контрастности и степени изменений была выполнена градация полученных разностных величин посредством их реклассификации на отрицательную ($< -0,15$) и положительную динамику ($> 0,15$) с последующей векторизацией полученного результата. Значения в интервале от $-0,15$ до $0,15$ рассматривались как несущественные изменения. Для удаления водных объектов, не учитываемых в анализе, была создана маска ($NDVI > 0,38$).

2.4. Определение климатических параметров

Расчёт климатических характеристик производился для оценки их влияния на растительность и температурный режим грунтов, посредством сопоставления полученных величин с вегетационными и тепловыми индексами, значениями температуры пород на глубинах в геокриологических скважинах. В исследовании учитывались такие метеопараметры, как средняя приземная температура атмосферного воздуха (на высоте 2 м) и температура поверхности почвы, сумма осадков за год и по сезонам, максимальная и средняя высота снежного покрова за предшествующий наблюдениям холодный период. Архивные данные были использованы по наиболее близко расположенным к участкам исследования метеостанциям: Юильск (60 км СЗ от участка №1), Надым (20 км С от участка №2), Новый Уренгой (32 км ЮЗ от участка №3), Салехард (19 км ЮВ от участка №4) (источники данных: <http://meteo.ru/data>; <http://www.pogodaiklimat.ru/>; <https://tp5.ru>). Дополнительно для участка №1 привлекались данные мониторинговых наблюдений за высотой снежного покрова на одной из площадок геокриологического стационара природного парка «Нумто», проведённые с применением атмосферно-почвенного измерительного комплекса АПИК (ИМКЭС СО РАН, г. Томск) а также полученные в ходе маршрутных снегомерных съёмок.

2.5. Методы статистической обработки данных

Статистическая обработка и последующий анализ количественных значений исследуемых показателей (спектральные индексы и данные полевых исследований, характеризующие растительность и тепловой режим грунтов, метеопараметры) и их представление в графическом и табличном формате, осуществлялось в программах Microsoft

Excel 2016 (надстройки «анализ данных» и «Kutools plus»), STATISTICA 7.0, пакет RStudio. Для удобства обобщения и интерпретации данных по каждому исследуемому параметру производился расчёт основных элементов описательной статистики (среднее (Mean), минимальное (Min) и максимальное (Max) значения, стандартное отклонение (SD)). Точность количественной оценки среднего значения устанавливалась посредством определения стандартной ошибки среднего (здесь и далее через \pm SE) (Приложение 2).

При вычислении коэффициентов парной корреляции (R) значимость связи показателей проверялась на уровне стандартной ($p < 0,05$), максимальной ($p < 0,01$) и минимальной ($p < 0,10$) заданных степеней достоверности. Для изучения связи между переменными и определения уравнения регрессии применялась линейная функциональная зависимость. Выбор данной функции обусловлен довольно высокой достоверностью аппроксимации (r^2) и использованием единого подхода получения статистических зависимостей для сравнительного анализа. Для выявления средней интенсивности и направленности межгодовых изменений растительности и температуры поверхности земли по спектральным показателям использовался коэффициент наклона прямой линии (линейного тренда) – β (Елсаков, 2017; Веселкин и др., 2021). Для определения степени межгодовой вариабельности величин рассчитывался коэффициент вариации ($C_v, \%$) для рассматриваемых рядов данных.

Оценка значимости различий средних арифметических значений изучаемых характеристик между однотипными природными комплексами (торфяники, мезоторфные болота, леса и редколесья), расположенными в разных ландшафтно-геокриологических условиях, проверялась при помощи параметрического t-критерия Стьюдента. Выполнение t-теста возможно при соблюдении условия нормальности распределения данных, поэтому перед расчётом выборки проверялись при помощи теста Шапиро – Уилка. В тех случаях, когда данные не проходили тест на нормальность, использовался непараметрический U-критерий Манна – Уитни для независимых выборок. Статистическая достоверность межгодовых трендов была оценена с использованием теста Манна – Кендалла. Проверка на однородность временных рядов метеопараметров и LST по тепловым каналам спутниковой съёмки осуществлялась комбинированным методом с использованием стандартного нормального теста Александерсона (SNHT – Standart normal homogeneity test) для определения года нарушения стационарности и последующего сопоставления разбитых рядов при помощи критериев Фишера (различия дисперсий) и Стьюдента (различия средних значений) (Самойлова и др., 2024).

Глава 3. Анализ температурного режима мёрзлых торфяников, их площадное распространение и спектральные особенности

3.1. Спектральные и площадные характеристики природных комплексов участков исследования

Обработка космоснимков районов исследования позволила выделить различные ТП, представленные основными биотопами с характерными группами растительных ассоциаций, а также водные и техногенные объекты, и определить их площади (Приложение 3). На основе этого были составлены карты участков с классифицированными ТП (Приложение 4).

Мёрзлые торфяники, местами в сочетании с тундровыми ландшафтами, на ключевых участках занимают в среднем 38% площади и являются преобладающими криогенными геосистемами. Данная доля выделенных микроландшафтов в общей структуре местности является достаточно близкой к типичному значению в районе природного парка «Нумто» (участок №1) (около 30%). Однако в районе Надымского стационара (участок №2) площадь крупно- и плоскобугристых травяно-кустарничково-мохово-лишайниковых торфяников (39%) оказалась меньше почти в 2 раза, чем характерная для данной местности (75%) (Дроздов и др., 2021). В данном случае, необходимо учесть, что в зоне картирования оказалась лишь краевая часть водораздельного торфяника, которая расположена среди значительных по площади пойменных и придолинных лесных комплексов (49,8%), что не в полной мере отражает их масштаб, представленный в центральных частях междуречий. Наиболее широкое распространение мёрзлые плоскобугристые и полигональные торфяники имеют в районе Южного Уренгоя (участок №3), занимая 48,1% территории исследования. Остальные типы болотных комплексов во всех изучаемых районах составляют менее 20% от всей площади.

Основным критерием построения классифицированного изображения по выделенным ТП являлась максимальная достоверность, рассчитываемая на основе матрицы ошибок (Приложение 5). Результат показал достаточно высокую достоверность классификаций (от 78% до 94%). Наибольшая общая точность почти во всех случаях отмечается при использовании метода MD, за исключением участка №2 (стационар Надым), где более подходящим оказался алгоритм SAM. Анализ точности по классам выявил наилучшую различимость для водных и антропогенных объектов. Более низкая разделимость характерна для классов, представленных болотными микроландшафтами. Так, на участке №1 (природный парк «Нумто») выявлена частичная ошибка пропуска и присоединения пикселей у кустарничково-лишайниковых торфяников и грядово-мочажинных кустарничково-сфагновых болот. Аналогичная ситуация определена и на участке №4 (Лабытнанги), где среди кустарничково-лишайниково-сфагновых торфяников и ерниковых лишайниково-зеленомошных тундр присутствуют мезотрофные кустарничково-травяно-моховые болота. Это обусловлено соседством данных типов болотных

комплексов и сходством флористического состава на их границах. Необходимо отметить также незначительное отнесение торфяников к лесным урочищам, в которых лишайники преобладают в напочвенном покрове. В целом, для снимков со средним и высоким пространственным разрешением при мозаичности растительного покрова актуальной остается проблема наличия смешанных пикселей и отсутствие явного доминирования определенного класса (Елсаков, 2023).

Значения КСЯ мёрзлых торфяников в районах исследования варьируют во 2 канале (синий) от 0,03 до 0,11 ($SD = 0,002\text{--}0,011$), в 3 канале (зелёный) от 0,05 до 0,08 ($SD = 0,004\text{--}0,015$), в 4 канале (красный) от 0,06 до 0,09 ($SD = 0,006\text{--}0,017$), в 5 канале (ближний инфракрасный) от 0,22 до 0,29 ($SD = 0,007\text{--}0,044$) (рисунок 2). Наибольшая величина данного показателя в каналах 2–4 свойственна для полигональных лишайниковых урочищ, выделенных на участке №3. Таким образом, КСЯ торфяников с доминированием лишайников в напочвенном покрове в видимом диапазоне немного выше, чем для растительных сообществ этих же микроландшафтов, но с большим распространением мхов. Стоит подчеркнуть, что такая же закономерность отмечается и в лесных урочищах. При сопоставлении КСЯ торфяников разных ландшафтных подзон (северная тайга и лесотундра) не выявлено выраженных различий.

Анализ выделенных классов показывает, что лишайниковые торфяники в сочетании с другими группами растительных ассоциаций несколько уступают по величине КСЯ лишайниковым редколесьям с более однородным напочвенным покровом на участках №1 и №2. Однако при равном соотношении лишайников, торфяники могут опережать по данному показателю залесённые территории (участок №3). При сравнении КСЯ мёрзлых торфяников с сезонномёрзлыми мезотрофными кустарничково-травяно-моховыми болотами отмечаются более низкие значения для первых в 3 и 4 каналах во всех районах исследования. Кроме того, в большинстве случаев характерно также сравнительно меньшее значение в 5 канале (ближний инфракрасный).

Низкие значения КСЯ по всем четырём каналам характерны для сомкнутых лесов и при участии темнохвойных пород преимущественно в поймах рек. Спектральная кривая гари в придолинном сосняке лишайниковом на участке №1 не имеет выраженных отличий при сопоставлении с участками, не затронутыми пожаром – значения КСЯ немного выше в 3 и 4 каналах и ниже в 5. Техногенные объекты на песчаных отсыпках характеризуются самыми высокими величинами КСЯ.

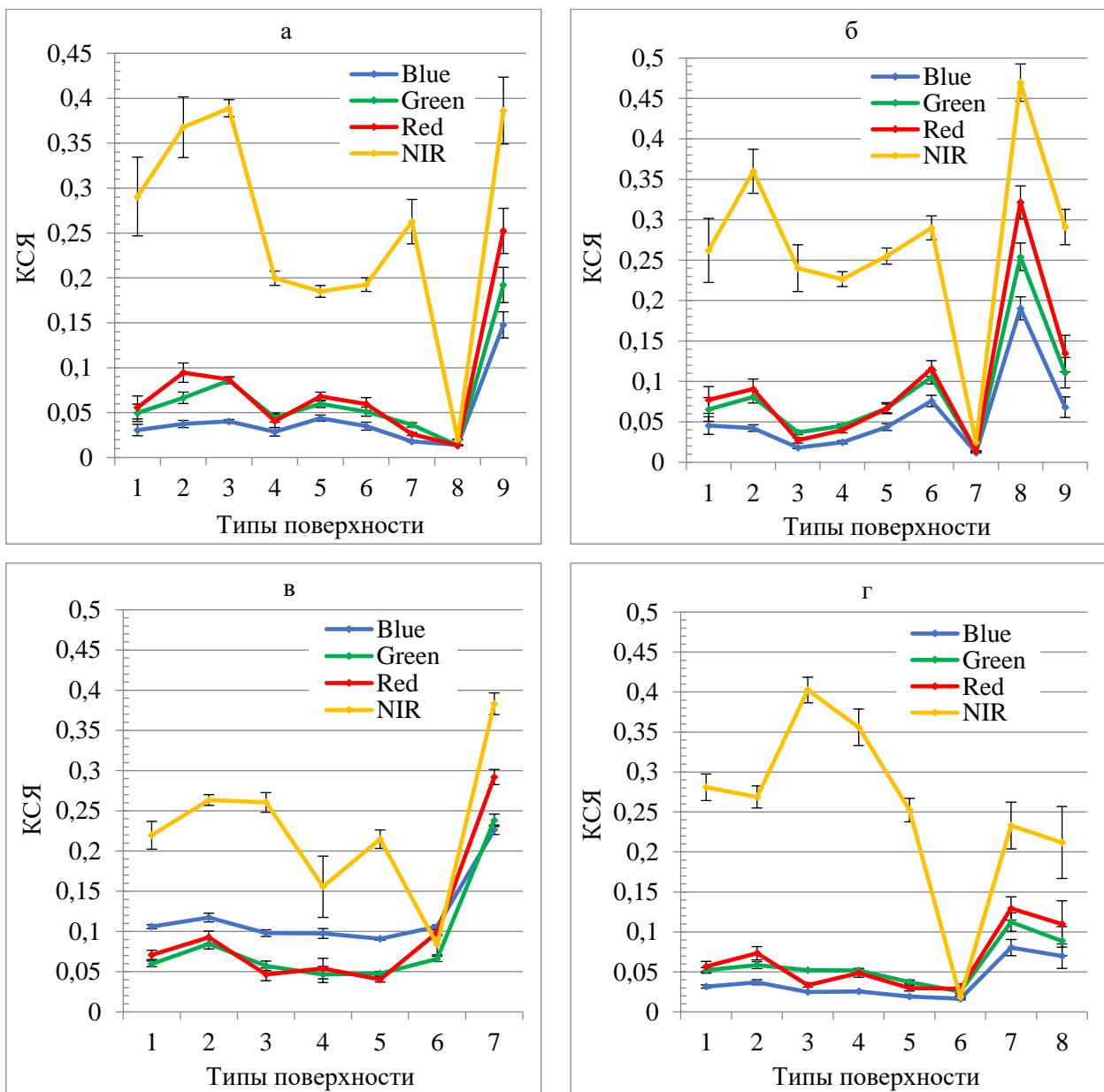


Рисунок 2 – Спектральные кривые по ТП с 2 по 5 каналы классифицированных спутниковых изображений Landsat-8: а – участок №1 (природный парк «Нумто»); б – участок №2 (Надымский стационар); в – участок №3 (Южный Уренгой); г – участок №4 (Лабытнанги) (в виде пределов погрешностей указаны значения стандартного отклонения).

Типы поверхности указаны в Приложении 4.

Таким образом, управляемая классификация с достаточно высокой степенью точности позволяет выделять территории с мёрзлыми бугристыми торфяными болотами. Наилучшие результаты дает использование метода МД. Отличительной особенностью мёрзлых бугристых болот являются более низкие значения спектральной яркости при сравнении с другими типами болотных комплексов. При анализе различимости природных комплексов в районе

исследования по спектральным характеристикам наиболее значимым фактором является величина проективного покрытия лишайников.

3.2. Динамика метеорологических показателей

Участок №1 (природный парк «Нумто»). Анализ климатических данных по метеостанции Юильск показал, что за период с 2000 по 2023 гг. отмечается значимый линейный тренд среднегодовой приземной температуры атмосферного воздуха ($+0,08^{\circ}\text{C}/\text{год}$, при $p > 0,05$) (рисунок 3). Данное значение тренда больше, чем в среднем по России ($+0,049^{\circ}\text{C}/\text{год}$) (Доклад ..., 2023). Статистическая достоверность трендов выявлена также для средней температуры воздуха ($+0,13^{\circ}\text{C}/\text{год}$, при $p < 0,10$) и суммы осадков (0,7 мм/год, при $p < 0,05$) за весенний период. Наблюдается слабо выраженное увеличение годовой суммы осадков ($+4,4 \text{ мм}/\text{год}$), с периодами лет (2004–2009 гг. – от 252 до 308 мм), заметно отклоняющихся от среднего значения (487 мм). Нарушение однородности рядов среднегодовых и сезонных значений приземной температуры атмосферного воздуха и сумм осадков произошло в 2010–2012 гг. Вторая половина исследуемого периода характеризовалась статистически значимым увеличением средних значений показателей ($p < 0,05$). При оценке равенства дисперсий достоверный результат отмечен лишь для годовых и зимних сумм осадков ($p < 0,05$).

Максимальная высота снежного покрова имеет скачкообразный характер и характеризуется слабо выраженной отрицательной тенденцией ($-0,01 \text{ см}/\text{год}$), несмотря на незначительное увеличение зимних сумм осадков ($+0,3 \text{ мм}/\text{год}$) (рисунок 4).

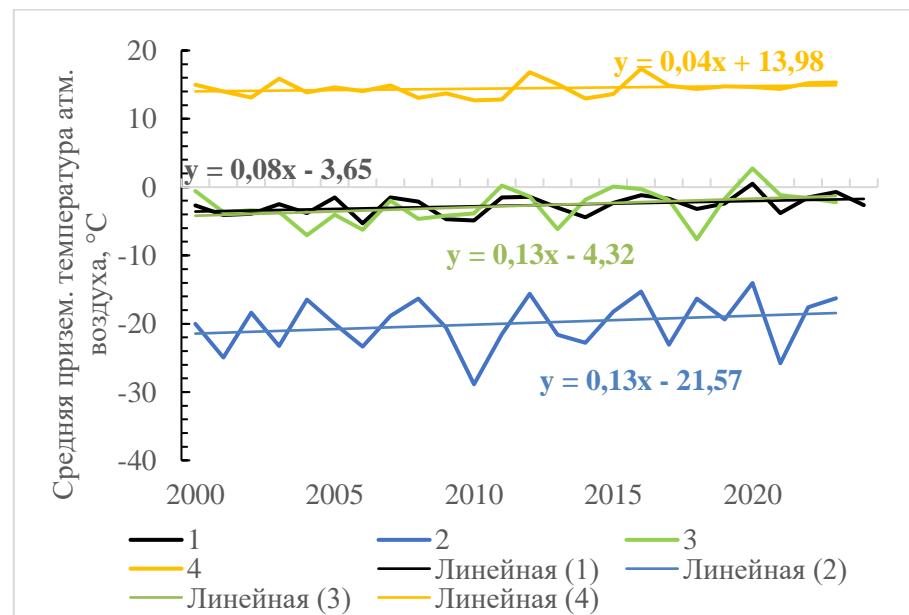


Рисунок 3 – Межгодовые изменения средних значений приземной температуры атмосферного воздуха по данным метеостанции Юильск за: 1) год; 2) зимний период, 3) весенний период, 4) летний период



Рисунок 4 – Межгодовые изменения суммы осадков за год и максимальной мощности снежного покрова по данным метеостанции Юильск

Участок №2 (Надымский стационар). За рассматриваемый отрезок времени (2000–2023 гг.) наблюдался рост среднегодовой и, более выраженно, весенней приземной температуры атмосферного воздуха со статистически значимым трендом ($+0,12$ $^{\circ}\text{C}/\text{год}$ и $+0,17$ $^{\circ}\text{C}/\text{год}$, соответственно, при $p < 0,05$) (рисунок 5). Среднегодовой тренд температуры воздуха заметно вырос в сравнении с предыдущими периодами лет для данной территории ($+0,037$ $^{\circ}\text{C}/\text{год}$ за 1961–1990 гг., $+0,06$ $^{\circ}\text{C}$ за 1991–2020 гг.) (Дроздов и др., 2021). Длительность периода с положительными суммами температур увеличилась на 20 дней за последние 60 лет (Дроздов и др., 2021). Сумма осадков за год незначительно снижается ($-0,71$ мм/год) (рисунок 6), несмотря на небольшую, но положительную общую тенденцию увеличения значений данного метеопараметра в Западном секторе российской Арктики. Малое возрастание значений отмечено для максимальной мощности снежного покрова ($+0,25$ см/год), что меньше среднего показателя для северной тайги ($+0,6$ см/год за период 2003–2018 гг.) (Васильев и др., 2020). Нарушение стационарности рядов приземной температуры атмосферного воздуха (среднегодовые и сезонные значения) отмечено преимущественно в 2010–2011 гг. со значимым возрастанием средних значений после данных годов ($p < 0,05$) и отсутствием различий в величине дисперсии, за исключением весеннего периода ($p < 0,10$). Суммы осадков отличаются большим размахом годов нарушения однородности рядов, при этом статистически значимое различие дисперсий выявлено только по сумме летних осадков (снижение после 2019 г.).

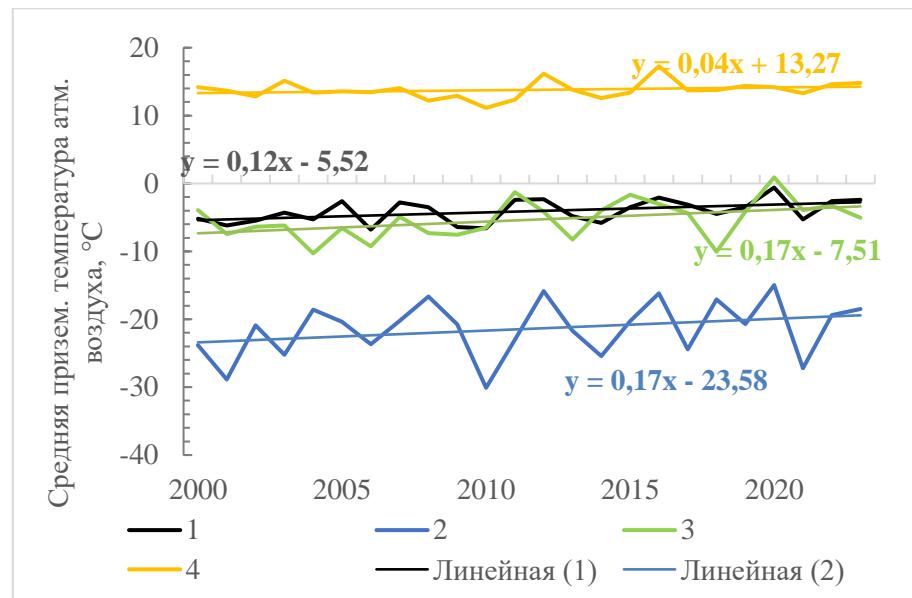


Рисунок 5 – Межгодовые изменения средних значений приземной температуры атмосферного воздуха по данным метеостанции Надым за: 1) год; 2) зимний период, 3) весенний период, 4) летний период



Рисунок 6 – Межгодовые изменения суммы осадков за год и максимальной мощности снежного покрова по данным метеостанции Надым

Среднегодовая температура поверхности почвы по данным метеостанции Надым составила $-3,5^{\circ}\text{C}$, что выше на $0,6^{\circ}\text{C}$ приземной температуры атмосферного воздуха ($-4,1^{\circ}\text{C}$). Это обусловлено заметной разницей между температурой земной поверхности ($+18,1^{\circ}\text{C}$) и атмосферного воздуха ($+13,8^{\circ}\text{C}$) в летний период за счёт аккумуляции тепла верхними слоями почв (Raynolds et al., 2008a). В связи с этим, корреляционная связь между данными

показателями температур в летние месяцы ($r = 0,86$, при $p < 0,01$) ниже, чем в среднем за год ($r = 0,98$, при $p < 0,01$). Значения линейного тренда температуры поверхности земли идентичны тренду атмосферного воздуха, за исключением летнего периода с отрицательной тенденцией ($-0,03$ $^{\circ}\text{C}/\text{год}$). Отмечается совпадение года нарушения однородности ряда данных с приземной температурой атмосферного воздуха (2010 г.) и значимым возрастанием среднего значения для последующего периода ($p < 0,05$).

Участок №3 (Южный Уренгой). Значимое возрастание приземной температуры атмосферного воздуха отмечено в среднем за год ($+0,13$ $^{\circ}\text{C}/\text{год}$, при $p > 0,05$), зимний ($+0,19$ $^{\circ}\text{C}/\text{год}$, при $p < 0,10$) и весенний периоды ($+0,20$ $^{\circ}\text{C}/\text{год}$, при $p < 0,05$) (рисунок 7). Потепление в районе метеостанции Новый Уренгой в последние десятилетия выражено интенсивнее, чем по приведенным ранее данным ($+0,052$ $^{\circ}\text{C}/\text{год}$ за период с 1970 г. по 2018 г.) (Васильев и др., 2020). Оценка стационарности временных рядов показала, что значимое возрастание среднегодовых и сезонных значений приземной температуры атмосферного воздуха началось после 2010–2011 гг. Средние весенние температуры отличаются возрастанием дисперсии во второй половине исследуемого периода ($p > 0,10$).

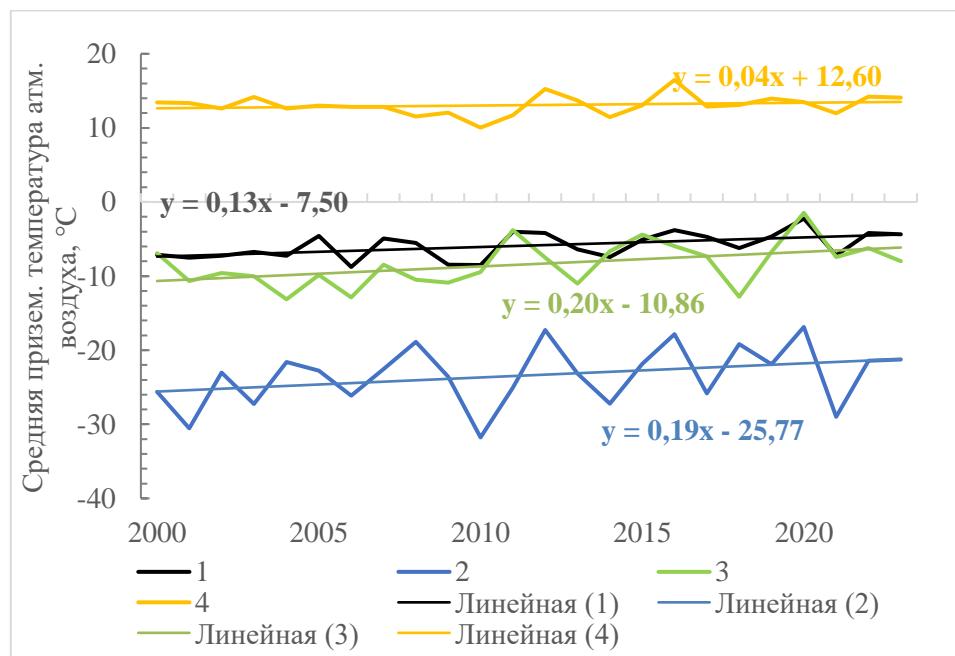


Рисунок 7 – Межгодовые изменения средних значений приземной температуры атмосферного воздуха по данным метеостанции Новый Уренгой за: 1) год; 2) зимний период, 3) весенний период, 4) летний период

Тренд суммы осадков за год положительный, но статистически недостоверный с приращением (5,1 мм/год), превышающим средние значения для западного сектора Арктики (1–3 мм/год) (рисунок 8). Межгодовой ход данного метеопараметра отличается сильной неравномерностью в отдельные временные интервалы – с 2005 по 2009 гг. суммарное

количество осадков за год не превышало 250 мм, при среднем значении 412 мм за период 2000–2023 гг. Это подтверждает проведенная оценка однородности временных рядов по суммам осадков – после 2009 г. (год нарушения) наблюдалась статистически значимая тенденция к увеличению средних значений и снижению дисперсии ($p > 0,05$). Противоположная направленность тренда отмечена для максимальной мощности снежного покрова ($-0,86$ см/год) (рисунок 8), несмотря на общую тенденцию к увеличению в лесотундровой зоне ($+0,6$ см/год) (Васильев и др., 2020). На значение тренда заметное влияние оказала максимальная высота снежного покрова в 2005 г. (141 см), с наибольшей величиной за рассматриваемый период наблюдений (2005–2023 гг.).



Рисунок 8 – Межгодовые изменения суммы осадков за год и максимальной мощности снежного покрова по данным метеостанции Новый Уренгой

Участок №4 (Лабытнанги). Анализ метеоданных по метеостанции Салехард (2000–2023 гг.) показал рост среднегодовой и весенней приземной температуры атмосферного воздуха со значимым трендом ($+0,12$ °C/год и $+0,16$ °C/год, соответственно, при $p < 0,05$). Значение тренда за рассматриваемый временной отрезок увеличилось в 3 раза в сравнении с периодом с начала 1970-х по конец 1990-х гг. ($0,04$ °C/год). Вероятно, этому в значительной степени способствовало статистически значимое увеличение приземной температуры атмосферного воздуха с 2010–2011 гг. (годы нарушения однородности временных рядов) ($p > 0,05$). Достоверных различий дисперсий между периодами до и после года нарушения не отмечено.

Тренд среднегодовой температуры поверхности земли ($+0,23$ °C/год) выше, чем для приземной температуры атмосферного воздуха ($+0,12$ °C/год) (рисунок 9). Корреляционная связь между показателями температуры в летние месяцы ($r = 0,64$, при $p < 0,05$) значительно

слабее, чем у средних значений за год ($r = 0,89$, при $p < 0,05$), что указывает на сравнительно меньшее влияние приземной температуры атмосферного воздуха на термический режим поверхности почвы в тёплый период года. Согласно оценке стационарности временных рядов температуры поверхности земли, годовые и летние значения характеризуются однородностью. Год «перелома» зимних значений выявлен в начале периода исследований (2003 г.), а летних – в конце (2019 г.), со значимым возрастанием средних значений ($p > 0,05$).

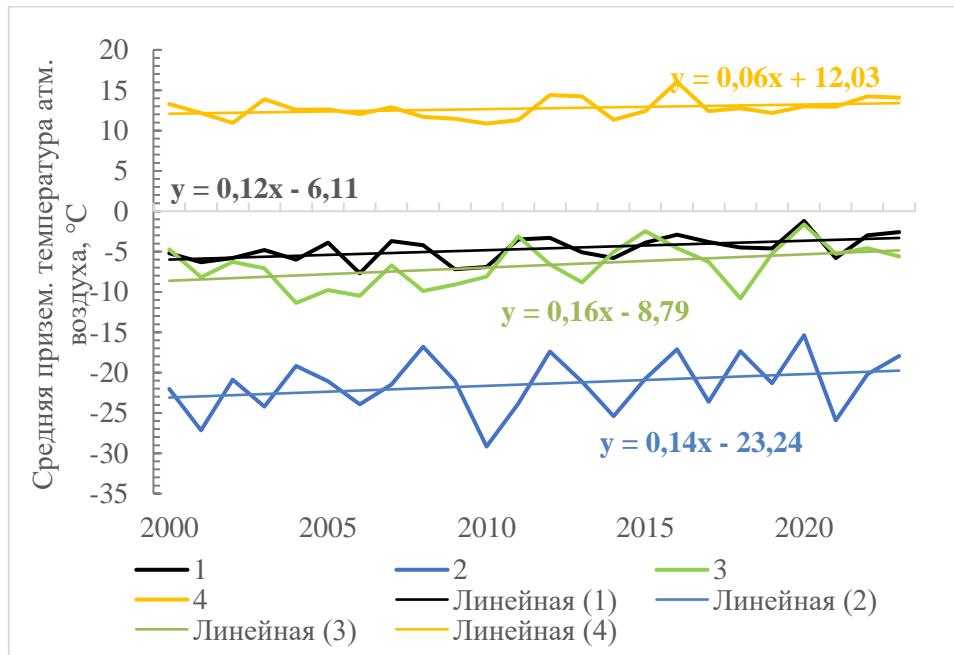


Рисунок 9 – Межгодовые изменения средних значений приземной температуры атмосферного воздуха по данным метеостанции Салехард за: 1) год; 2) зимний период, 3) весенний период, 4) летний период

Линейные тренды суммы осадков за год (+1,15 мм/год) и максимальной мощности снежного покрова (+0,16 см/год) не отмечаются высокими значениями и не значимы при статистической проверке (рисунок 10). Данные результаты подтверждают выводы об отсутствии заметных изменений годовых сумм осадков в районе участка исследования (Васильев и др., 2008). Однако выявлено, что во второй половине исследуемого периода отмечалось статистически значимое увеличение сумм осадков ($p < 0,05$). Достоверное возрастание дисперсии наблюдалось лишь для сумм весенних осадков после 2017 г.

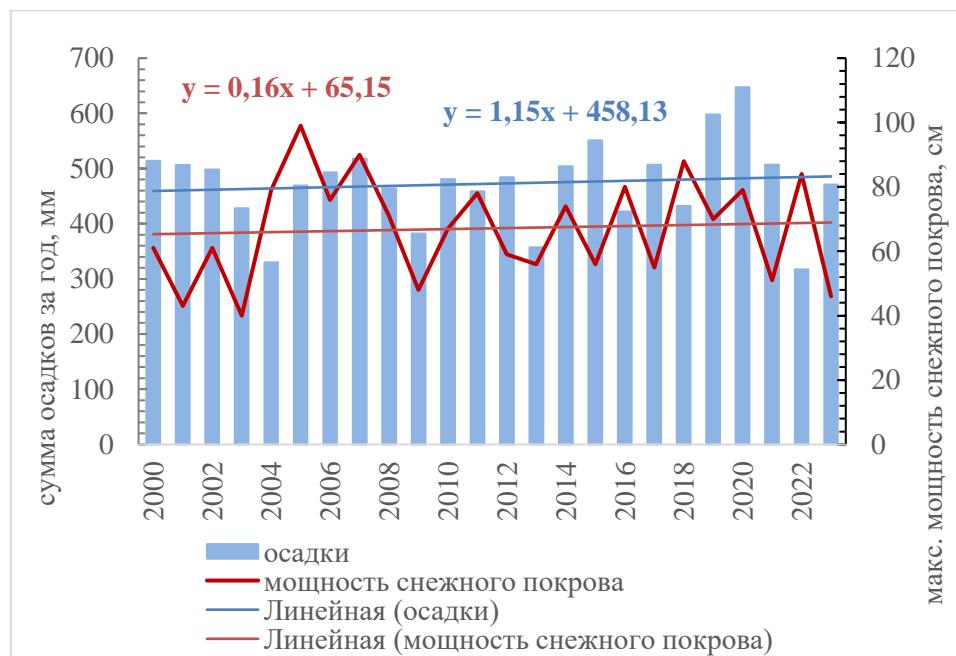


Рисунок 10 – Межгодовые изменения суммы осадков за год и максимальной мощности снежного покрова по данным метеостанции Салехард

Сравнительный анализ по участкам показывает, что среднегодовая приземная температура атмосферного воздуха за период 2000–2023 гг. закономерно снижается с повышением широты – на участке №1 составляет $-2,65^{\circ}\text{C}$, а на участке №3 достигает $-5,9^{\circ}\text{C}$. При этом отмечено, что значение температуры воздуха на участке №4 ($-4,65^{\circ}\text{C}$) выше, чем на участке №3, расположенном на той же широте, что объясняется возрастанием суровости климата с запада на восток на севере Западной Сибири. Тенденция повышения среднегодовой температуры воздуха наблюдается на всех участках исследования, что соответствует общей направленности в Арктическом секторе Западной Сибири ($> 0,05^{\circ}\text{C}/\text{год}$) (Малкова и др., 2021). Наиболее интенсивный рост температуры фиксируется в весенний период ($> 0,13^{\circ}\text{C}/\text{год}$). Согласно рисункам 3, 5, 7 и 9, прослеживается совпадение фаз по данным метеостанций, что обусловлено синхронным проявлением потепления в регионе (Васильев и др., 2008). По всем рассматриваемым метеостанциям 2006 г. был самым холодным за период с 2000 г. по 2023 г. (на $2,8^{\circ}\text{C}$ ниже среднего значения), 2020 г. – самым тёплым (на $3,4^{\circ}\text{C}$ выше среднего значения), что совпадает с общей тенденцией в арктической и субарктической зоне (Frost et al., 2025).

Нарушение однородности рядов среднегодовых и зимних температур приземного слоя атмосферного воздуха (все участки) и поверхности земли (участок №2) наблюдалось в 2010 г., летних – в 2011 г., отличаясь достоверным повышением средних значений во второй половине исследуемого периода. Значимое увеличение дисперсии отмечается только по средним весенним температурам (с 2011 г.) на участках №2–3 ($p < 0,10$).

Годовые суммы осадков значительно варьируют как по метеостанциям, так и по годам наблюдений. Не отмечено единого тренда изменений – увеличение суммы осадков наблюдалось в районе участков №1 и №3, в то время как на участке №4 роста не наблюдается, а на участке №2 происходит снижение. Положительный тренд сумм осадков выявлен по всем участкам для зимнего и весеннего периода, но с малым приращением (менее 1 мм/год). Неоднородность рядов сумм осадков менее очевидна, чем по данным приземной температуры атмосферного воздуха, характеризуясь большим временным разбросом с нарушениями преимущественно во второй половине исследуемого периода (2010–2019 гг.) и последующим увеличением их среднего значения. В сравнении с температурными показателями, суммы осадков по выборкам временных рядов показывают достоверные различия дисперсий ($p < 0,05$) с тенденцией к их уменьшению, что указывает на возрастание устойчивости данного метеопараметра.

Снежный покров имеет выраженную межгодовую изменчивость при средних значениях максимальной мощности на участке №1 – 74 см, №2 – 85 см, №3 – 112 см, №4 – 67 см. Несмотря на общее незначительное увеличение зимних осадков, динамика накопления снежного покрова различается по участкам – максимальная мощность возрастает лишь на участках №2 и №4.

3.3. Температурный режим грунтов и мощность СТС

Участок №1 (природный парк «Нумто»). Среднее значение SWI_{LST} для мёрзлых бугристых торфяников за период исследования (2000–2023 гг.) составило $54,0 \pm 0,3$ °C, для водораздельных лесов и плоских мезотрофных болот – $54,7 \pm 0,5$ °C и $54,7 \pm 0,7$ °C, соответственно (рисунок 11). Столь близкие величины суммы среднемесячных положительных температур обусловлены частой пространственной сменой природных комплексов относительно разрешения пикселя (1000 м), а также довольно плавным переходом границ между ними. Кроме этого, небольшая разница SWI_{LST} между геокомплексами также может быть обусловлена более высокой теплообеспеченностью верхней части торфяных почв (мезотрофное болото и торфяник), чем подзолов (лес), в летний период. В среднегодовом выражении самые верхние горизонты почв под лесами значительно теплее (более чем на 1 °C) (Гончарова и др., 2015), что во многом обусловлено отепляющим влиянием снежного покрова, высота которого в лесах больше, чем на открытых пространствах (Московченко, Губарьков, 2023а). В целом, выявленные значения соответствуют характерному диапазону температур для территории расположения исследуемого участка (50–60 °C), согласно (Bhatt et al., 2021). Для всех геосистем минимальное значение SWI наблюдалось в 2010 г. (торфяник – $38,2 \pm 0,5$, лес – $39,0 \pm 0,7$, болото – $38,3 \pm 0,6$), а максимальное – в 2016 г. (торфяник – $69,3 \pm 0,4$, лес – $70,9 \pm 0,4$, болото – $70,9 \pm 0,7$), что совпадает с годами с самым холодным (ниже

среднего значения на 1,8 °C) и тёплым летом (выше среднего значения на 2,9 °C). Внутригодовая динамика температуры поверхности земли для исследуемых геосистем несколько отличается – если в первой половине теплого периода (май – июль) температура торфяника ($12,2 \pm 0,1$ °C) ниже, чем для лесного и болотного природных комплексов ($12,5 \pm 0,2$ °C и $12,5 \pm 0,2$ °C), то за август – сентябрь наоборот, отмечается небольшое превышение (торфяник – $9,17 \pm 0,13$ °C, лес – $9,07 \pm 0,20$ °C, болото – $9,06 \pm 0,18$ °C). В этот период вследствие падения притока солнечной радиации и малой влажности температура почв под лесными сообществами падает быстрее, чем у торфяных почв (Московченко и др., 2023а).

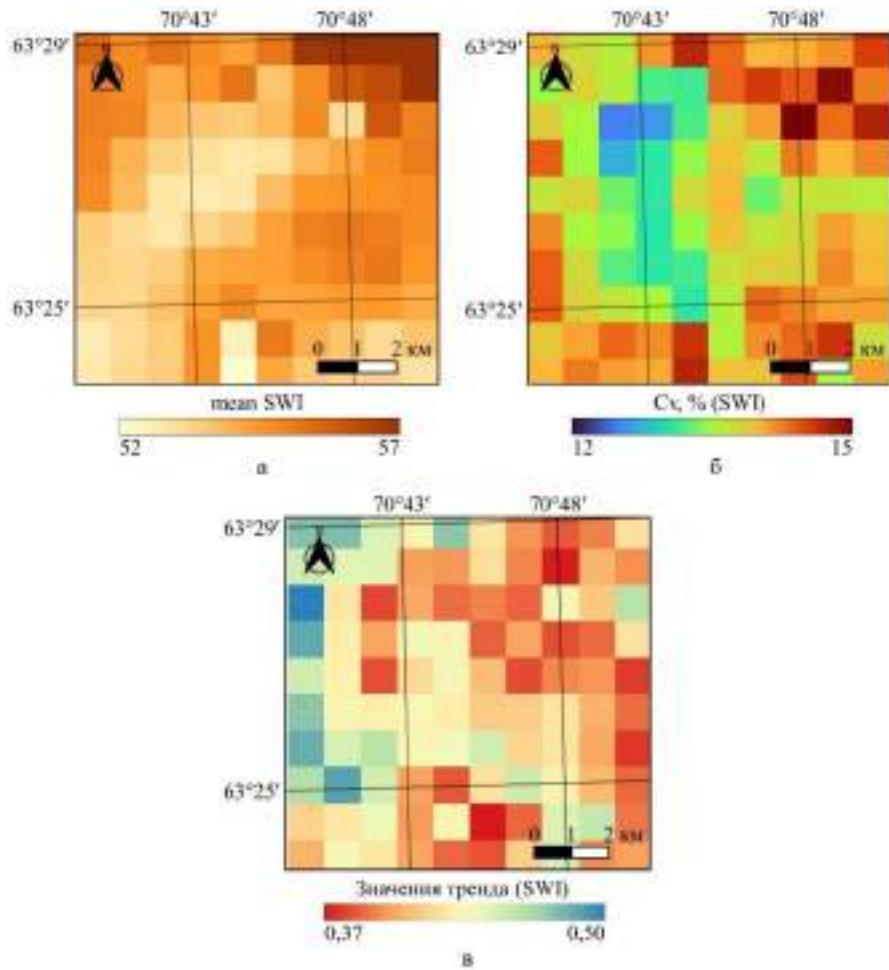


Рисунок 11 – Карты-схемы показателя SWI_{LST} на участке №1 за период с 2000 г. по 2023 г.:

- а) осредненное значение SWI_{LST},
- б) коэффициент вариации (C_v) SWI_{LST},
- в) значения линейного тренда SWI_{LST}

Оценка изменения значений SWI_{LST} за период 2000–2023 гг. показала постепенное увеличение суммы положительных температур. Линейный тренд SWI_{LST} наиболее выражен для мезотрофного болота (+0,46 °C/год, при $p < 0,05$) и торфяника (+0,43 °C/год, при $p < 0,05$) (рисунок 11). Меньшей статистической значимостью тренда SWI_{LST} отмечаются лесные геокомплексы (+0,41 °C/год, при $p < 0,10$). По данным (Bhatt et al., 2021), тренд можно

характеризовать как слабый положительный. Показатель SWI_{LST} для изучаемых природных комплексов характеризуется средней степенью межгодовой вариабельности (14%) (рисунок 11). Согласно анализу стационарности временных рядов, год с минимальным значением SWI_{LST} совпал с моментом нарушения однородности (2010 г.), после которого началось значимое возрастание средних значений за период 2011–2023 г. по отношению к 2000–2010 гг. (разница составила 8,5 °C) ($p < 0,01$).

Среднее значение SWI_{LST} меньше показателя, рассчитанного по значениям приземной температуры атмосферного воздуха (SWI_m), на 1,3 °C, однако за летний период температура по LST выше на 0,6 °C. Это свидетельствует о более высокой разнице между температурой атмосферного воздуха и земной поверхности в мае и сентябре. Между показателями SWI_{LST} торфяников и SWI_m установлена достоверная сильная связь – величина коэффициента парной корреляции r на уровне 0,91, при $p < 0,01$ (рисунок 12). Тренд SWI_{LST} торфяников (+0,43 °C/год, при $p < 0,05$) больше, чем по SWI_m (+0,26 °C/год) (рисунок 13). Таким образом, данные показывают, что рост температуры воздуха, в сравнении с температурой поверхности земли, выражен слабее. Тренд среднегодовых значений приземной температуры атмосферного воздуха за последние десять лет (2014–2023 гг.) составил +0,20 °C/год, а LST достиг +0,23 °C/год за этот же период. Температура воздуха и поверхности растет гораздо быстрее, чем температура ММП, которая в западном секторе криолитозоны России увеличивается в среднем на +0,03 °C/год (Васильев и др., 2020).

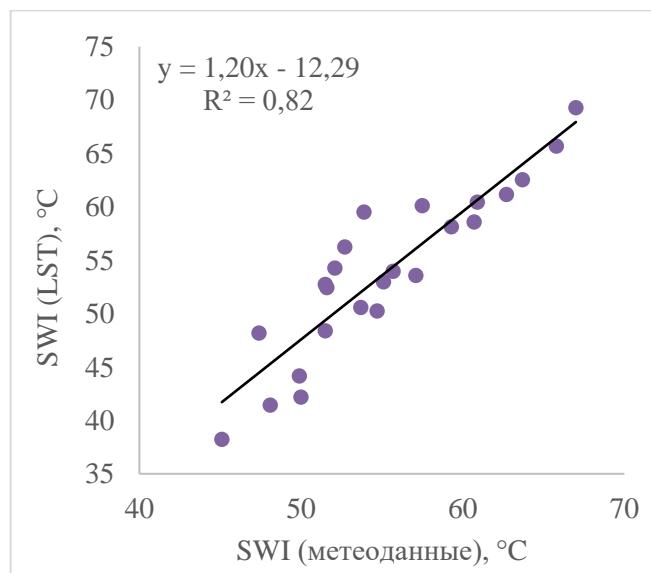


Рисунок 12 – Взаимосвязь между SWI_{LST} торфяников и SWI_m на участке №1 за период с 2000 г. по 2023 г.

Геокриологические наблюдения показывают, что на глубине нулевых годовых амплитуд температура ММП торфяников составляет в среднем –0,3 °C, изменяясь от –0,1 °C до –0,5 °C

(2019–2023 гг.). Глубина сезонного протаивания составляет от 0,5 до 2,0 м. В самый тёплый год за период исследования (2020 г.), когда среднегодовая приземная температура воздуха принимала положительные значения (+0,5 °C), температура грунтов на глубине 1,5–9 м была наиболее высокой. Самые низкие температуры грунтов отмечены в 2021 г. для глубин 1,5–10 м (среднегодовая приземная температура воздуха была ниже на 1,1 °C среднего значения), что во многом было связано с малой высотой снежного покрова и сильным промерзанием почвы в январе (Московченко, Губарьков, 2023б). Таким образом, изменения температуры атмосферного воздуха в приземном слое хорошо отражают температурный режим грунтов в слое годовых колебаний. Необходимо подчеркнуть, что по данным полевых исследований, проведённых (Московченко, Губарьков, 2023б), среднегодовая температура поверхностного слоя плоскобугристого торфяника (0–2 см) была положительной (+1,3 °C) за период с 2019 по 2022 гг., при этом, по материалам спутниковой съёмки за этот же временной отрезок значение LST для данного природного комплекса отрицательное (−4,97 °C). По всей видимости, это указывает на относительно большую близость LST к приземной температуре атмосферного воздуха, чем к температуре верхних горизонтов почв.

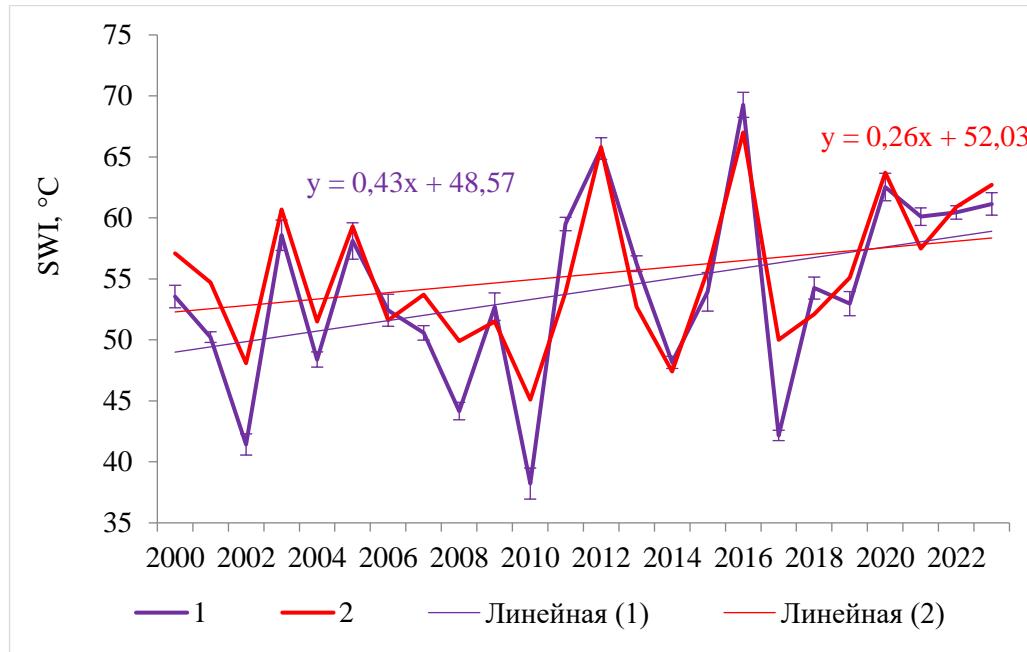


Рисунок 13 – Динамика значений 1) SWI_{LST}, 2) SWI_m мёрзлых торфяников на участке №1 за период с 2000 по 2023 гг. (в виде пределов погрешностей указаны значения стандартного отклонения)

Средняя глубина сезонного протаивания на площадке CALM варьировала от 56 см в холодном 2021 г. до 74 см в 2023 г., что соответствует характеру изменения температуры воздуха и грунтов в рассматриваемые годы. В целом, за последние десятилетия происходит увеличение значений данного показателя, т.к. результаты исследований 1960-1970-х гг.

свидетельствуют о меньшей глубине сезонного протаивания в районе изучаемой местности (менее 45 см) (Болота..., 1976).

Участок №2 (Надымский стационар). Среднее значение SWI_{LST} для мёрзлых бугристых торфяников за период исследования (2000–2023 гг.) составило $53,8 \pm 0,3$ °C, для водораздельных лесов и редколесий – $52,3 \pm 0,3$ °C, для мезотрофных болот – $51,1 \pm 0,4$ °C (рисунок 14). На данном участке исследования отмечается больший контраст значений суммы среднемесячных положительных температур между природными комплексами, чем на более южном участке в природном парке «Нумто». Сравнительно лучшее прогревание поверхности торфяников в тёплый период обусловлено отсутствием лесной растительности, способствующей большему охлаждающему эффекту, а также широким распространением крупных форм бугров, отличающихся наиболее высоким показателем теплообеспеченности верхней части почв (Гончарова и др., 2015). Относительно низкие значения для мезотрофных болот связаны с высокой обводненностью. Показатель SWI_{LST} на данном участке закономерно ниже с повышением широты, в сравнении с участком №1, при этом разница для мёрзлых торфяников составила около 1 °C. Сравнение с данными (Bhatt et al., 2021) показывает, что значение SWI_{LST} в районе участка №2 немного выше средних величин на данной широте в Западной Сибири (40–50 °C). Годы с минимальным (2010 г. – торфяники – $39,3 \pm 0,3$, леса и редколесья – $35,9 \pm 0,4$, болота – $36,3 \pm 0,5$) и максимальным (2016 г. – торфяники – $66,6 \pm 0,4$, леса и редколесья – $67,3 \pm 0,3$, болота – $64,6 \pm 0,3$) значениями SWI_{LST} совпадают с участком №1 и также обусловлены наиболее холодным и тёплым летом за исследуемый период. Отмечается схожесть изменения температуры поверхности земли в разных геокомплексах в течение тёплого периода с участком №1 – в мае разница между средними значениями температуры почвы леса и торфяников практически одинакова, однако в сентябре увеличивается более чем на 0,5 °C.

Во всех геосистемах отмечается возрастание значений SWI_{LST} за период 2000–2023 гг., однако статистически достоверный тренд выявлен лишь для мезотрофного болота ($+0,41$ °C/год, при $p < 0,10$), для торфяника ($+0,38$ °C/год) (рисунок 14) и редколесья ($0,37$ °C/год) тренд отличается меньшей величиной и незначим. Сравнение с трендом участка №1 демонстрирует менее выраженную тенденцию к увеличению температуры поверхности земли и схожесть проявления интенсивности изменения среди геокомплексов. Межгодовая вариабельность SWI_{LST} на уровне 14–15%, что соответствует участку №1 (рисунок 14). При оценке нарушения однородности временных рядов выявлено, что переломным годом стал 2019 г. со значимым увеличением средних значений по отношению к предыдущему периоду (2000–2018 гг.) (разница составила $9,2$ °C) ($p < 0,01$). Сравнение временных выборок по дисперсиям с помощью критерия Фишера выявило отсутствие достоверных различий.

Среднее значение SWI_{LST} торфяников на 3,6 °С больше SWI_M (50,2 °С), поскольку поверхность почв в летний период прогревается сильнее, чем приземная температура атмосферного воздуха. Меньшее среднее значение SWI_{LST} отмечается при сравнении с показателем, рассчитанным по значениям температуры поверхности земли по данным метеостанции (SWI_{LSTM}) (65,6 °С). Сравнение среднегодового значения LST по данным метеостанции (−3,4 °С) за период 2000–2022 гг. с материалами наземных наблюдений (плоскобугристый торфяник – +0,8 °С, сосновый лес – +2,1 °С), приведённых (Гончарова и др., 2015), выявило, что разница в значениях для торфяника составляет более 4 °С. Среднегодовое LST торфяников по тепловым каналам (−6,97 °С) ниже величины по данным метеостанции (−2,85 °С) за период 2014–2022 гг. Таким образом, спутниковые данные LST по среднему значению за год ближе к приземной температуре атмосферного воздуха (−4,09 °С) и в холодный период отличаются большим контрастом между данными температурами, чем в теплый.

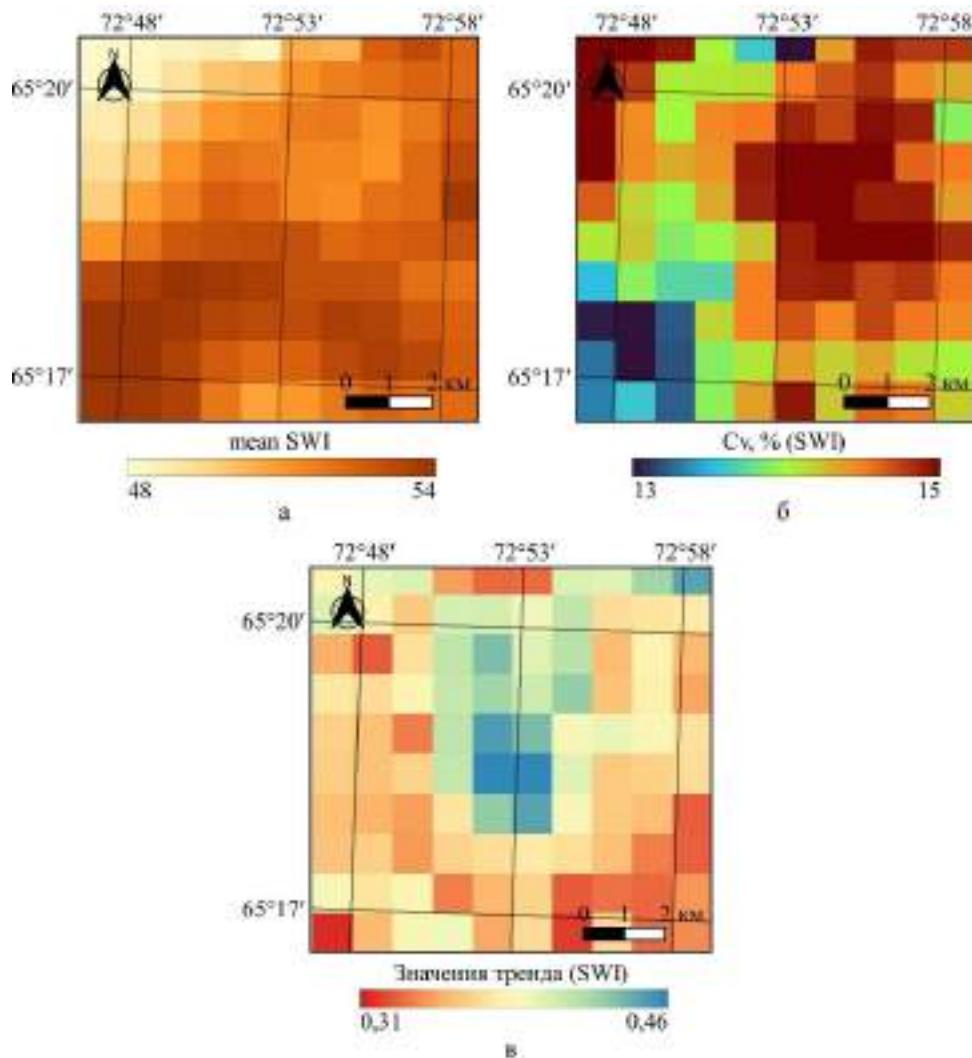


Рисунок 14 – Карты-схемы показателя SWI_{LST} на участке №2 за период с 2000 г. по 2023 г.: а) осредненное значение SWI_{LST} , б) коэффициент вариации (C_v) SWI_{LST} , в) значения линейного тренда SWI_{LST}

Корреляционный анализ показал сильную связь SWI_{LST} торфяников с SWI_M ($r = 0,90$, $r^2 = 0,74$, при $p < 0,01$) и SWI_{LSTM} ($r = 0,89$, $r^2 = 0,79$, при $p < 0,01$) (рисунок 15). В летний период связь LST со средней температурой воздуха и поверхностью земли в июне наибольшая ($r = 0,88$ и $r = 0,82$, при $p < 0,01$) и ослабевает к августу ($r = 0,42$ и $r = 0,42$, при $p < 0,05$).

Тренд SWI_{LST} торфяников ($+0,38$ $^{\circ}\text{C}/\text{год}$) выше SWI_M ($+0,33$ $^{\circ}\text{C}/\text{год}$) и значительно превосходит SWI_{LSTM} ($+0,08$ $^{\circ}\text{C}/\text{год}$). По среднегодовым данным тренд приземной температуры атмосферного воздуха за период с 2000 по 2023 гг. приблизился к $+0,12$ $^{\circ}\text{C}/\text{год}$ ($+0,17$ $^{\circ}\text{C}/\text{год}$ за 2014–2023 гг.), LST по метеостанции за период с 2000 по 2022 гг. составил $+0,11$ $^{\circ}\text{C}/\text{год}$ ($+0,29$ $^{\circ}\text{C}/\text{год}$ за 2014–2022 гг.), а LST по данным тепловых каналов спутниковой съёмки достиг $+0,33$ $^{\circ}\text{C}/\text{год}$ (2014–2023 гг.), что в несколько раз больше многолетнего тренда температуры ММП в северотаёжной подзоне ($+0,03$ $^{\circ}\text{C}/\text{год}$) (Васильев и др., 2020).

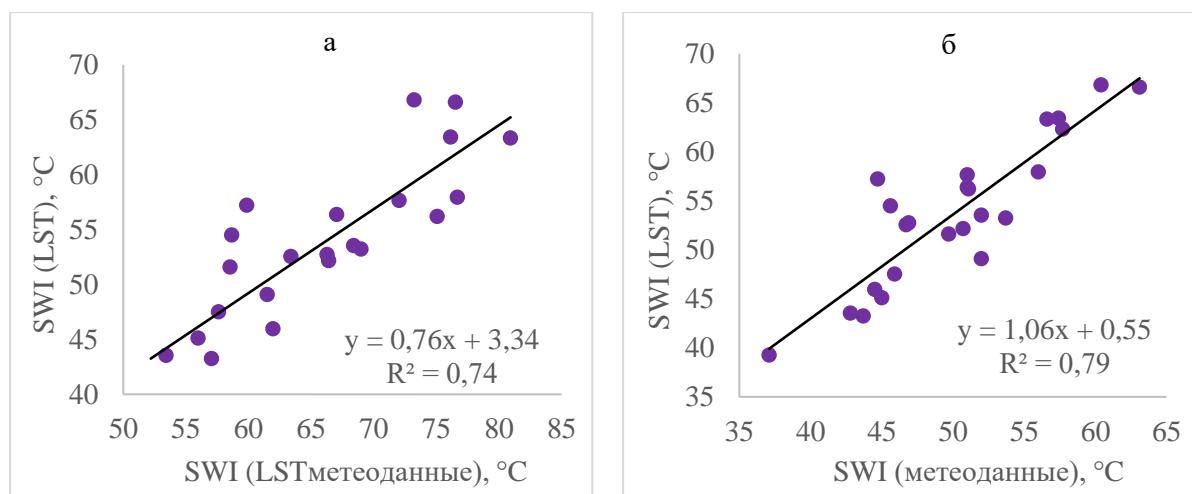


Рисунок 15 – Взаимосвязь SWI_{LST} торфяников с а) SWI_M и б) SWI_{LSTM} на участке №2 за период с 2000 по 2023 гг.

Температура грунтов торфяника с 2000 по 2013 гг. в период максимального протаивания (сентябрь) на глубине 0,5 м изменялась от $+0,81$ $^{\circ}\text{C}$ (2002 г.) до $+3,72$ $^{\circ}\text{C}$ (2009 г.). На глубине 1 м и 1,5 м минимальная температура грунтов отмечена в 2004 г ($+0,48$ $^{\circ}\text{C}$ и $-0,38$ $^{\circ}\text{C}$, соответственно), максимальная – в 2011 г. на глубине 1 м ($+2,85$ $^{\circ}\text{C}$) и в 2013 г. на глубине 1,5 м ($1,14$ $^{\circ}\text{C}$). Сопоставление SWI_{LST} торфяников с геокриологическими данными по температуре грунтов за отдельные годы с 2000 по 2013 гг. показывают, что наилучшая связь, как было определено ранее, наблюдается для поверхности земли ($r^2 = 90$), при этом влияние на вариацию температур закономерно снижается с увеличением глубины (1,5 м, $r^2 = 0,39$) (рисунок 16). По данным (Васильев и др., 2021), температура грунтов крупнобугристых торфяников на участке исследования на глубине годовых нулевых амплитуд (10 м) за период 2000–2020 гг.

изменилась с $-0,8$ $^{\circ}\text{C}$ до $-0,3$ $^{\circ}\text{C}$ с трендом $+0,03$ $^{\circ}\text{C}/\text{год}$. Сравнение температуры ММП на глубине 10 м для разных типов торфяников за период с 2000 по 2012 гг. показывает, что плоскобугристые торфяники отличаются сравнительно низкой средней температурой и скоростью потепления ($-0,62$ $^{\circ}\text{C}$ с трендом $+0,03$ $^{\circ}\text{C}/\text{год}$) (Moskalenko, 2013), чем крупнобугристые ($-0,55$ $^{\circ}\text{C}$ с трендом $+0,04$ $^{\circ}\text{C}/\text{год}$). Более интенсивное протаивание бугров пучения обусловлено относительно небольшим слоем торфа на вершинах и лучшим прогреванием в летний период (Московченко, Губарьков, 2023б). Согласно (Малкова и др., 2023), положительный тренд среднегодовой температуры ММП уменьшился в XXI в. до $+0,009$ $^{\circ}\text{C}/\text{год}$ в районе участка исследования на фоне ускорения роста приземной температуры атмосферного воздуха, что свидетельствует о снижении чувствительности мёрзлых толщ к потеплению климата. Наибольшее влияние среди метеопараметров на температуру ММП оказывает максимальная мощность снежного покрова за прошедший зимний период ($r = 0,50$, $r^2 = 0,25$, при $p < 0,05$).

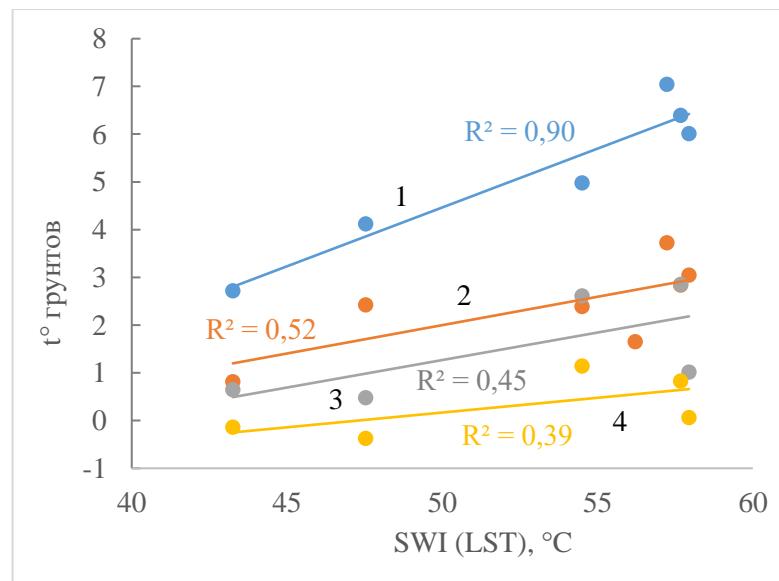


Рисунок 16 – Связь SWI_{LST} торфяников с температурой грунтов с 2000 по 2013 гг. (2000 г., 2002–2004 гг., 2009 г., 2011 г., 2013 г.) на глубине: 1) 0 м; 2) 0,5 м; 3) 1 м; 4) 1,5 м

Отмеченное возрастание температуры мёрзлых грунтов на участке исследования способствовало увеличению их сезонного протаивания со значимым трендом $+3,3$ см/год ($p < 0,01$) (рисунок 17), что выше средних темпов для полярных и приполярных территорий (1,2–1,9 см/год) (Zhao et el., 2021). Стоит отметить, что повышение мощности СТС сопровождается значительной межгодовой изменчивостью ($C_v = 29\%$), превышающей SWI_{LST} ($C_v = 14$ –15%). Среднее значение мощности СТС за 2000–2023 гг. составило 148 ± 4 см, при этом до 2013 г. величина данного показателя достигала 129 ± 4 см и резко возросла с 2014 г. (181 ± 3 см). Сравнение с данными прошлых десятилетий показывает, что наблюдается заметное

изменение глубины протаивания торфяников – в 70-е гг. XX в. значение было на уровне 40–60 см, а к концу века приблизилось к 73 см (Дроздов и др., 2021). Согласно исследованию (Москаленко, 2012), за 40-летний период (1970–2010 гг.) произошло увеличение мощности СТС плоскобугристых торфяников на четверть, и с учётом более выраженного тренда за последнее десятилетие ожидается, что интенсивность изменений продолжит нарастать.

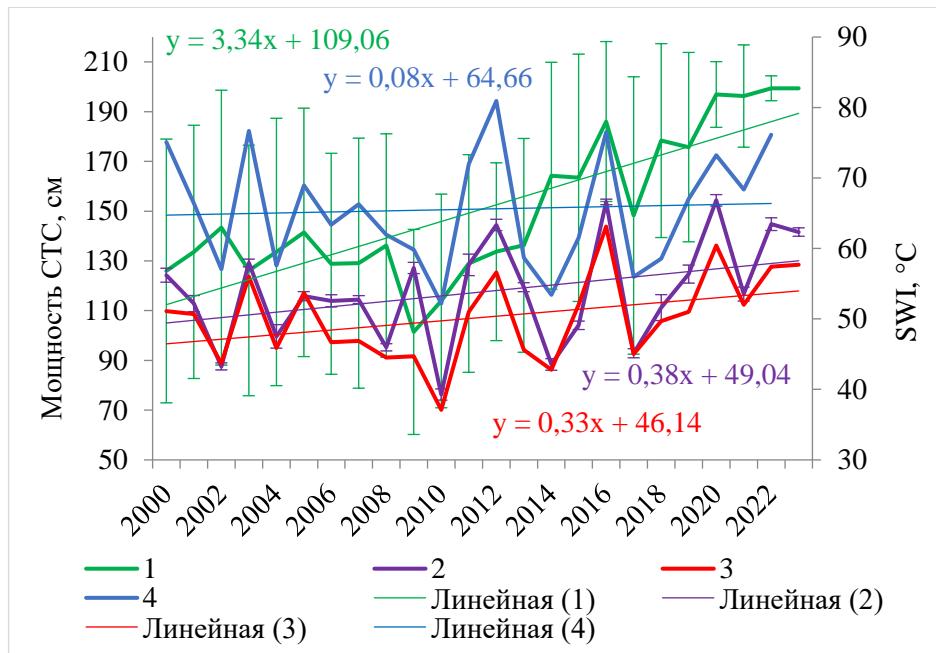


Рисунок 17 – Динамика значений 1) мощности СТС, 2) SWI_{LST}, 3) SWI_M, 4) SWI_{LSTM} на участке №2 за период с 2000 по 2023 гг. (в виде пределов погрешностей указаны значения стандартного отклонения)

Сопоставление глубины протаивания с температурными индексами выявило наличие статистически достоверной корреляционной зависимости с SWI_M ($r = 0,61$, $r^2 = 0,35$, при $p < 0,05$) и с SWI_{LST} ($r = 0,40$, $r^2 = 0,17$, при $p < 0,05$) (рисунок 18). Ранее было определено, что зависимость между мощностью СТС и летними температурами поверхности почвы отсутствует и обнаруживается только с зимними и среднегодовыми значениями (Бобрик и др., 2015). Таким образом, за последнее десятилетие выросло влияние температуры атмосферного воздуха и земной поверхности на глубину сезонного протаивания, хотя корреляция была довольно слабой. В аномально теплом 2020 г. был отмечен существенный рост мощности СТС, достигшей 197 см, однако в последующие годы с более низкими температурами сохранилась тенденция к росту показателя и к 2022 г. глубина протаивания составила 199 см. При соотнесении значений мощности СТС и максимальной мощности снежного покрова за прошедший зимний период статистически значимых связей не наблюдалось. Тем не менее, стоит отметить, что в год, когда мощность снежного покрова была максимальной (2014 г. – 129 см) зафиксировано резкое увеличение глубины протаивания (164 ± 4 см) по отношению к

прошлому году (136 ± 4 см), что также обусловлено мягкой зимой и большим количеством осадков за весенне-летний период (Пономарева и др., 2015). Кроме этого, в год с одной из самых малоснежных зим (2016–2017 гг. – 69 см) определено резкое снижение мощности СТС, которое составило 148 ± 5 см.

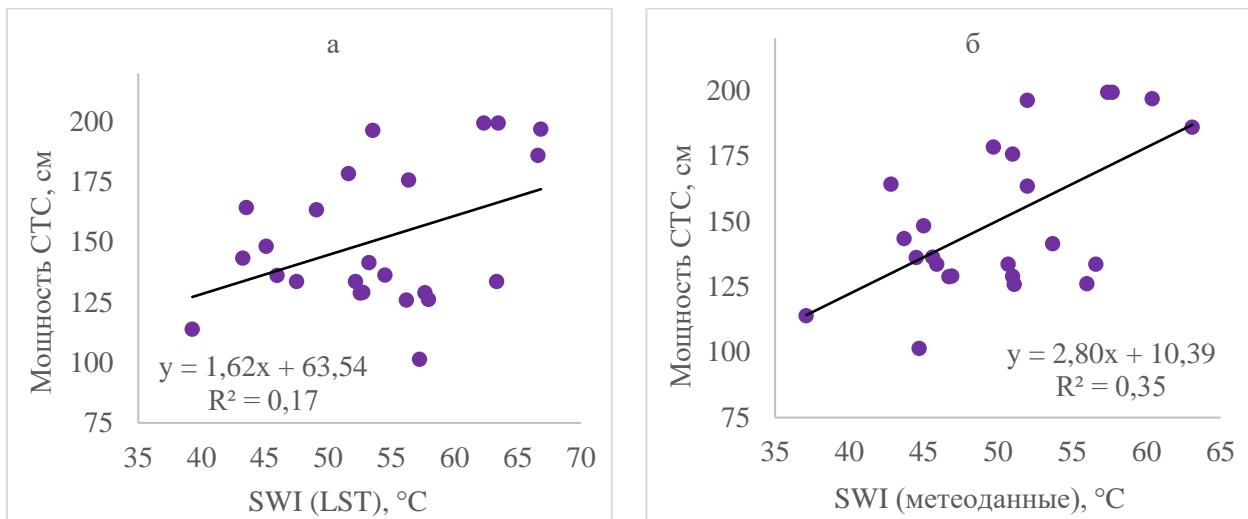


Рисунок 18 – Взаимосвязь мощности СТС мёрзлых торфяников с а) SWI_{LST} и б) SWI_M на участке №2 за период с 2000 г. по 2023 г.

Участок №3 (Южный Уренгой). Среднее значение SWI_{LST} мёрзлых бугристых торфяников и тундр составило $48,6 \pm 0,3$ °C, немного уступая по данному показателю близкому по ландшафтным условиям лиственничному редколесью ($49,0 \pm 0,3$ °C), при средней степени межгодовой вариабельности (14%) (рисунок 19). Сравнение с SWI_{LST} северотаёжных геосистем показывает заметное снижение значений в лесотундре. Так, разница между величинами SWI_{LST} для мёрзлых торфяников участков №1–2 с участком №3 составляет около 5 °C. В целом, SWI_{LST} на участке №3 соответствует средним значениям на данной широте в Западной Сибири, составляющим 40–50 °C (Bhatt et al., 2021). Годы с самыми низкими (2010 г. – торфяник и тундра – $33,6 \pm 0,2$ °C, лиственничное редколесье – $34,0 \pm 0,3$ °C) и высокими значениями (2016 г. – торфяник и тундра – $62,9 \pm 0,3$ °C, лиственничное редколесье – $64,0 \pm 0,4$ °C) совпадают с данными по северотаёжным участкам. В течение года среднее значение LST каждого месяца для лиственничного редколесья для немного выше, чем LST для торфяников и тундр.

Линейный тренд SWI_{LST} рассматриваемых природных комплексов за период с 2000 по 2023 гг. имеет положительную направленность и статистически значим ($p < 0,10$), однако более выражен для торфяников ($+0,40$ °C/год) (рисунок 19). По величине тренда лесотундровые торфяники близки к северотаёжным, однако уступают участку №1 ($+0,43$ °C/год) и несколько превосходят участок №2 ($+0,38$ °C/год). Годом нарушения однородности ряда SWI_{LST} стал 2010 г. со значимым возрастанием средних значений в последующем периоде на $6,5$ °C

($p < 0,01$). Отмечается отсутствие статистических различий дисперсий выделенных отрезков времени, что совпадает с результатом по северотаёжным участкам.

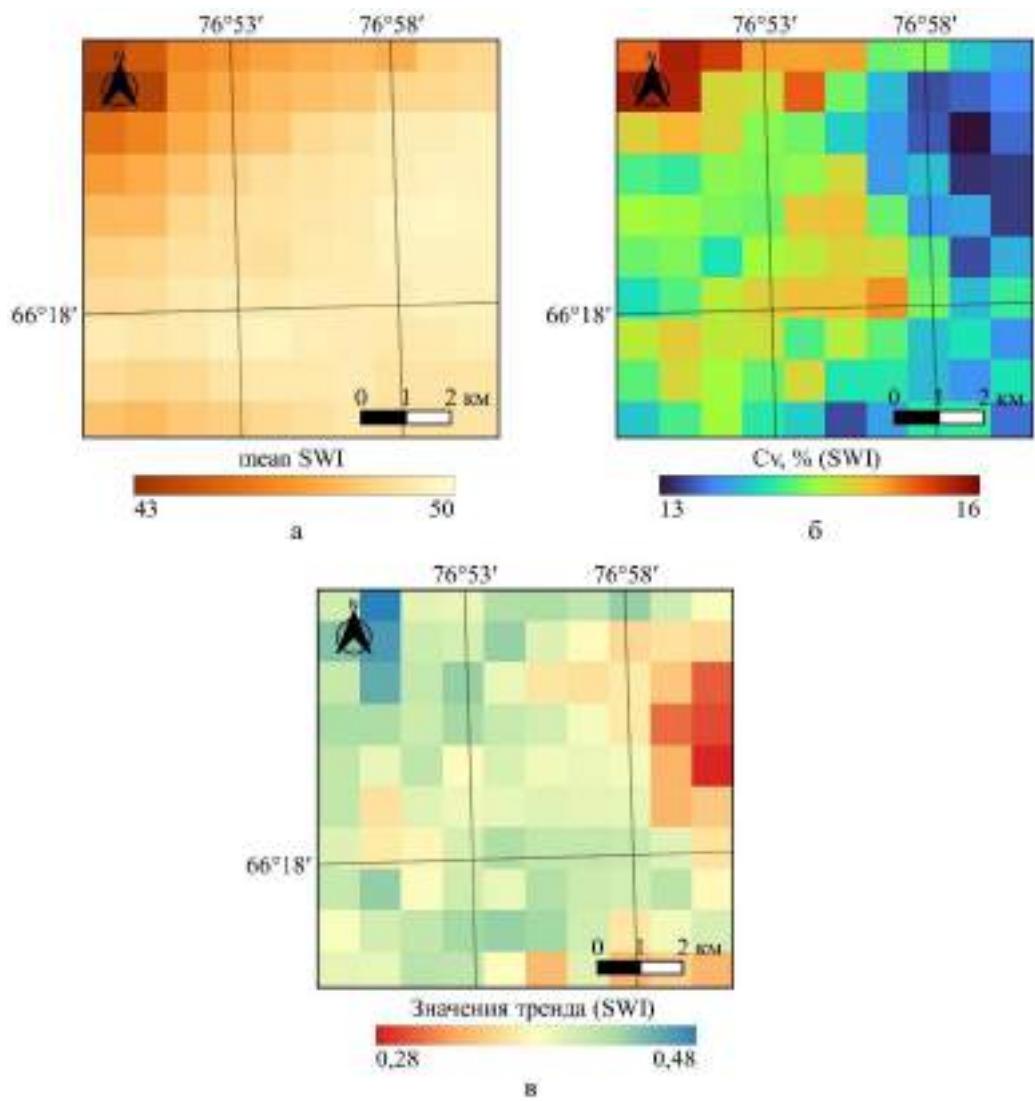


Рисунок 19 – Карты-схемы показателя SWI_{LST} на участке №3 за период с 2000 по 2023 гг.: а) осредненное значение SWI_{LST}, б) коэффициент вариации (C_v) SWI_{LST}, в) значения линейного тренда SWI_{LST}

Превышение среднего значения SWI_{LST} торфяников и тундр над SWI_M (45,9 °C) составило 2,7 °C, что почти на 1 °C меньше разницы данных показателей, чем на участке №2. Отмечается высокая корреляционная связь между SWI_{LST} торфяников и тундр и SWI_M ($r = 0,96$, $r^2 = 0,91$, при $p < 0,01$) (рисунок 20). Тренд SWI_{LST} торфяников и тундр (0,40 °C/год), как и на участках в северной тайге, выше, чем SWI_M (+0,28 °C/год) (рисунок 21). Среднегодовой тренд LST_{год} за последние десять лет (2014–2023 гг.) составил +0,26 °C/год, что больше тренда роста приземной температуры атмосферного воздуха (+0,16 °C/год) за этот временной отрезок и многолетнего тренда температуры ММП в южной лесотундре (+0,045 °C/год) (Гравис, Дроздов, 2016).

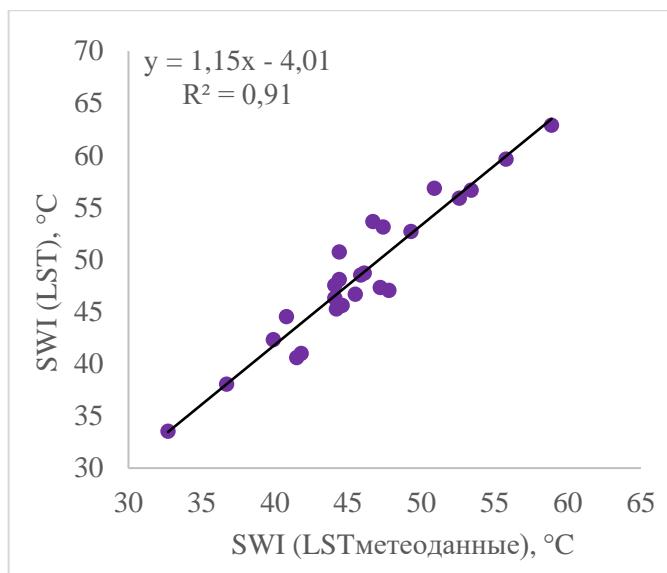


Рисунок 20 – Взаимосвязь SWI_{LST} торфяников и тундр с SWI_M на участке №3 за период с 2000 г. по 2023 г.

На рассматриваемом участке в лиственничном редколесье в начале XXI в. температура мёрзлых грунтов стала положительной, но близкой к 0 °C, до глубины 10 м, что указывает на максимальную уязвимость данных геосистем к потеплению климата (Васильев и др., 2008). Примерно в этот же период (2000–2008 гг.) не отмечалось деградации мерзлоты под плоскобугристыми торфяниками – температура ММП оставалась стабильно отрицательной на уровне –1 °C, при тенденции её возрастания +0,7 °C на 1 °C повышения приземной температуры атмосферного воздуха (Дроздов и др., 2010). С 2008 по 2010 гг. температура ММП под торфяниками оставалась ниже –1 °C, с заметным её понижением в последний год на этом отрезке, что совпадает с аномально холодной зимней температурой (–31,8 °C) и малоснежной зимой (максимальная высота снежного покрова составила 87 см, при среднем значении 112 см), а также наиболее низкой летней температурой (10,0 °C) и показателем SWI_{LST} ($33,6 \pm 0,2$ °C). Более сильный контраст в 2010 г. по отношению к предыдущему году был отмечен для глубины 3 м и достигал 3 °C (Украинцева и др., 2011). Согласно (Васильев и др., 2020) к 2018 г. температура ММП под торфяниками и тундрами стала выше –1 °C. Отмечено, что современный тренд возрастания среднегодовой температуры ММП в южной лесотундре (+0,045 °C/год) немного меньше значения, зафиксированного за последние 30 лет XX в. (+0,047 °C/год) (Гравис, Дроздов, 2016). Замедление данного тренда происходит на фоне заметного возрастания среднегодовой приземной температуры атмосферного воздуха, что указывает на сохранение устойчивости ММП к потеплению климата в районе исследования (Малкова и др., 2023).

Глубина сезонного протаивания на плоскобугристом торфянике за период с 2008 по 2022 гг. изменялась от 65 ± 4 см (2009 г.) до 120 ± 5 см (2020 г. и 2022 г.), при положительном

статистически значимом тренде $+3,4$ см/год ($p < 0,01$) (рисунок 21). Сравнительный анализ по участкам показывает, что отмечается более выраженная тенденция увеличения сезонного протаивания в южной лесотундре, чем в северной тайге. Отмечена слабая корреляционная связь мощности СТС с SWI_{LST} ($r = 0,33$) и остальными метеопараметрами ($r = 0,39$ с SWI_M , $r = 0,36$ со среднегодовой приземной температурой атмосферного воздуха, $r = 0,36$ и $r = 0,34$ с суммой зимних и летних осадков) (рисунок 22). Однако множественный регрессионный анализ показал, что более значимым фактором, влияющим на глубину сезонного протаивания является сумма зимних осадков ($p < 0,10$), чем температурный показатель. Межгодовой ход SWI_{LST} и SWI_M имеет более скачкообразный характер и отличается меньшим стандартным отклонением, чем мощности СТС (рисунок 21). Практически отсутствие взаимосвязи выявлено при сопоставлении с максимальной мощностью снежного покрова за прошедший зимний период – при заметном увеличении глубины протаивания наблюдается незначительное снижение показателя ($-0,4$ см/год). Вероятно, более значимое влияние на мощность СТС в лесотундре оказывают динамические процессы в ландшафтах, преимущественно связанные с изменчивостью растительного покрова, чем климатические показатели (Петров и др., 2018).

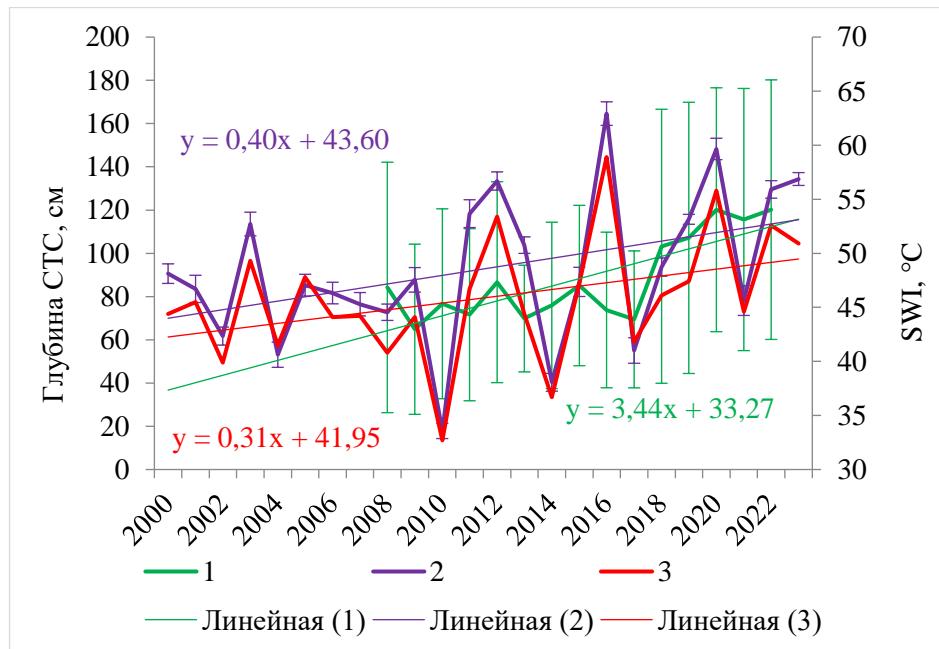


Рисунок 21 – Динамика значений 1) мощности СТС (2008–2022 гг.), 2) SWI_{LST} , 3) SWI_M (2000–2023 гг.) на участке №3 (в виде пределов погрешностей указаны значения стандартного отклонения)

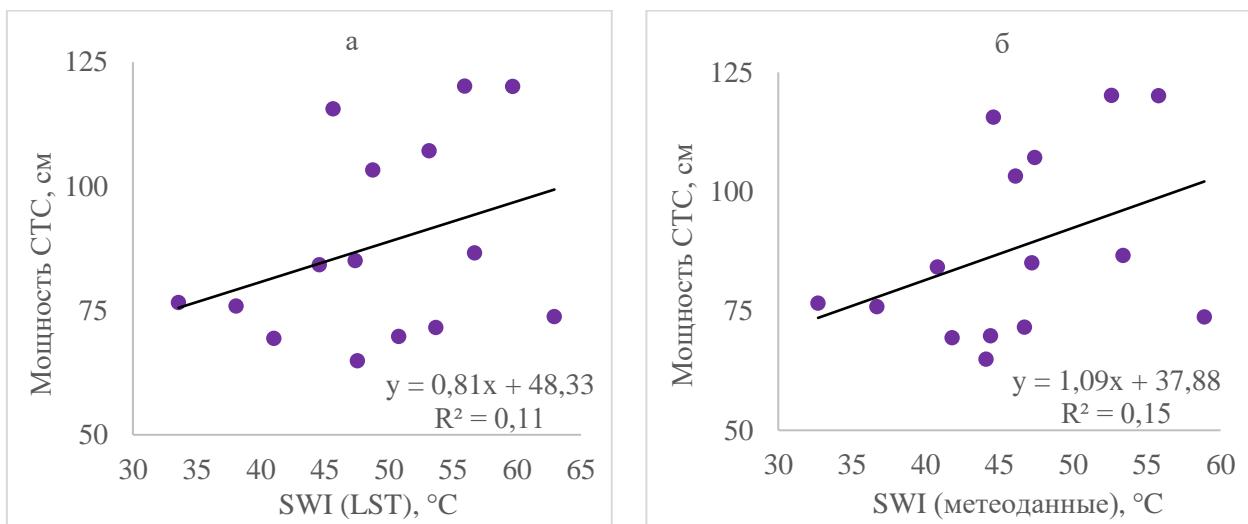


Рисунок 22 – Взаимосвязь мощности СТС мёрзлых торфяников с а) SWI_{LST} и б) SWI_M на участке №3 за период с 2008 по 2022 гг.

Участок №4 (Лабытнанги). Среднее значение SWI_{LST} мёрзлых бугристых торфяников и тундр составило $47,5 \pm 0,4$ °C, при этом превышая по величине показателя берёзово-лиственничного редколесья ($46,6 \pm 0,3$ °C) почти на 1 °C. Межгодовая вариабельность значений SWI_{LST} на уровне 14% (рисунок 23). По величине SWI_{LST} уступают сопоставимым геокомплексам лесотундрового участка №3 на 1–2 °C и соответствуют среднему значению для данной территории на севере Западной Сибири (40–50 °C) (Bhatt et al., 2021). Пиковые значения SWI_{LST} согласуются с общей региональной тенденцией – наименьшая величина отмечена в 2010 г. (торфяник и тундра – $31,5 \pm 0,6$ °C, редколесье – $32,8 \pm 0,5$ °C), наибольшая – в 2016 г. (торфяник и тундра – $62,0 \pm 0,2$ °C, редколесье – $61,6 \pm 0,3$ °C). Внутригодовое изменение SWI_{LST} показывает, что только в мае в среднем температура поверхности в редколесье отличается большими значениями, в остальные месяцы более высокая величина характерна для торфяников и тундр.

Линейный тренд SWI_{LST} за период с 2000 по 2023 гг. статистически значим и более выражен для торфяников и тундр ($+0,44$ °C/год, $p < 0,10$) (рисунок 23), чем для редколесий ($+0,40$ °C/год, $p < 0,10$). Сравнение между лесотундровыми участками выявило, что более интенсивная тенденция возрастания SWI_{LST} отмечена на участке №4. Согласно проведённой оценке стационарности временных рядов, нарушение однородности отмечено в 2015 г. Среднее значение теплового индекса за период 2016–2023 гг. статистически значимо отличается от величины за 2000–2015 гг. и характеризовалось увеличением на 8,9 °C ($p < 0,01$). Различие дисперсий статистически недостоверно.

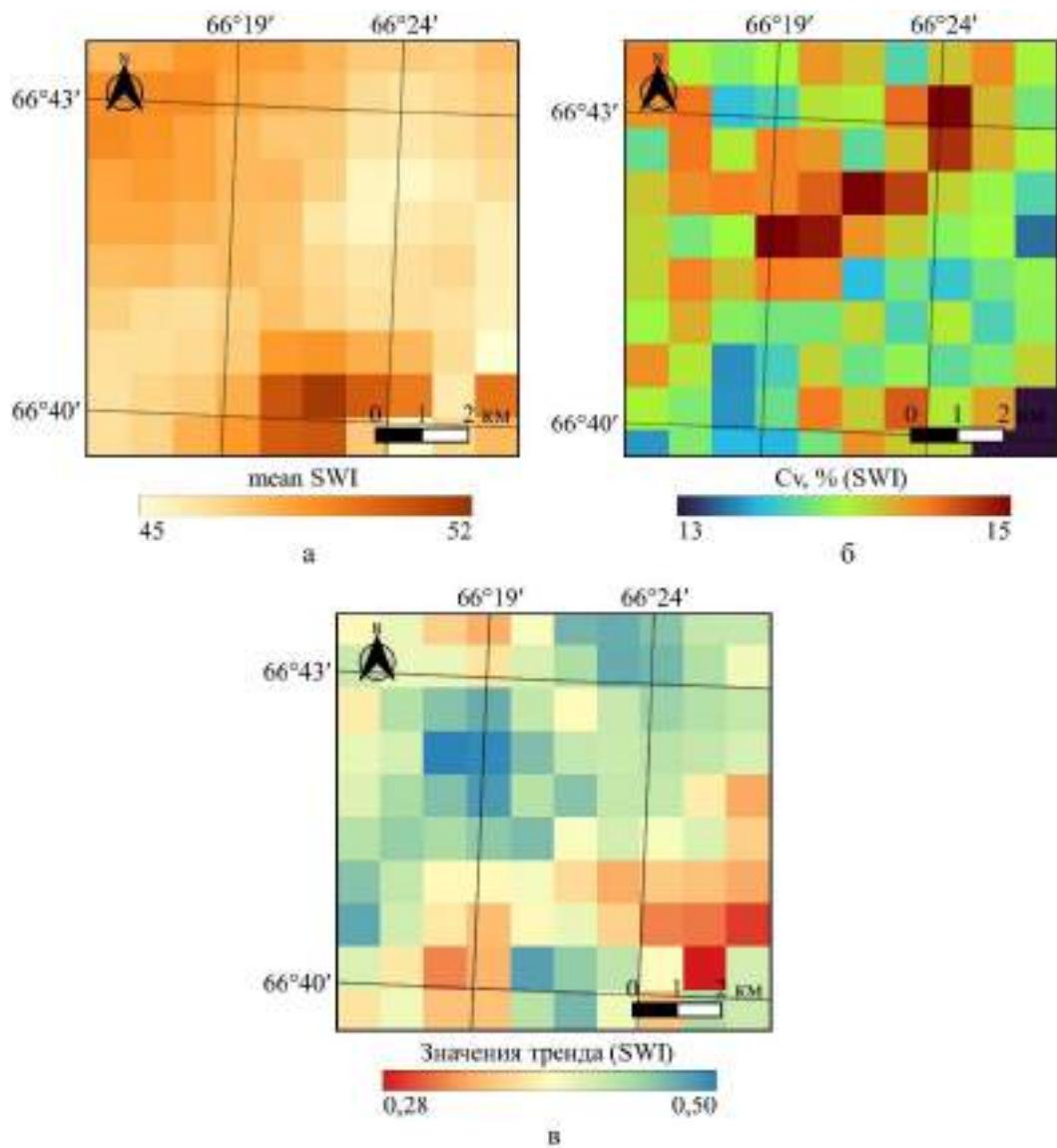


Рисунок 23 – Карты-схемы показателя SWI_{LST} на участке №4 за период с 2000 по 2023 гг.:
 а) осредненное значение SWI_{LST} , б) коэффициент вариации (C_v) SWI_{LST} , в) значения линейного тренда SWI_{LST}

Среднее значение SWI_{LST} больше SWI_M на 1,5 °C и SWI_{LSTM} на 9,7 °C. Показатель SWI_{LST} наиболее сильно коррелирует с SWI_M ($r = 0,92$, $r^2 = 0,85$, при $p < 0,01$) и меньше с SWI_{LSTM} ($r = 0,68$, $r^2 = 0,46$, при $p < 0,01$) (рисунок 24). В течение тёплого периода наиболее сильная взаимосвязь SWI_{LST} с SWI_M и SWI_{LSTM} выявлена в августе ($r = 0,90$ и $r = 0,68$, соответственно, при $p < 0,01$). Тренд SWI_{LST} торфяников ($+0,44$ °C/год) выше SWI_M ($+0,33$ °C/год), однако меньше SWI_{LSTM} ($+1,1$ °C/год), что преимущественно связано с относительно высокими значениями за последние несколько лет (>60 °C с 2020 по 2022 гг.) (Приложение 2). Среднегодовая величина тренда LST по данным метеостанции составляет $+0,23$ °C/год, что превышает значение тренда температуры ММП в лесотундре ($+0,045$ °C/год) (Васильев и др., 2020).

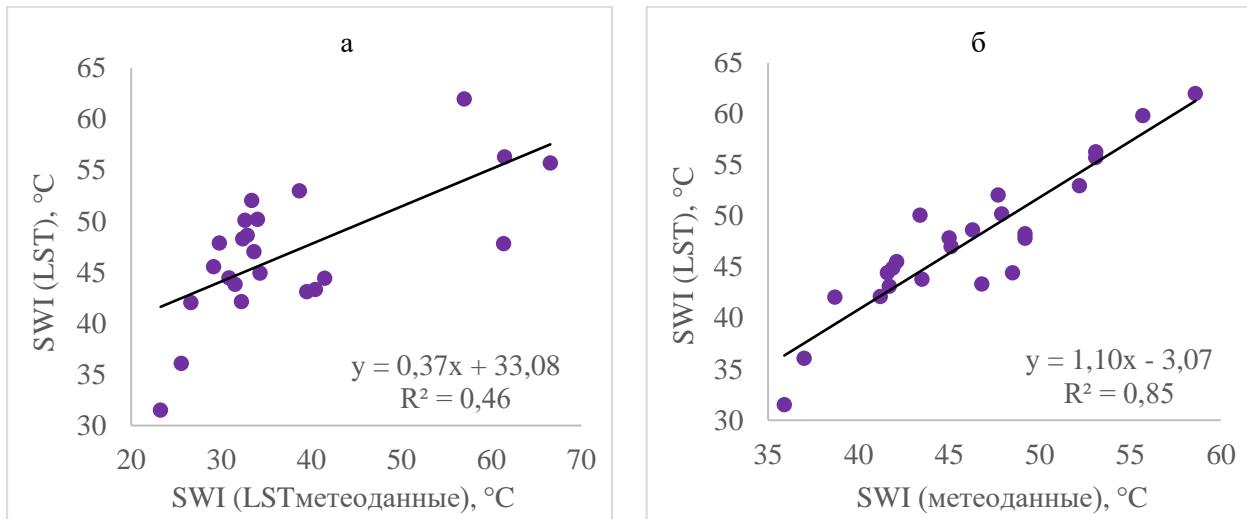


Рисунок 24 – Взаимосвязь SWI_{LST} торфяников с а) SWI_M и б) SWI_{LSTM} на участке №4 за период с 2000 по 2023 гг.

Глубина сезонного протаивания на плоскобугристом торфянике на участке №4 за период с 2013 по 2021 гг. изменялась от 37 см (2017 г.) до 57 см (2021 г.), при среднем значении 49 ± 2 см. Линейный тренд положительный и статистически незначим ($+1,17$ см/год) (рисунок 25), что, вероятно, обусловлено малым временным рядом данных ($n = 9$). Межгодовая вариабельность значений глубины сезонного протаивания средняя (14–15%), что наблюдается на всех участках исследования. Согласно (Валдайских, Некрасова, 2017), за период с 2012 по 2017 гг. мощность СТС в редколесьях составила в среднем 256 см с трендом $+0,71$ см/год, превышающим тренд для плоскобугристого торфяника за этот же временной отрезок ($+0,47$ см/год). Таким образом, данные показывают, что после 2017 г. сезонное протаивание усилилось, что соответствует тенденции роста температуры воздуха в приземном слое и поверхности земли. Резкое возрастание мощности протаивания грунтов отмечалось в годы с аномальными температурными условиями (2016 г. и 2020 г.). Тем не менее, корреляционная связь мощности СТС с SWI_M ($r = 0,46$) и SWI_{LST} ($r = 0,38$) невысокая и достоверна лишь с SWI_{LSTM} ($r = 0,59$, $r^2 = 0,34$, при $p < 0,10$) (рисунок 26), что подтверждает выводы (Валдайских, Некрасова, 2017) о не столь значимом влиянии температурного фактора. Малое влияние на мощность СТС оказывает средняя мощность снежного покрова за прошедший зимний период ($r = 0,34$), при этом наибольший вклад в изменчивость величины сезонного протаивания вносит сумма весенних осадков ($r = 0,61$, $r^2 = 0,37$, при $p < 0,10$).

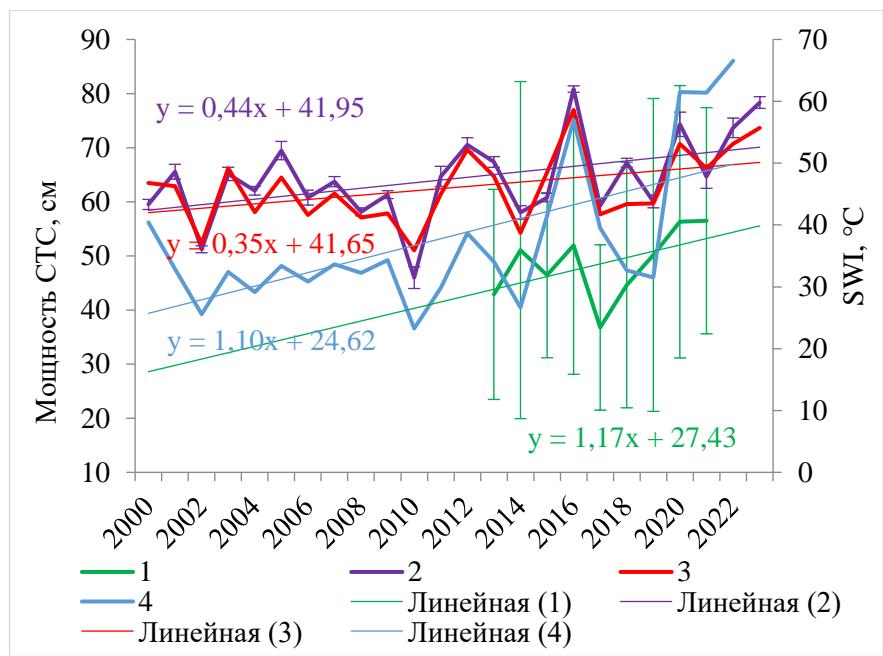


Рисунок 25 – Динамика значений 1) мощности СТС (2013–2021 г.), 2) SWILST, 3) SWIM, 4) SWILSTM (2000–2023 г.) на участке №3 (в виде пределов погрешностей указаны значения стандартного отклонения)

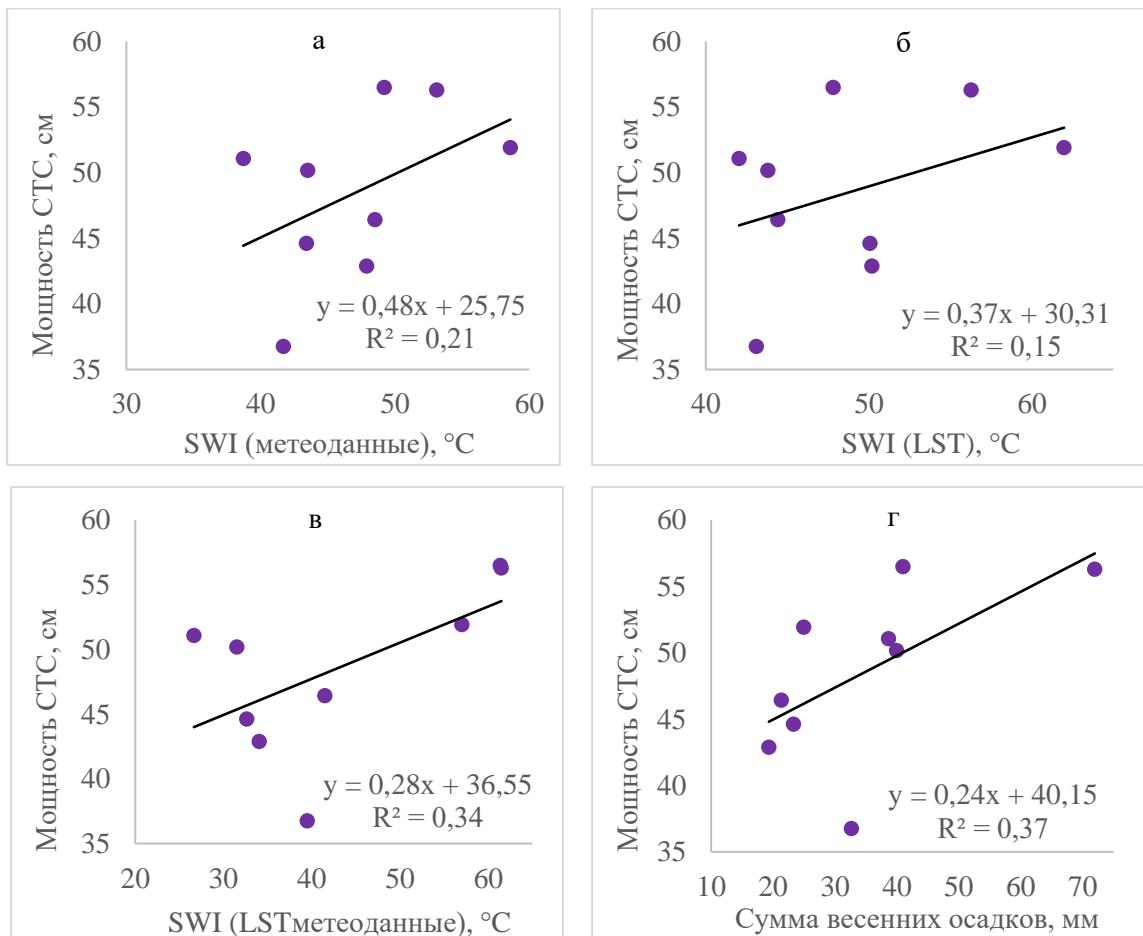


Рисунок 26 – Взаимосвязь мощности СТС мёрзлых торфяников с а) SWIM, б) SWILST, в) SWILSTM, г) суммой весенних осадков, на участке №4 за период с 2008 по 2022 гг.

Сравнительный анализ динамики значений SWI_{LST} рассматриваемых участков исследования показывает, что для мёрзлых торфяников статистически значимые различия определены между северотаёжными и лесотундровыми участками ($p < 0,05$), при этом в пределах одной биоклиматической зоны достоверные различия отсутствуют. На всех участках исследования происходит возрастание температуры земной поверхности со статистически значимым увеличением средних значений во второй половине рассматриваемого периода (с 2010 г.) ($p < 0,01$) и отсутствием значимых различий дисперсий по данным проведенной оценки стационарности временных рядов. Согласно значениям линейного тренда SWI_{LST} , на торфяниках наблюдается рост температуры на уровне $+0,40$ $^{\circ}\text{C}/\text{год}$, что немного превышает значение для лесных геосистем. Тренд SWI_{LST} выше тренда SWI_M . Для всех геосистем по SWI_{LST} наблюдается сильная корреляционная связь между изучаемыми участками ($r \geq 0,86$, при $p < 0,01$), а также при сопоставлении с SWI_M , что указывает на синхронность изменений приземной температуры атмосферного воздуха в исследуемом регионе. Кроме этого, менее сильная, но достоверная связь выявлена между SWI_{LST} и SWI_{LSTM} ($r \geq 0,68$, $p < 0,01$), что определяет объективность отражения температурного режима с использованием космоснимков MODIS. Соотнесение значений SWI_{LST} с SWI_{LSTM} выявило различия по ландшафтным зонам – если в северной тайге (участок №2) сумма среднемесячных температур > 0 $^{\circ}\text{C}$ поверхности горизонта почвы превышает величину по данным спутниковой съёмки, то в лесотундре (участок №4), наоборот, отмечается меньшее значение. Это свидетельствует о лучшем прогревании поверхностных горизонтов почв на более южных участках, что подтверждается данными по соотношению сумм температур земной поверхности на основе материалов полевых измерений и значений приземной температуры атмосферного воздуха в северной тайге и лесотундре (Гончарова и др., 2015; Каверин и др., 2014). Возрастание тренда тепловых индексов сопровождается увеличением температуры ММП и мощности СТС мёрзлых торфяников, однако влияние данного климатического показателя в малой степени объясняет изменение глубины сезонного протаивания, и чуть лучше выражено для северной тайги ($r^2 = 0,17$), чем для лесотундры ($r^2 = 0,13$), где более значимыми факторами могут являться сумма осадков и местные ландшафтные особенности (растительность, рельеф). Стоит отметить, что по данным регрессионного анализа, SWI_M статистически более точно описывает изменение мощности СТС, чем SWI_{LST} . В целом, наиболее неустойчивыми к потеплению климата можно считать мерзлотные ландшафты участка №3 в лесотундре, т.к. здесь происходит интенсивное возрастание температуры ММП ($+0,045$ $^{\circ}\text{C}/\text{год}$) и мощности СТС ($+3,44$ см/год) при сравнительно невысоком тренде роста среднегодовой приземной температуры атмосферного воздуха ($+0,16$ $^{\circ}\text{C}/\text{год}$) и LST ($+0,26$ $^{\circ}\text{C}/\text{год}$) за последнее десятилетие.

3.4. Климатические маркеры южных границ геокриологических зон

Температура поверхности земли за последнее десятилетие, согласно значениям $T_{\text{год}}$, уменьшается с юго-юго-запада на северо-северо-восток (рисунок 27), что соответствует типичному распределению на территории севера Западной Сибири и близко к приземной температуре атмосферного воздуха (Атлас ЯНАО, 2004). Тем не менее, температура земной поверхности отличается большей пространственной пестротой и зависит преимущественно от ландшафтных особенностей, в частности рельефа, что нагляднее проявляется по значениям параметров DDT и FDD (рисунок 27). Резкий шаг роста значений рассматриваемых климатических показателей отмечается при переходе от зоны островного распространения ММП к зоне прерывистого. Так, разница между ними по значениям F^b составляет 0,4, а между прерывистой и сплошной достигает лишь 0,1 (таблица 2). Контрастное распределение климатических параметров и индексов между южными пределами геокриологических зон объясняется большей меридиональной протяженностью островной зоны распространения ММП, чем прерывистой. Южная граница криолитозоны Западной Сибири маркируется следующими значениями показателей: $DDT = 1735 \text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{сут}$, $FDD = -3257 \text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{сут}$, $F^a = 1,40$, $F^b = 0,58$, $I = 1,46$. Соотнесение с аналогичными данными (Каверин и др., 2019), рассчитанными по значениям приземной температуры атмосферного воздуха, показывают, что ММП на южном пределе в Западной Сибири залегают в условиях более сурового климата и продолжительного периода отрицательных температур, чем на северо-востоке европейской части России.

Для определения различий внутри региональной криолитозоны были получены значения климатических параметров и индексов мёрзлых торфяников по исследуемым участкам (таблица 3). Данные показывают, что при практически равном значении суммы положительных температур ($\Delta DDT_{1-2} = 22 \text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{сут}$) в островной зоне распространения ММП, заметна разница в величине суммы отрицательных температур ($\Delta FDD_{1-2} = 548 \text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{сут}$). Таким образом, геокриологические условия в южной криолитозоне, распространение и площадь, занимаемая ММП зависят, прежде всего, от зимнего промерзания грунтов. При сравнении с участком вблизи южной границы сплошной мерзлоты (№3), разница в значениях DDT становится значительно ($\Delta_{2-3} = 135 \text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{сут}$), а по показателю FDD отмечается снижение ($\Delta_{2-3} = 306 \text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{сут}$). Кроме этого, стоит отметить, что при практически одинаковом расстоянии между участками наблюдается равная степень изменчивости величины коэффициента морозности F^b ($\Delta 0,02$) при увеличении широты и разная интенсивность нарастания суровости климата, согласно значениям I, более выраженная при переходе от участка на севере островной криолитозоны (№2) к участку с прерывистым распространением ММП (№3) ($\Delta_{1-2} = 0,04$, $\Delta_{2-3} = 0,12$). Можно констатировать, что геоинформационный анализ на основе данных дистанционного зондирования с использованием тепловых каналов позволяет наглядно

определять пространственные различия основных климатических температурных показателей и маркировать границы геокриологических зон.

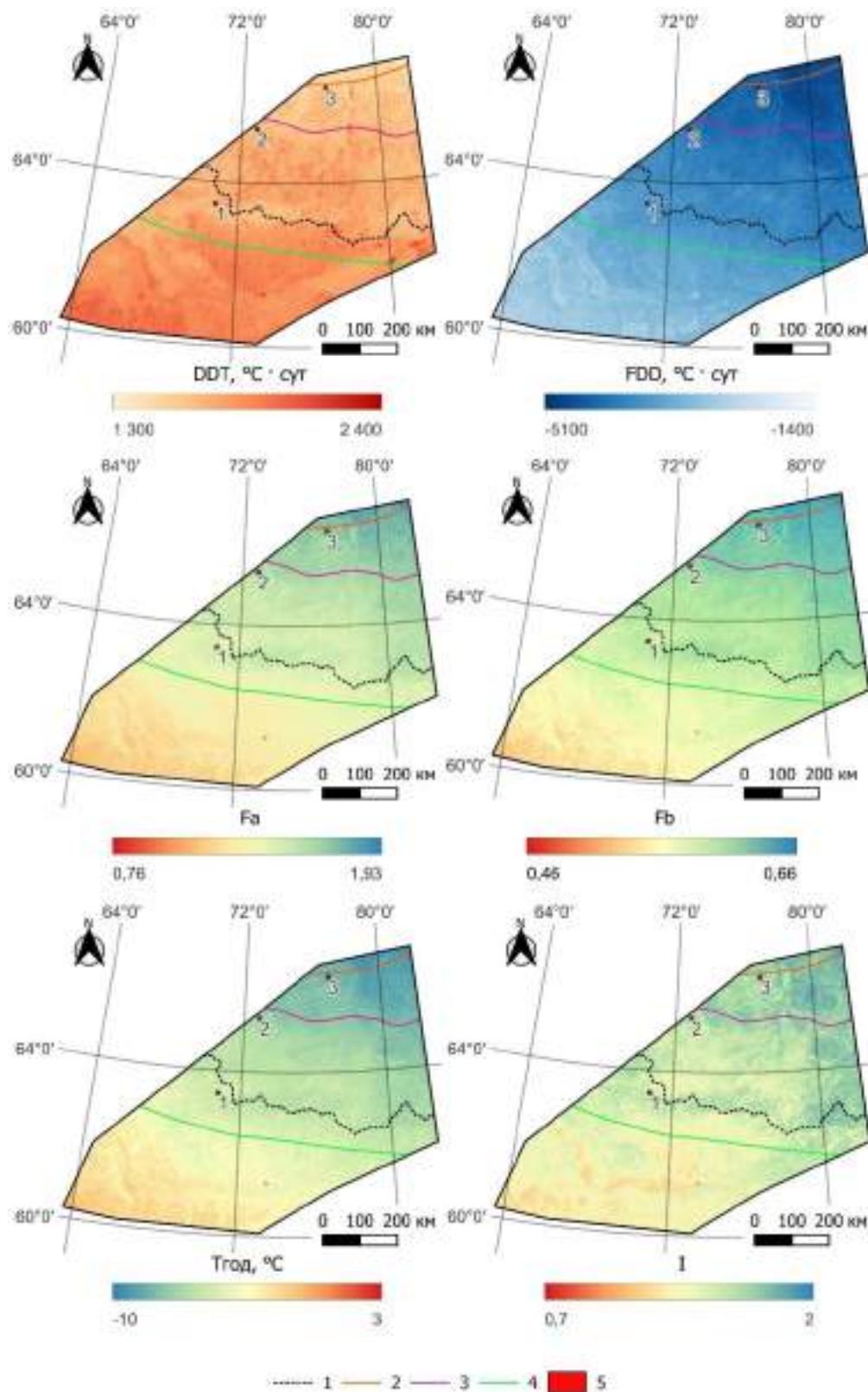


Рисунок 27 – Карты средних значений климатических параметров и индексов центральной части севера Западной Сибири за период 2014–2023 гг. 1 – граница субъектов Российской Федерации (ХМАО и ЯНАО); южные границы зон распространения ММП: 2 – сплошной, 3 – прерывистой, 4 – островной; 5 – участки исследования

Таблица 2 – Средние значения климатических параметров и индексов геокриологических границ центральной части севера Западной Сибири за период 2014–2023 гг.

Южные границы зон распространения ММП	DDT, °C·сут	FDD, °C·сут	T _{год} , °C	F ^a	F ^b	I
сплошная (n = 680)	1529±2	–4653±6	–8,71±0,02	1,75±0,002	0,63±0,0002	1,74±0,003
прерывистая (n = 1011)	1635±2	–4404±4	–7,76±0,01	1,64±0,0003	0,62±0,0002	1,70±0,002
островная (n = 1735)	1735±2	–3527±4	–4,87±0,01	1,40±0,001	0,58±0,0002	1,46±0,002

Таблица 3 – Средние значения климатических параметров и индексов мёрзлых торфяников на участках исследования (№№1–3) за период 2013–2024 гг.

Участки исследования	DDT, °C·сут	FDD, °C·сут	T _{год} , °C	F ^a	F ^b	I
№1 (n = 7)	1675±4	–3630±11	–5,49±0,03	1,47±0,003	0,59±0,0005	1,56±0,01
№2 (n = 9)	1697±3	–4178±7	–6,97±0,02	1,57±0,003	0,61±0,0004	1,60±0,02
№3 (n = 10)	1562±5	–4484±9	–8,18±0,02	1,69±0,002	0,63±0,0003	1,72±0,006

Глава 4. Анализ природных и антропогенных изменений растительного покрова и связь ландшафтной динамики с температурным режимом и геокриологическими параметрами

4.1. Пространственная и временная динамика NDVI и LAI

Участок №1 (природный парк «Нумто»). Средние значения TI-NDVI и NDVI_{max} многолетнемёрзлых бугристых кустарничково-лишайниковых торфяников за период исследования (2000–2023 гг.) составили $5,47 \pm 0,05$ и $0,65 \pm 0,005$, соответственно, сопряженных немёрзлых светло- и темнохвойных лесов и редколесий – $6,33 \pm 0,05$ и $0,70 \pm 0,004$, сезонно-мёрзлых кустарничково-сфагновых болот – $6,23 \pm 0,06$ и $0,72 \pm 0,007$ (рисунок 28). Близкие значения вегетационного индекса последних двух геосистем обусловлены хорошо развитым кустарниковым ярусом болотных комплексов, которые характеризуются высокими запасами фитомассы в течение вегетационного периода. Более низкие значения торфяников обусловлены малой продуктивностью сообществ с преобладанием лишайников (Елсаков и др., 2006). Стоит отметить, что рассмотренные показатели NDVI отличаются слабой взаимосвязью, т.к. отражают разные характеристики развития растительности в течение вегетационного периода. Так, в 2018 г. растительность торфяников имела наименьший показатель накопленной вегетационной активности (TI-NDVI – $4,85 \pm 0,05$) при одном из самых высоких значений NDVI_{max} ($0,68 \pm 0,005$). Лесные сообщества отличаются более продолжительным периодом развития фотосинтетически активной биомассы, но несколько уступают болотам по величине NDVI в пик вегетации.

Во всех рассматриваемых геокомплексах тенденции значений вегетационного индекса положительные, однако более выраженные и статистически значимые для лесной растительности (TI-NDVI $+0,032/\text{год}$, при $p < 0,10$ и NDVI_{max} $+0,003/\text{год}$, при $p < 0,01$). Фитоценозы торфяников показали меньшую величину с достоверным трендом NDVI_{max} $+0,001/\text{год}$, при $p < 0,10$ (рисунки 28–29). Согласно (Goetz et al., 2005), средняя скорость изменений NDVI_{max} (β) для изучаемого участка несущественная ($-0,003 < \beta \leq 0,003$). Вариабельность межгодовых значений (C_v) по NDVI_{max} незначительна (на уровне 3–4%) (наибольшее значение для торфяников), а по TI-NDVI возрастает до 10–11% (наименьшее значение для болот) (рисунок 29).

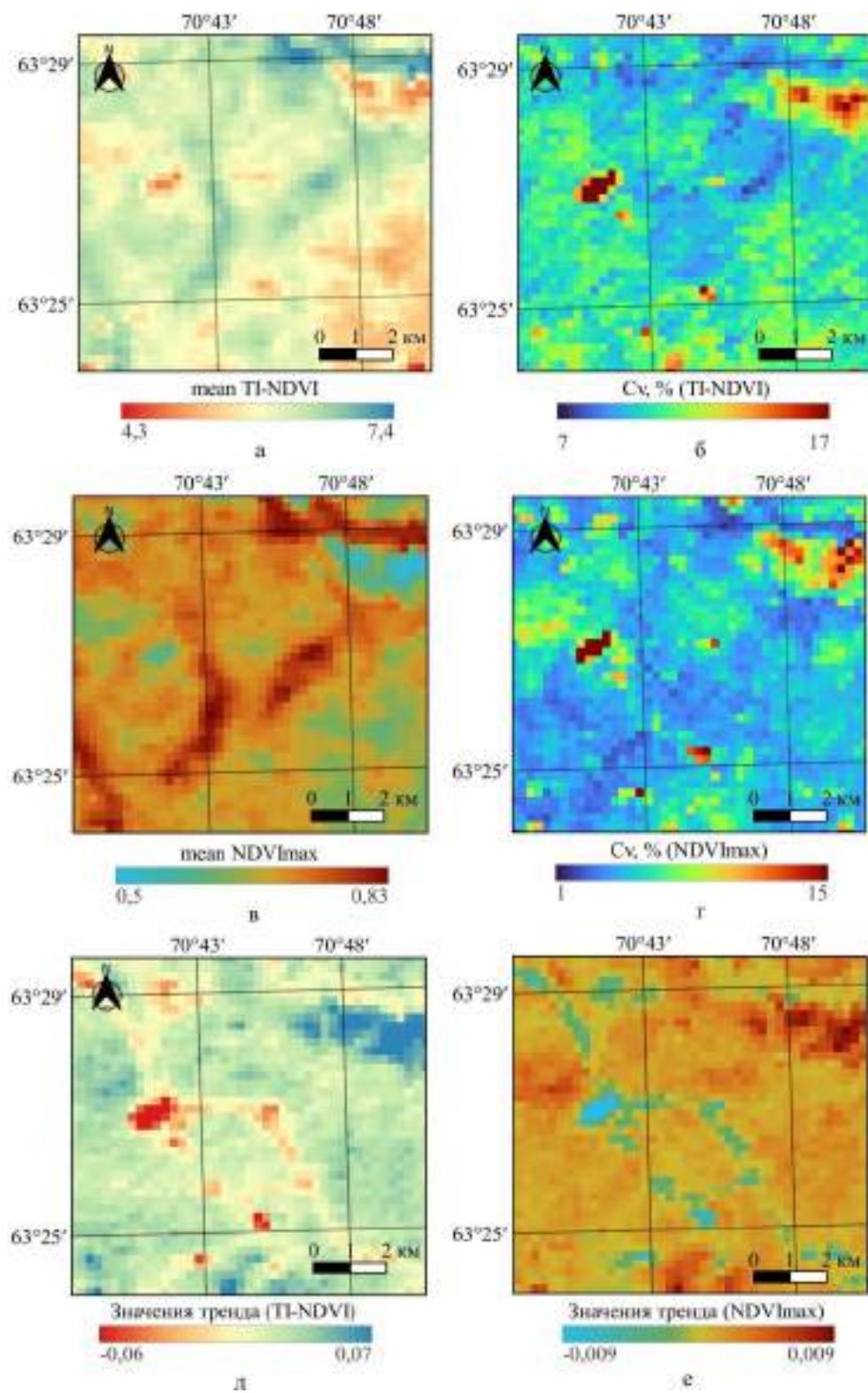


Рисунок 28 – Карты показателей вегетационного индекса на участке №1 за период с 2000 по 2023 гг.: а) осредненное значение TI-NDVI, б) коэффициент вариации (Cv) TI-NDVI, в) осредненное значение NDVI_{max}, г) коэффициент вариации (Cv) NDVI_{max}, д) значения линейного тренда TI-NDVI, е) значения линейного тренда NDVI_{max}

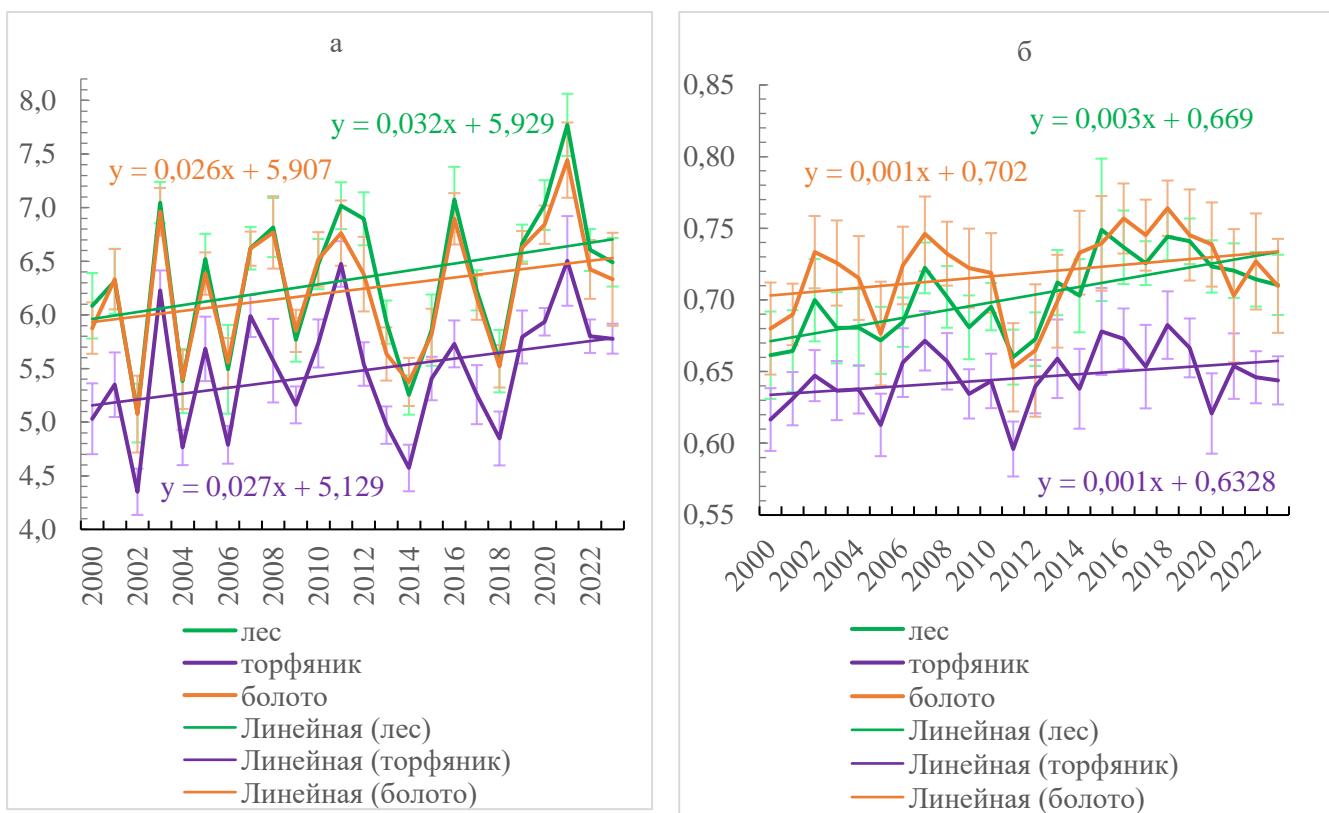


Рисунок 29 – Межгодовые изменения значений на участке №1 за период с 2000 по 2023 гг.:
а) TI-NDVI, б) NDVI_{max}

Среднее значение LAI_{max} для мёрзлых бугристых кустарничково-лишайниковых торфяников в среднем за период исследования (2000–2023 гг.) составило $1,59 \pm 0,09$ при средней степени межгодовой неоднородности величин ($C_v = 14\%$). Лесная растительность имеет близкое значение LAI_{max} – $1,66 \pm 0,25$ ($C_v = 15\%$), при этом несколько ниже среднего для лесных экосистем российского Севера (3,2) (Shabanov et al., 2021) и типичное для севера Западной Сибири (1–2) (Grabovskii et al., 2016). Наибольшее значение LAI_{max} ($2,14 \pm 0,66$) отмечено для плоских кустарничково-сфагновых болот с густым растительным покровом и характеризуется высоким показателем межгодовой вариативности ($C_v = 31\%$). Стоит отметить, что самые большие значения для растительности торфяников ($1,97 \pm 0,33$) и лесов ($2,20 \pm 0,21$) отмечены в 2016 г., когда приземная температура атмосферного воздуха летнего периода была аномально высокой на всем севере Западной Сибири (по данным метеостанции Юильск средняя температура летних месяцев превышала на $2,9^{\circ}\text{C}$ среднее значение за последние 24 года). При этом, значения NDVI_{max} в этот год не были максимально высокими за исследуемый период, но были выше среднего. Одно из самых низких значений температуры воздуха летнего периода (2011 г. – $12,8^{\circ}\text{C}$) стало причиной наиболее низких показателей LAI_{max} (торфяники – $1,27 \pm 0,09$, лес – $1,38 \pm 0,22$). Таким образом, прослеживается зависимость LAI_{max} от приземной температуры воздуха летнего периода. Корреляционная связь между LAI_{max} и NDVI_{max} близка к

сильной во всех рассматриваемых геокомплексах, (торфяники – $r = 0,69$, $r^2 = 0,47$, при $p < 0,01$; лес – $0,70$, $r^2 = 0,48$, при $p < 0,01$; болото – $0,67$, $r^2 = 0,45$ при $p < 0,01$) (рисунок 30).

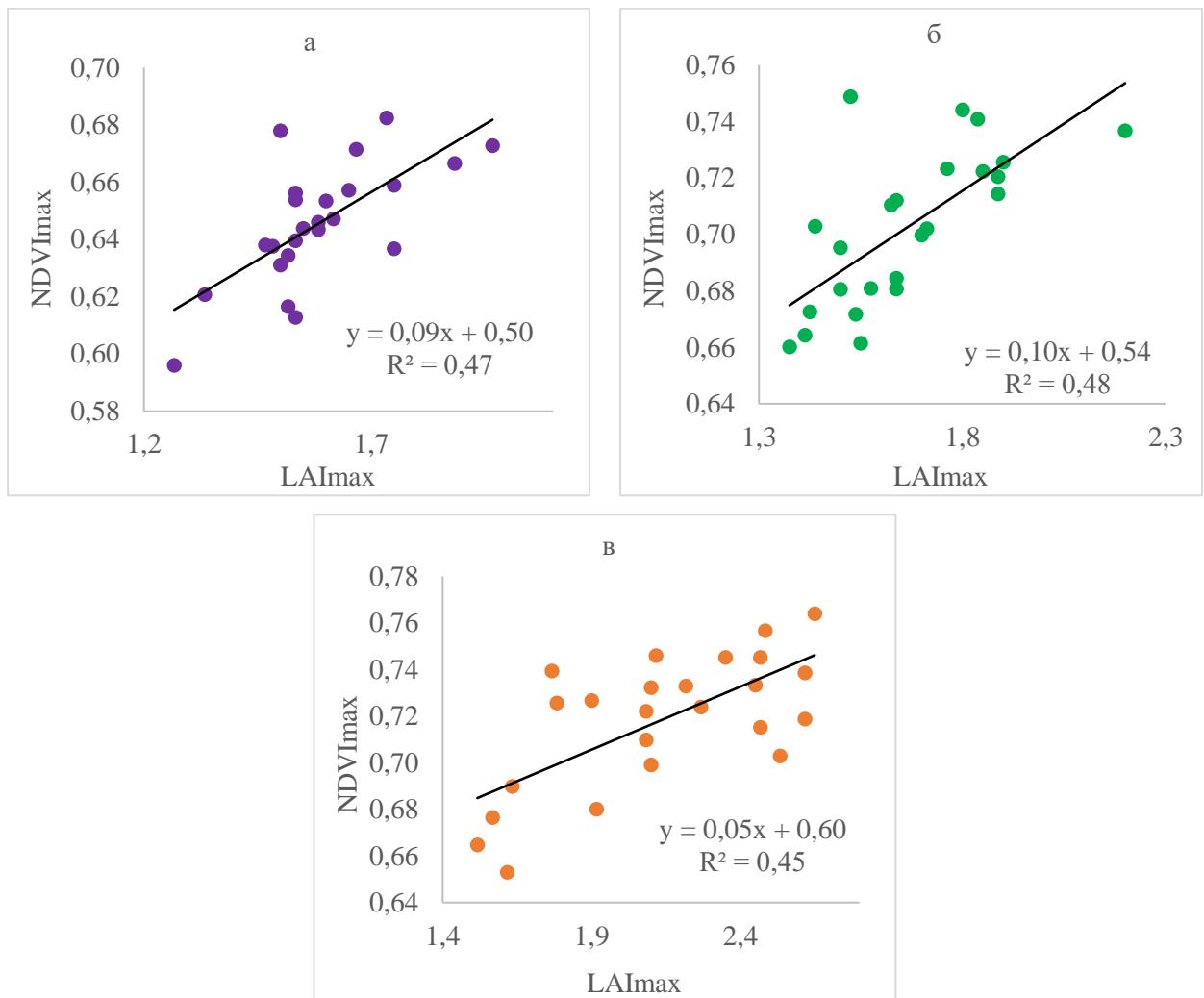


Рисунок 30 – Взаимосвязь между LAI_{max} и NDVI_{max} на участке №1 за период с 2000 по 2023 гг.:
а) торфяники, б) лес, в) болото

Статистически значимый тренд LAI_{max} (+0,013/год, при $p < 0,05$) наблюдается только для лесных фитоценозов. Положительная направленность динамики LAI_{max} и NDVI_{max} для лесных сообществ на участке №1 отличается от общей для зоны бореальных лесов, проявляющейся в снижении значений индексов (Beck, Goetz, 2011; Shabanov et al., 2021). Однако согласно исследованию (Зуев и др., 2019) для северной тайги Западной Сибири характерны положительные значимые тренды NDVI_{max}. Растительность торфяников имеет слабую тенденцию максимальных значений индекса листовой поверхности (+0,002/год) (рисунок 31).

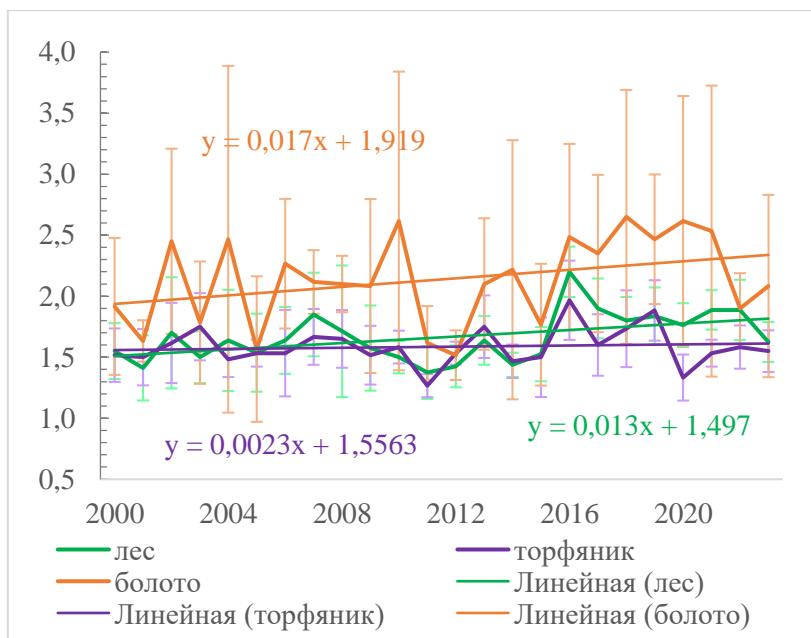


Рисунок 31 – Хронология значений LAI_{max} на участке №1 за период с 2000 по 2023 гг.

(в виде пределов погрешностей указаны значения стандартного отклонения)

Участок №2 (Надымский стационар). Средние значения $TI-NDVI$ и $NDVI_{max}$ мёрзлых бугристых травяно-кустарничково-мохово-лишайниковых торфяников за период исследования (2000–2023 гг.) составили $5,10 \pm 0,04$ и $0,63 \pm 0,006$, соответственно, сопряженных немёрзлых светло- и темнохвойных лесов и редколесий – $6,10 \pm 0,07$ и $0,74 \pm 0,008$, плоских кустарничково-травяно-моховых болот – $5,82 \pm 0,08$ и $0,72 \pm 0,013$ (рисунок 32). Сравнение полученных данных показывает, что наибольшее количество фитомассы на рассматриваемой территории свойственно для лесных сообществ, наименьшее – для растительных сообществ торфяников. По показателям вегетационного индекса совпадение лет максимальных (2020 г. – $TI-NDVI$ – $7,27 \pm 0,09$ и $NDVI_{max}$ – $0,77 \pm 0,008$) и минимальных значений (2002 г. – $TI-NDVI$ – $5,20 \pm 0,08$ и $NDVI_{max}$ – $0,71 \pm 0,008$) за рассматриваемый отрезок времени отмечается только для лесов. Необходимо отметить, что в 2020 г. наблюдалась аномально высокая приземная температура атмосферного воздуха зимне-весеннего периода (превышение более 5 °C относительно среднего значения), что стало причиной раннего начала вегетации и заметного увеличения продуктивности растительности в этот год. Для торфяников экстремумы $TI-NDVI$ зафиксированы в 2001 г. ($4,55 \pm 0,03$) и 2020 г. ($6,12 \pm 0,04$), $NDVI_{max}$ – в 2000 г. ($0,59 \pm 0,006$) и 2003 г. ($0,66 \pm 0,007$). Анализ значений $TI-NDVI$ и $NDVI_{max}$ показывает, что для фитоценозов торфяников и болот вклад значений фотосинтетически активной биомассы в пик развития растительности менее значим в суммарной величине, накопленной за вегетационный период, чем для лесных сообществ.

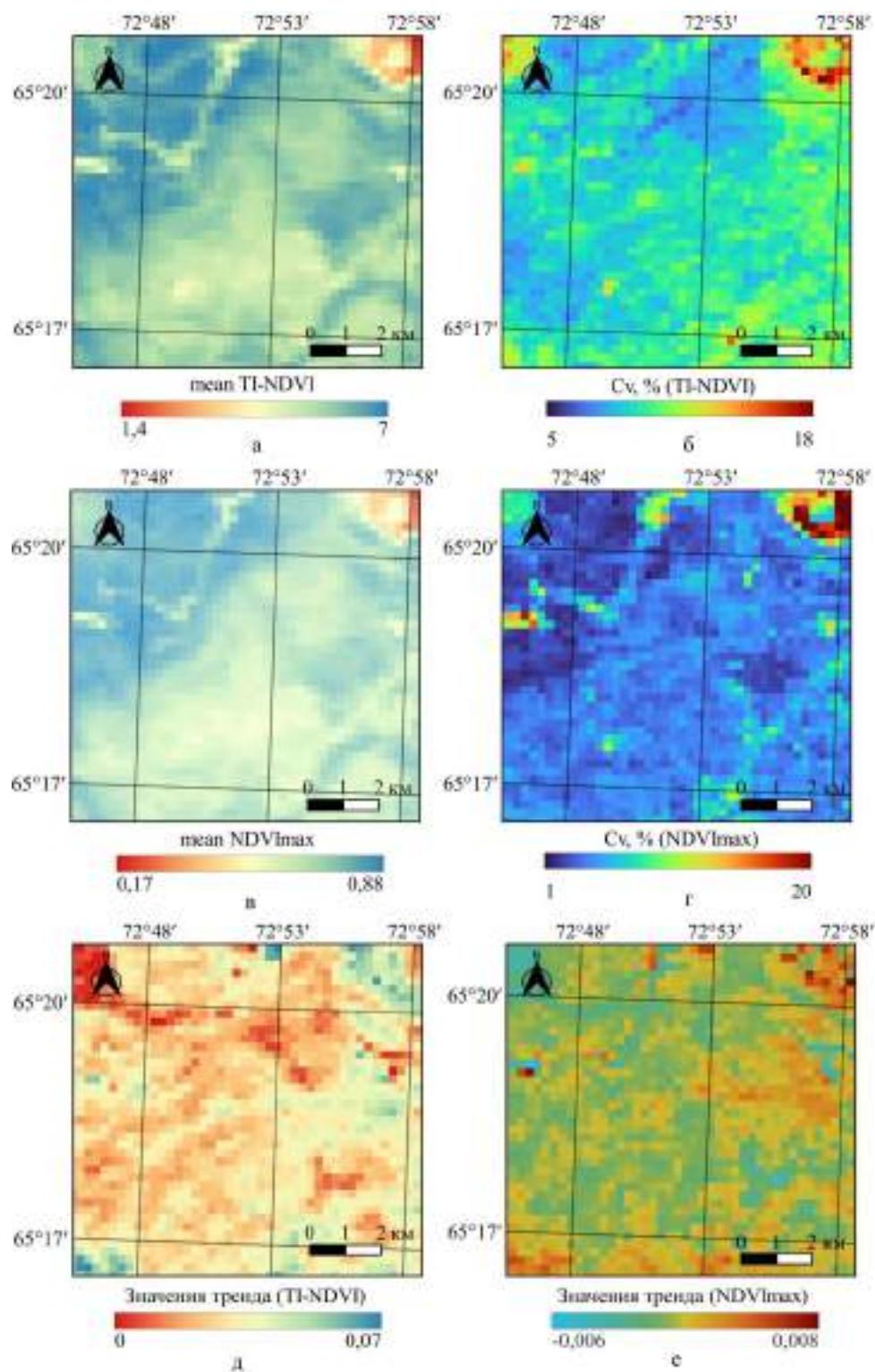


Рисунок 32 – Карты показателей вегетационного индекса на участке №2 за период с 2000 по 2023 гг.: а) осредненное значение TI-NDVI, б) коэффициент вариации (Cv) TI-NDVI, в) осредненное значение NDVI_{max}, г) коэффициент вариации (Cv) NDVI_{max}, д) значения линейного тренда TI-NDVI, е) значения линейного тренда NDVI_{max}

Во всех природных комплексах тренд значений TI-NDVI возрастает, при этом статистическая значимость отмечена для растительности лесов (+0,032/год, при $p < 0,10$) и

торфяников ($+0,025/\text{год}$, при $p < 0,05$) (рисунки 32–33). Динамика значений NDVI_{\max} менее выражена и не образует существенных изменений ($-0,003 < \beta \leq 0,003$), согласно (Goetz et al., 2005). Слабая отрицательная тенденция NDVI_{\max} растительных сообществ торфяников, несмотря на положительный достоверный тренд TI-NDVI, подтверждает вывод о независимости рассматриваемых показателей вегетационного индекса. В целом, результаты показывают, что рост фотосинтетически активной биомассы в районе Надымского стационара в последние годы стал интенсивнее, что проявляется в изменении направленности тренда со слабоотрицательной на слабоположительную (Тигеев и др., 2021). Вариабельность межгодовых значений (C_v) по TI-NDVI (торфяники – 8%, болото – 9%, лес – 10%) и NDVI_{\max} (лес и болото – 4%, торфяники – 5%) незначительна (рисунок 15), однако более заметна изменчивость для суммарно накопленной величины вегетационного индекса, что отражено на рисунке 32.

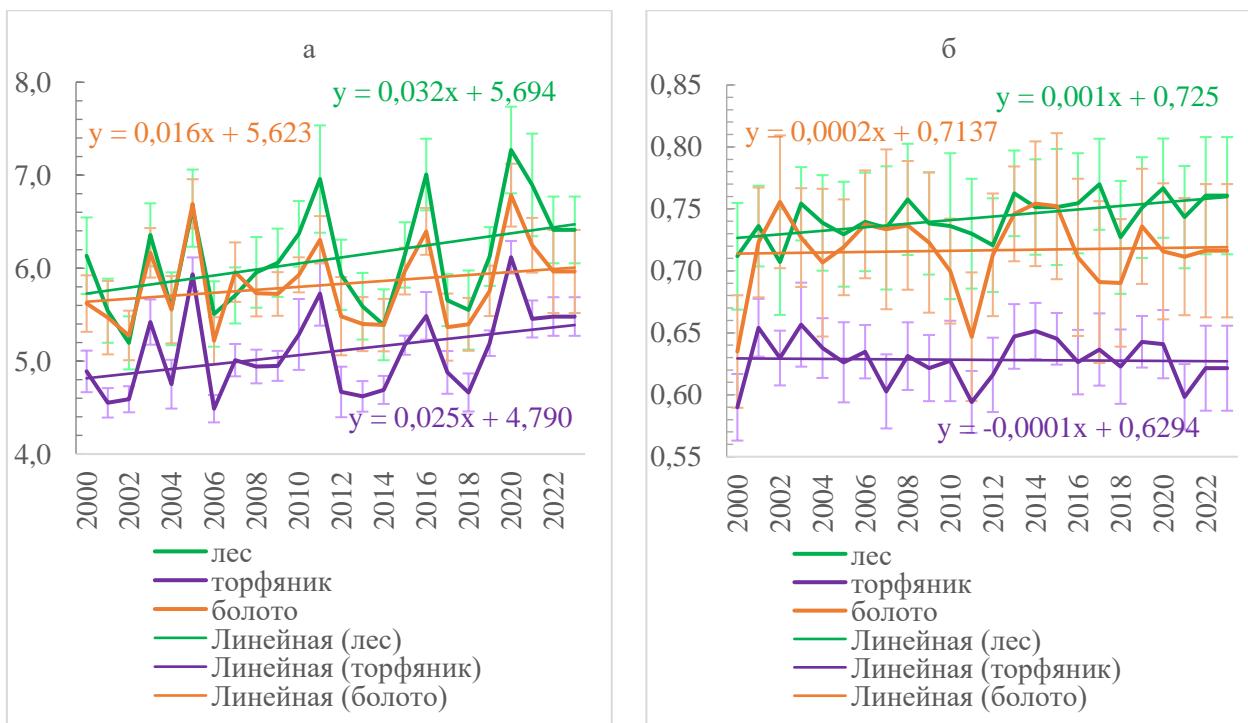


Рисунок 33 – Межгодовые изменения значений на участке №2 за период с 2000 по 2023 гг.:
а) TI-NDVI, б) NDVI_{\max} (в виде пределов погрешностей указаны значения стандартного отклонения)

Среднее значение LAI_{\max} для травяно-кустарничково-мохово-лишайниковых торфяников с 2000 по 2023 гг. составило $1,26 \pm 0,08$, при величине коэффициента вариации 17%. Лесная растительность и кустарничково-травяно-моховые болота имеют практически одинаковые значения LAI_{\max} – $1,81 \pm 0,05$ (C_v – 10%) и $1,82 \pm 0,14$ (C_v – 13%), соответственно. Относительно высокие значения LAI_{\max} у болотных комплексов обусловлены развитым кустарниковым покровом, преимущественно из ерника (*Betula nana*). Для лесных сообществ небольшая

величина индекса листовой пластинки связана с низкой сомкнутостью хвойных пород. Наименьшее значение LAI_{max} отмечено в 2000 г. (лес – $1,50 \pm 0,04$, торфяник – $0,91 \pm 0,07$), что и для $NDVI_{max}$. Наибольшее значение отмечено в аномально теплый 2016 г. (лес – $2,21 \pm 0,04$, торфяник – $1,46 \pm 0,06$), как и для участка №1, при этом в этот год величина $NDVI_{max}$ не достигала максимальных значений за рассматриваемый 24-летний период. В целом, отмечается высокая корреляционная связь между $NDVI_{max}$ и LAI_{max} для лесных сообществ ($r = 0,74$, $r^2 = 0,55$, при $p < 0,01$) и заметная для растительности торфяников ($r = 0,60$, $r^2 = 0,36$, при $p < 0,01$) (рисунок 34). Слабая взаимосвязь между показателями вегетационного индекса наблюдается для болотных фитоценозов ($r = 0,41$, $r^2 = 0,17$, при $p < 0,05$), что, вероятно, объясняется малой выборкой пространственных значений LAI_{max} , обусловленных более низким разрешением спутниковых снимков, чем для $NDVI_{max}$, и меньшим площадным распространением, в сравнении с лесными геосистемами и торфяниками.

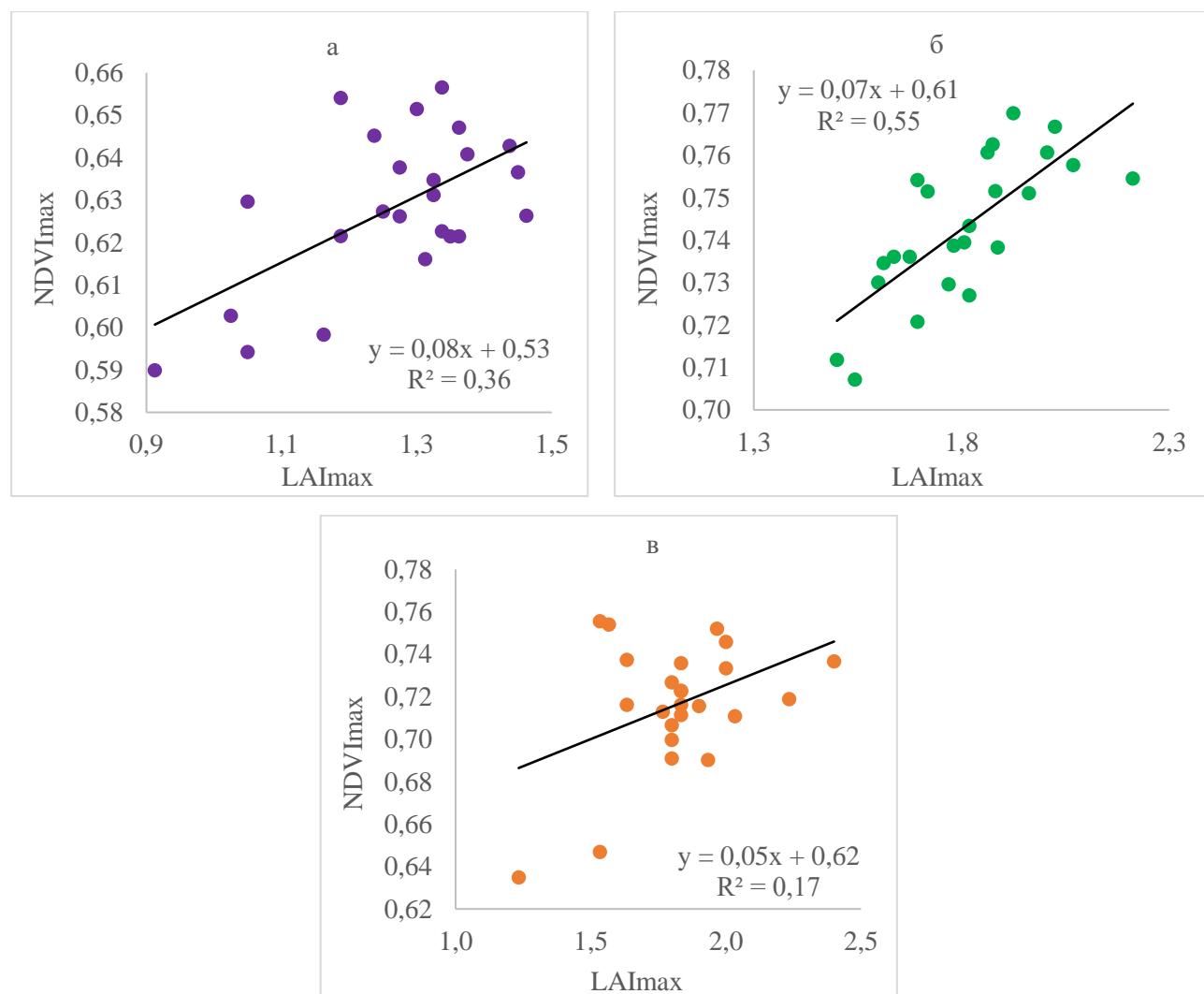


Рисунок 34 – Взаимосвязь между LAI_{max} и $NDVI_{max}$ на участке №2 за период с 2000 по 2023 гг.:
а) торфяники, б) лес, в) болото

Статистически значимый положительный тренд LAI_{max} наблюдается для растительности лесов (+0,015/год, при $p < 0,01$) и торфяников (+0,011/год, при $p < 0,01$) (рисунок 35) и по интенсивности проявления в них схож с $NDVI_{max}$. Сравнение трендов LAI_{max} для участков, расположенных в северной тайге (№1 и №2), показывает, что с увеличением широты в данной биоклиматической зоне динамика максимальной сомкнутости растительного покрова становится более выраженной для лесных геосистем, чем для торфяников.

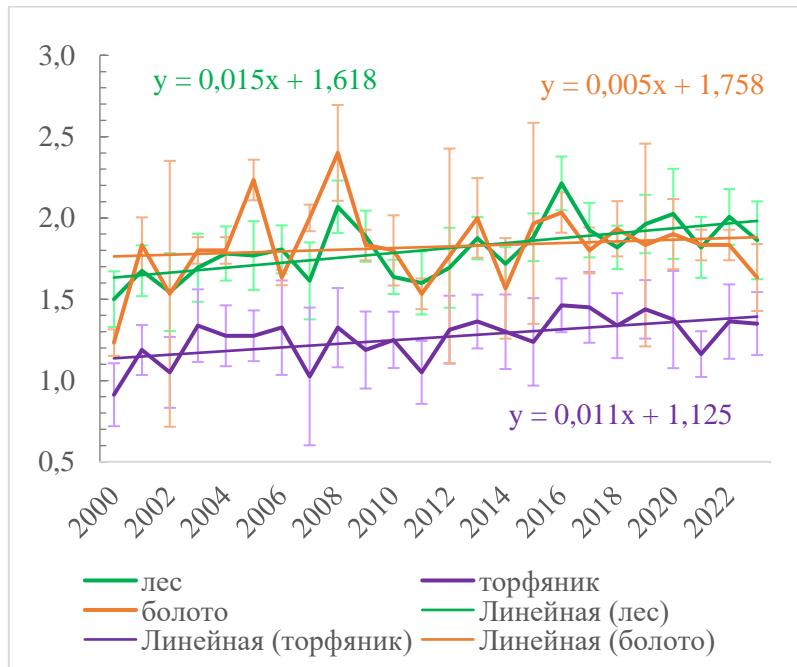


Рисунок 35 – Хронология значений LAI_{max} на участке №2 за период с 2000 по 2023 гг. (в виде пределов погрешностей указаны значения стандартного отклонения)

Участок №3 (Южный Уренгой). Средние значения $TI-NDVI$ и $NDVI_{max}$ плоскобугристых кустарничково-лишайниково-сфагновых торфяников и кустарничково-моховых заболоченных тундр за период с 2000 по 2023 гг. составили $4,61 \pm 0,06$ и $0,64 \pm 0,008$, соответственно, придолинных полигональных лиственничных лишайниковых редколесий – $4,97 \pm 0,10$ и $0,68 \pm 0,014$ (рисунок 36). Отмечена небольшая разница в значениях показателей $NDVI$ между изучаемыми геосистемами, что можно объяснить схожестью видового состава напочвенного покрова с преобладанием лишайников и разреженностью древостоя в лесных сообществах. Однако данные полевых геоботанических исследований, приведенных (Ukrainseva et al., 2010), показывают, что различия в запасе фитомассы между растительностью природных комплексов более контрастны (торфяник и тундра – $1-3 \text{ кг}/\text{м}^2$, лиственничное редколесье – $5 \text{ кг}/\text{м}^2$). Минимальные значения $TI-NDVI$ для фитоценозов рассматриваемых ландшафтов отмечены в 2014 г. (торфяник и тундра – $3,55 \pm 0,04$, лиственничное редколесье – $3,87 \pm 0,07$), при этом в этот же год зафиксирована наибольшая величина $NDVI_{max}$ для растительности лесной геосистемы ($0,73 \pm 0,013$). Максимальные значения $TI-NDVI$

наблюдались в 2023 г. (торфяник и тундра – $5,21 \pm 0,06$, лиственничное редколесье – $5,46 \pm 0,08$). Наименьшее значение по $NDVI_{max}$ выявлено в 2003 г. (торфяник и тундра – $3,55 \pm 0,044$, лиственничное редколесье – $3,87 \pm 0,07$), наибольшее – в 2015 г. ($0,68 \pm 0,017$) и в 2023 г. ($0,68 \pm 0,006$) только для торфяника, что совпадает с максимальным TI-NDVI (2023 г.). Необходимо отметить, что в годы экстремумов показателей вегетационного индекса не были определены аномальные отклонения приземной температуры атмосферного воздуха от средних значений. Более заметная обусловленность прослеживается между $NDVI_{max}$ и суммой осадков по сезонам. Так, наибольшему значению вегетационного индекса в пик развития растительности для редколесья за последние 24 года, выявленного в 2014 г., соответствовала максимальная величина суммы осадков за весенний период (на 21 мм выше среднего) в этот же год. Кроме того, в год с самым высоким значением $NDVI_{max}$ для торфяника и тунды (2015 г.) наблюдалась наибольшая величина суммы осадков за зимний период (на 10 мм выше среднего) и средней высоты снежного покрова (79 см), при одном из самых больших значений максимальной мощности (132 см).

Для растительности исследуемых природных комплексов тренд TI-NDVI (торфяник и тундра – $0,021/\text{год}$, при $p < 0,05$, лиственничное редколесье – $0,039/\text{год}$, при $p < 0,01$) и $NDVI_{max}$ (торфяник и тундра – $0,004/\text{год}$, при $p < 0,01$, лиственничное редколесье – $0,002/\text{год}$, при $p < 0,01$) возрастающий и статистически достоверный (рисунки 36–37). Согласно (Goetz et al., 2005), межгодовые изменения $NDVI_{max}$ для торфяника и тунды несущественны ($-0,003 < \beta \leq 0,003$), а для лиственничного редколесья характеризуются как слабые положительные ($0,003 < \beta \leq 0,006$). Более выраженная тенденция роста фитомассы лиственничных редин может быть связана с активным продвижением границы предтундровых редколесий на север как реакция на потепление климата (Дроздов и др., 2010), что проявляется в увеличении количества древостоя на данной территории. Анализ графиков динамики показателей вегетационного индекса (рисунок 37) показывает, что отмечается более заметное совпадение хода и меньшая разница значений TI-NDVI, в сравнении с $NDVI_{max}$. Степень межгодовой изменчивости, согласно значению C_v , выше для TI-NDVI (торфяник и тундра – 9%, лиственничное редколесье – 10%), чем $NDVI_{max}$ (торфяник и тундра – 5%, лиственничное редколесье – 7%) (рисунок 36). Таким образом, значения показателей NDVI варьируют незначительно за период исследований и несколько сильнее для сообществ с лиственничным древостоем.

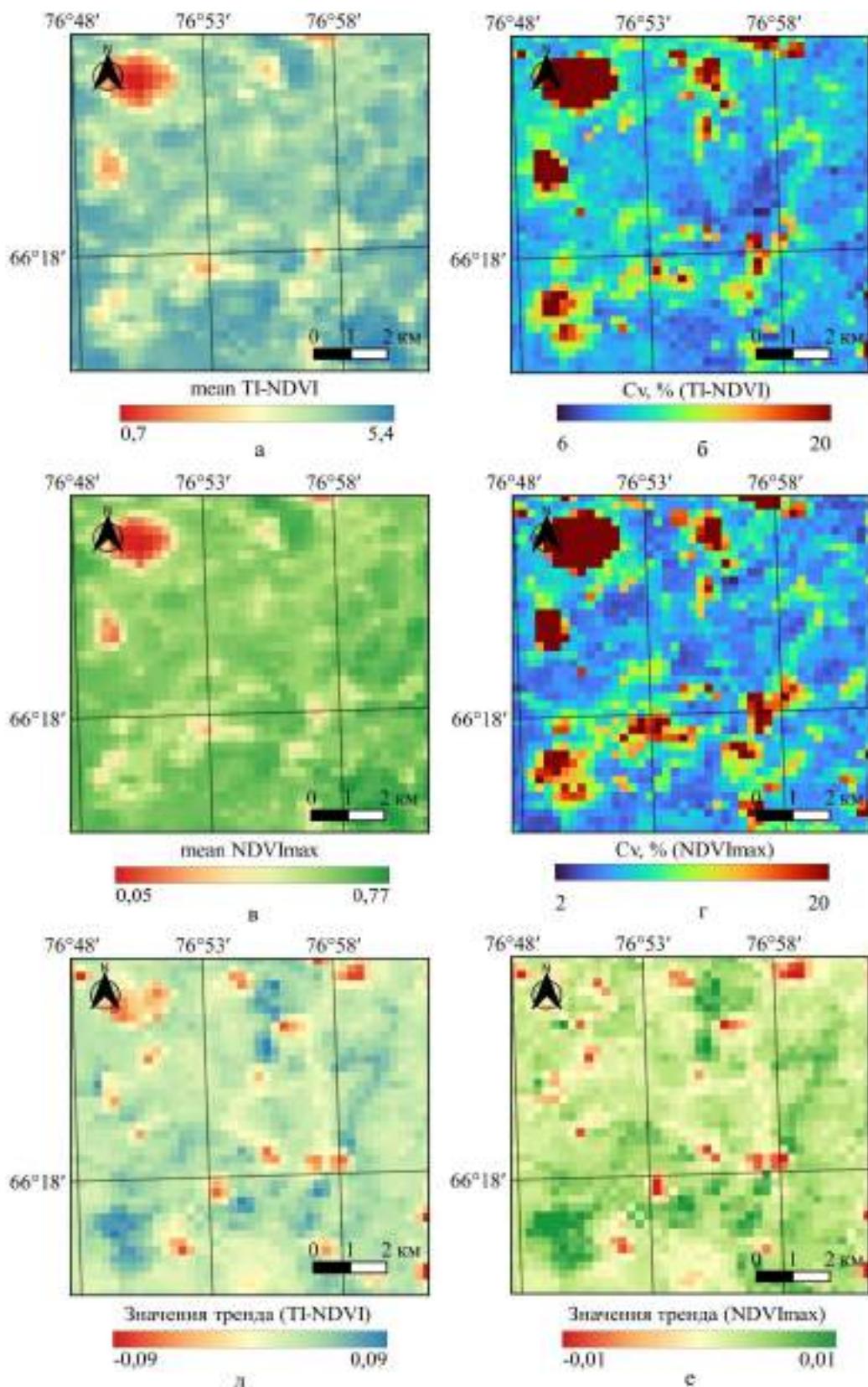


Рисунок 36 – Карты показателей вегетационного индекса на участке №3 за период с 2000 по 2023 гг.: а) осредненное значение TI-NDVI, б) коэффициент вариации (C_v) TI-NDVI, в) осредненное значение NDVI_{max}, г) коэффициент вариации (C_v) NDVI_{max}, д) значения линейного тренда TI-NDVI, е) значения линейного тренда NDVI_{max}

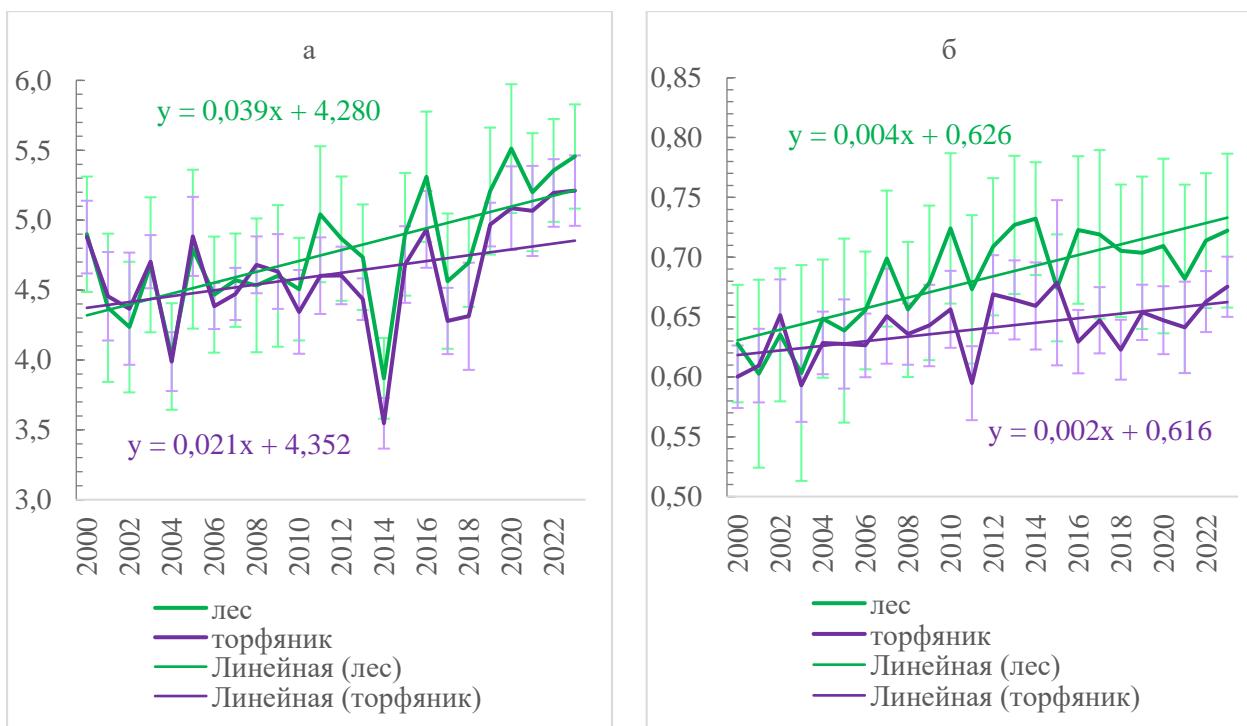


Рисунок 37 – Межгодовые изменения значений на участке №3 за период с 2000 по 2023 гг.:

а) TI-NDVI, б) NDVI_{max} (в виде пределов погрешностей указаны значения стандартного отклонения)

Среднее значение LAI_{max} для плоскобугристых кустарничково-лишайниково-сфагновых торфяников и кустарничково-моховых заболоченных тундр за период исследования (2000 – 2023 гг.) составило $1,36 \pm 0,06$, при средней степени межгодовой вариабельности (C_v – 11%). Сравнительно более высокое среднее значение и межгодовая изменчивость определены для полигонального лиственничного лишайникового редколесья – $1,59 \pm 0,12$ (C_v – 19%). Большая разреженность лиственничного древостоя обусловила меньшие значения, чем для лесных сообществ северной тайги на участках №1 ($1,66 \pm 0,25$) и №2 ($1,81 \pm 0,05$). Наименьшие значения LAI_{max} отмечены в 2003 г. (торфяник и тундра – $1,07 \pm 0,08$, лиственничное редколесье – $1,07 \pm 0,11$), что соотносится с минимальными величинами NDVI_{max}, выявленными в этот же год. Наибольшее значение LAI_{max} наблюдалось в 2013 г. (торфяник и тундра – $1,59 \pm 0,12$, лиственничное редколесье – $2,07 \pm 0,15$), при этом совпадающее в этот год только с наиболее высоким NDVI_{max} за исследуемый отрезок времени. Отмечается сильная корреляционная связь между показателями LAI_{max} и NDVI_{max} для изучаемых природных комплексов (торфяник и тундра – $r = 0,83$, $r^2 = 0,68$, при $p < 0,01$; лиственничное редколесье – $r = 0,88$, $r^2 = 0,78$, при $p < 0,01$) (рисунок 38).

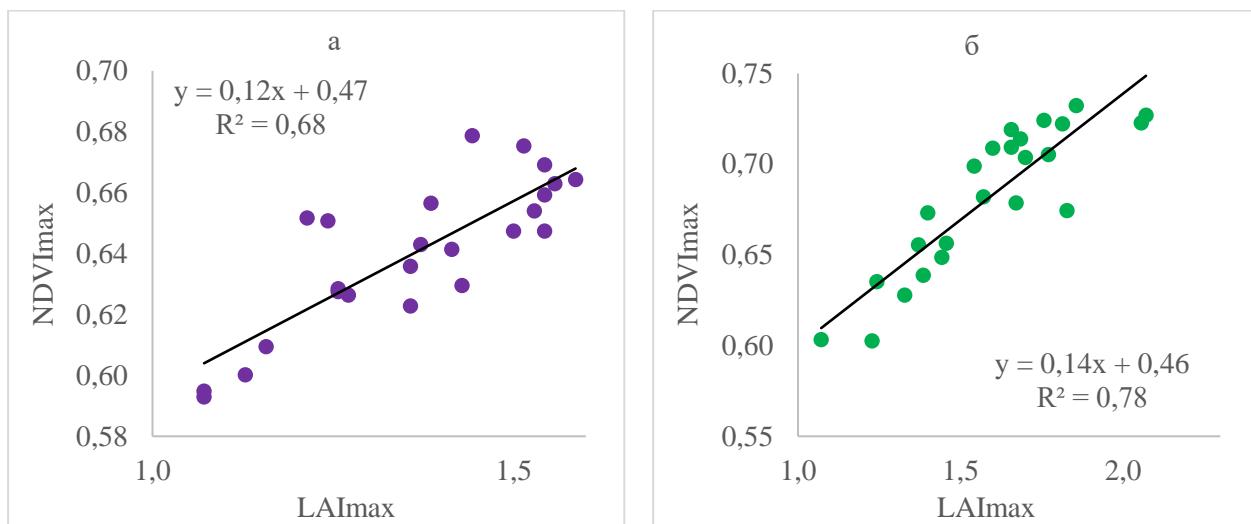


Рисунок 38 – Взаимосвязь между LAI_{max} и NDVI_{max} на участке №3 за период с 2000 по 2023 гг.:
а) торфяники, б) лес

Тренд LAI_{max} положительный и статистически достоверен для растительности обеих геосистем (торфяник и тундра – +0,018/год, при $p < 0,01$, лиственничное редколесье – +0,025/год, при $p < 0,01$) (рисунок 39). Наблюдается более заметная тенденция к возрастанию значений LAI_{max} для растительных сообществ с лиственничным древостоем, что было также отмечено по NDVI_{max}. В целом, увеличение LAI_{max} для лесотундровых сообществ проявляется интенсивнее, чем для северотаёжных фитоценозов (участок №1 и №2).

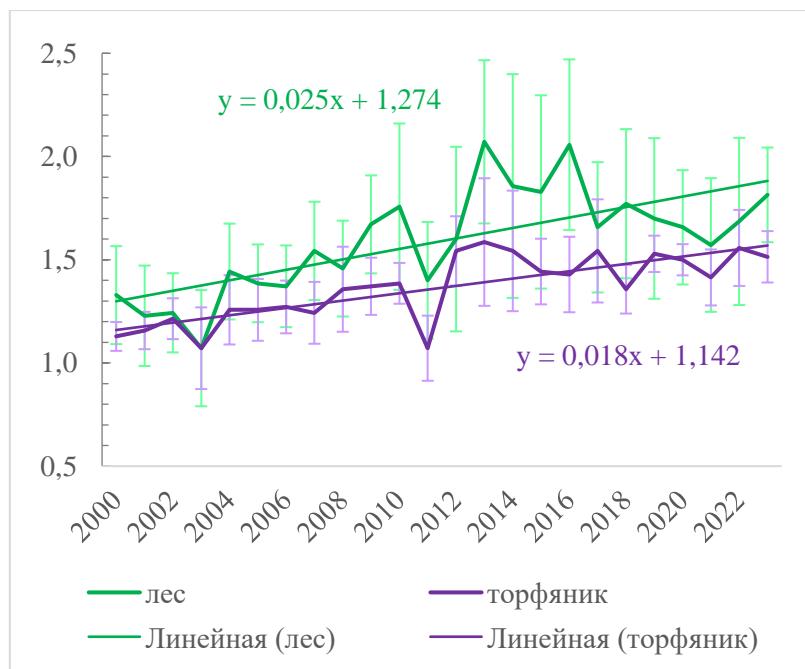


Рисунок 39 – Хронология значений LAI_{max} на участке №3 за период с 2000 по 2023 гг. (в виде пределов погрешностей указаны значения стандартного отклонения)

Участок №4 (Лабытнанги). Средние значения TI-NDVI и NDVI_{max} плоскобугристых мёрзлых багульниково-лишайниково-сфагновых торфяников в сочетании с бугорковатыми ерниковыми лишайниково-зеленомошными тундрами за период исследования (2000–2023 гг.) составили $5,18 \pm 0,06$ и $0,70 \pm 0,006$, соответственно, сопряженных долинных пологоволнистых и плоскозападинных березово-лиственничных и елово-лиственничных лишайниково-зеленомошных редколесий – $5,99 \pm 0,05$ и $0,81 \pm 0,005$, кочковатых кустарничково-травяно-моховых болот – $4,84 \pm 0,18$ и $0,66 \pm 0,018$ (рисунок 40). Относительно высокие значения показателей вегетационного индекса для растительности исследуемых геосистем на участке №4 связаны с широким распространением мелких ложбин стока с густыми зарослями карликовой бересклета (*Betula nana*), ивы (*Salix lanata*) и ольховника (*Duschekia fruticosa*), а также нередко с достаточно высокими показателями сомкнутости крон древесной растительности при участии лиственных пород (*Betula pubescens*), обусловленных долинным расположением. В более ранних исследованиях было отмечено, что для описываемого участка характерны значения NDVI_{max} в интервале $0,72$ – $0,81$ (Елсаков, Телятников, 2013). Минимальные значения TI-NDVI и NDVI_{max} были зафиксированы для тундрово-болотных комплексов в 2000 г. (торфяник и тундра – $0,65 \pm 0,018$) и 2011 г. (торфяник и тундра – $4,34 \pm 0,09$ и $0,65 \pm 0,004$, болото – $4,0 \pm 0,20$ и $0,60 \pm 0,027$); для редколесья по TI-NDVI – в 2008 г. ($5,14 \pm 0,07$), а по NDVI_{max} – также в 2000 г. ($0,77 \pm 0,004$). Не отмечается совпадения лет с максимальными значениями показателей вегетационного индекса – если по NDVI_{max} во всех геокомплексах наибольшая величина наблюдалась в 2007 г. (торфяник и тундра – $0,75 \pm 0,005$, болото – $0,72 \pm 0,015$, редколесье – $0,84 \pm 0,004$), то по TI-NDVI для торфяника и тундры ($6,07 \pm 0,06$), а также болота ($5,73 \pm 0,22$) – в 2020 г., а для редколесья – в 2021 г. ($7,0 \pm 0,04$), при очень близких значениях за прошлый год ($6,97 \pm 0,03$). Самые высокие значения TI-NDVI, выявленные в 2020 г., можно связать с аномально тёплой зимой и весной (на 5 – 6 °С выше среднего значения за исследуемый период). Для минимальных значений вегетационного индекса не отмечено связи с набольшим отклонением от средних значений метеопараметров.

Положительный и достоверный тренд для растительных сообществ природных комплексов участка №4 отмечается только по значениям NDVI_{max} ($+0,002$ /год, при $p < 0,01$ (торфяник и тундра, редколесье), при $p < 0,05$ (болото)) (рисунки 40–41). Согласно (Goetz et al., 2005), межгодовые изменения NDVI_{max} за весь период исследований (2000–2023 гг.) можно характеризовать как несущественные ($-0,003 < \beta \leq 0,003$). Стоит отметить, что за период с 2000 по 2009 гг. тренд NDVI_{max} принимал более высокие значения ($0,004$ /год – $0,006$ /год), что близко к данным, приведённым (Елсаков, Телятников, 2013), с величиной от $0,002$ /год до $0,005$ /год. Однако за последующие годы (2010–2023 гг.) тренд стал менее выраженным ($0,002$ /год – $0,004$ /год), при общем увеличении среднего значения NDVI_{max}. По показателю TI-NDVI не

наблюдаются значимых изменений, несмотря на тенденцию к возрастанию. Величина C_v показывает, что значения TI-NDVI отличаются средней степенью межгодовой вариабельности (тундра и торфяник, редколесье – 10%, болото – 11%), NDVI_{max} – незначительны (тундра и торфяник – 4%, редколесье – 3%, болото – 6%) (рисунок 40)

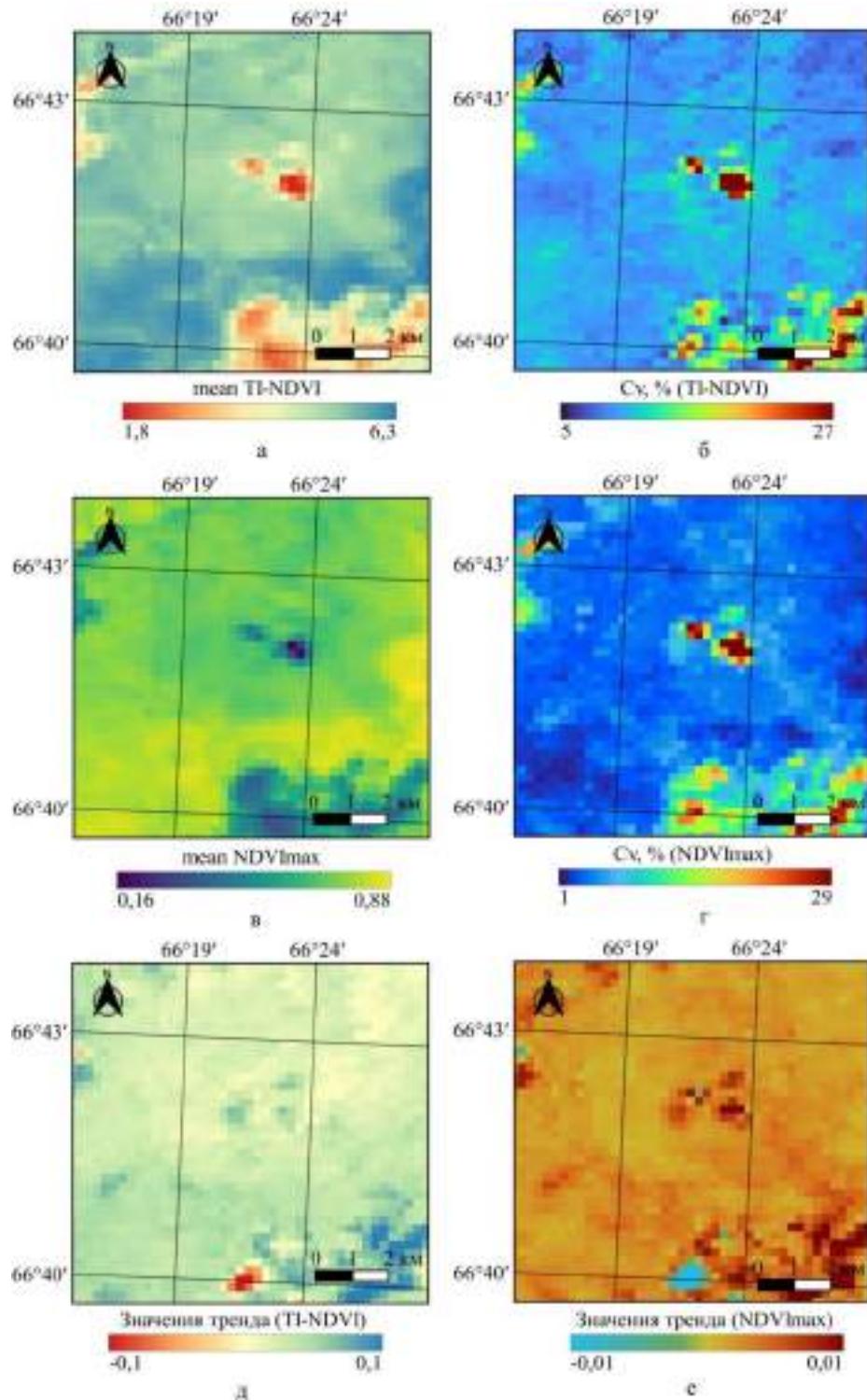


Рисунок 40 – Карты показателей вегетационного индекса на участке №4 за период с 2000 по 2023 гг.: а) осредненное значение TI-NDVI, б) коэффициент вариации (C_v) TI-NDVI, в) осредненное значение NDVI_{max}, г) коэффициент вариации (C_v) NDVI_{max}, д) значения линейного тренда TI-NDVI, е) значения линейного тренда NDVI_{max}

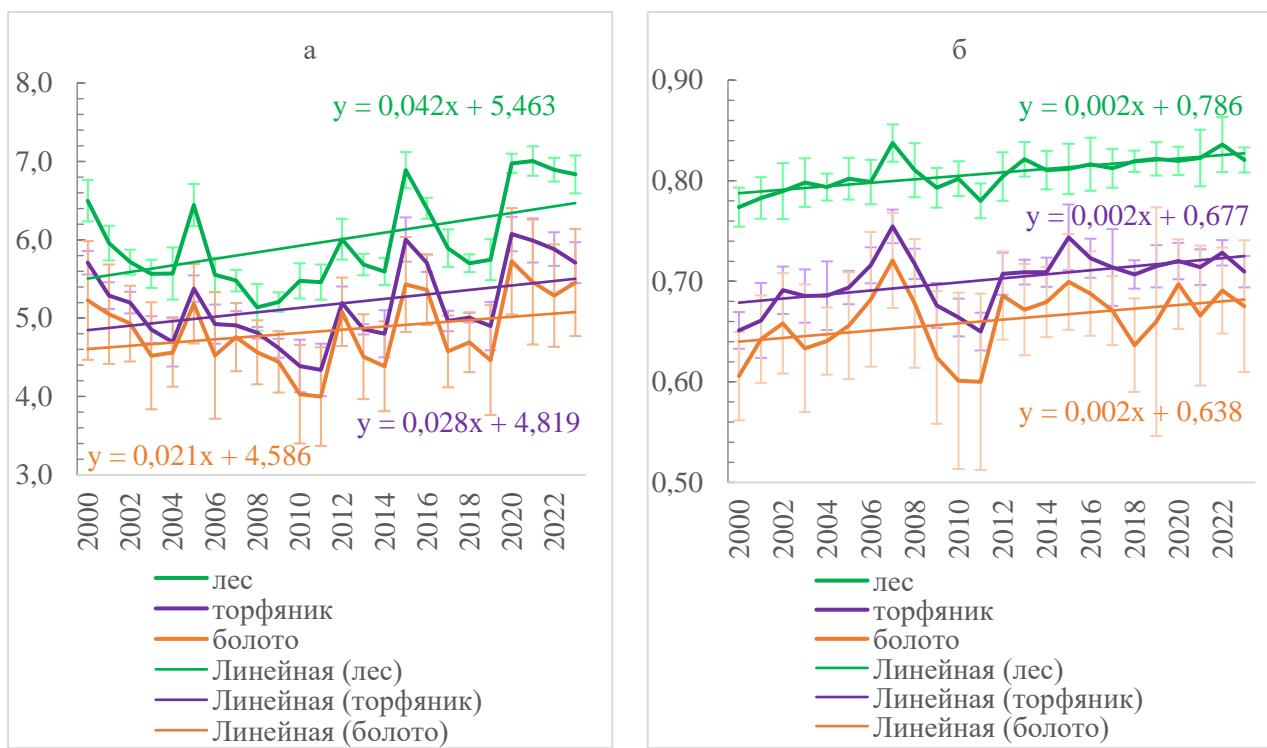


Рисунок 41 – Межгодовые изменения значений на участке №4 за период с 2000 по 2023 гг.:

а) TI-NDVI, б) NDVI_{max} (в виде пределов погрешностей указаны значения стандартного отклонения)

Среднее значение LAI_{max} для плоскобугристых багульниково-лишайниково-сфагновых торфяников и бугорковатых ерниковых лишайниково-зеленомошных тундр за период исследования (2000–2023 гг.) составило $1,98 \pm 0,09$ при средней степени межгодовой вариабельности ($C_v = 13\%$). Более высокое среднее значение и межгодовая изменчивость характерны для пологоволнистых берёзово-лиственничных и елово-лиственничных лишайниково-зеленомошных редколесий – $2,75 \pm 0,15$ ($C_v = 15\%$). Относительно большие значения LAI_{max} для широты 66° характерны в районе исследуемого участка, где может достигать 3,0 для лесной растительности (Grabovskii et al., 2016). Наименьшие значения LAI_{max}, как и по NDVI_{max}, определены в 2000 г. (тундра и торфяник – $1,70 \pm 0,08$, редколесье – $1,91 \pm 0,09$). Наибольшие величины наблюдались в 2017 г. (тундра и торфяник – $2,26 \pm 0,14$, редколесье – $3,35 \pm 0,18$). Высокая корреляционная связь определена между LAI_{max} и NDVI_{max} для редколесья ($r = 0,68$, $r^2 = 0,55$, при $p < 0,01$) и заметная для торфяников ($r = 0,68$, $r^2 = 0,46$ при $p < 0,05$) (рисунок 42).

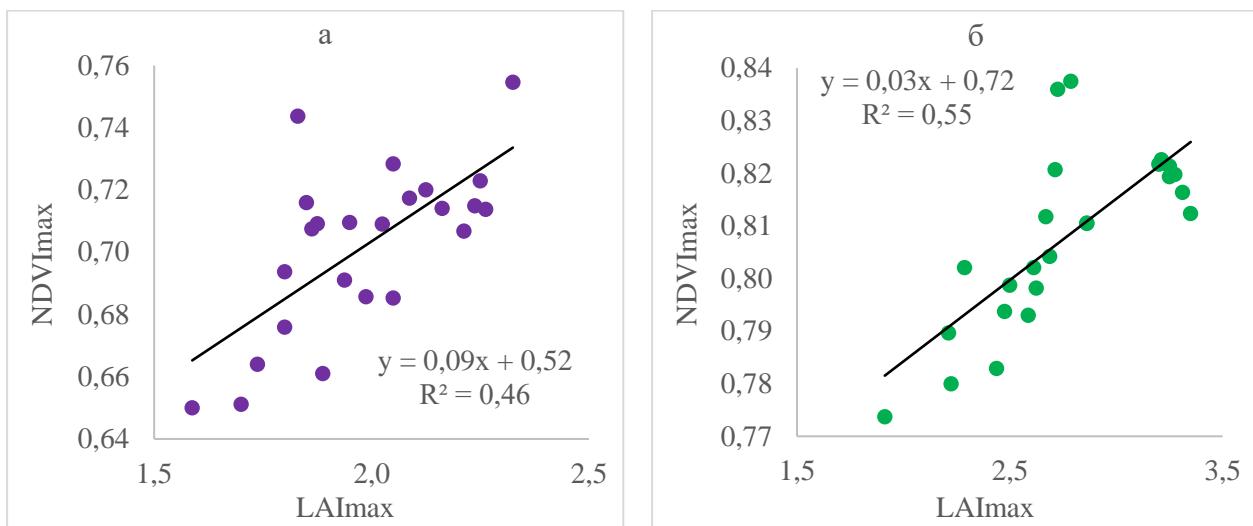


Рисунок 42 – Взаимосвязь между LAI_{max} и NDVI_{max} на участке №4 за период с 2000 по 2023 гг.:
а) торфяники, б) лес

Рисунок 43 показывает, что отмечается положительный и значимый тренд LAI_{max} для растительности тундры и торфяника (+0,012/год, при $p < 0,10$) и редколесья (+0,041/год, при $p < 0,01$). Сравнение трендов на участке исследования позволило выявить более заметное увеличение LAI_{max} для лесных сообществ с лучшей степенью достоверности, чем для тундры и торфяника, что соответствует тенденции смещения границы предтундровых лесов на север. В целом, наблюдается схожесть хода показателя от года к году с более заметными отклонениями от среднего значения для редколесья.

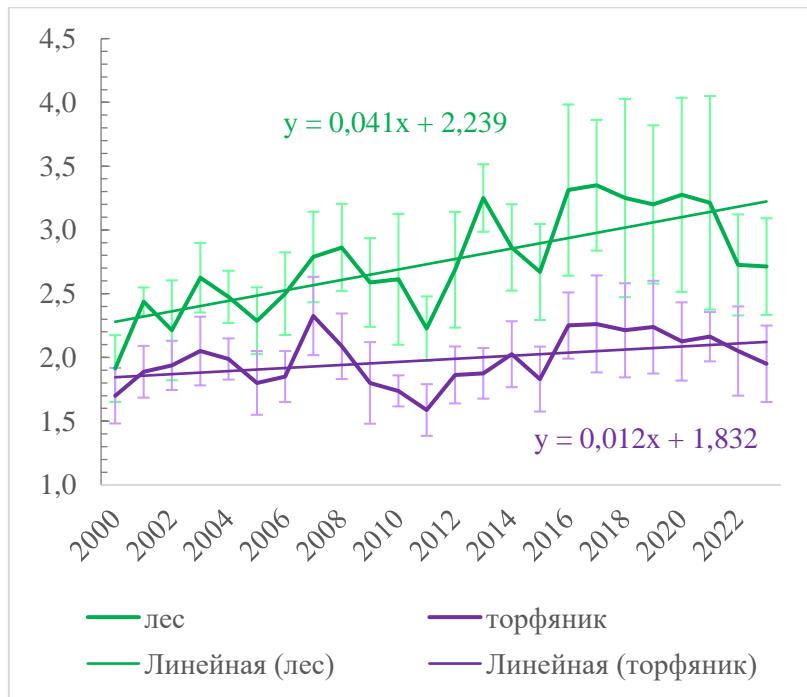


Рисунок 43 – Хронология значений LAI_{max} на участке №4 за период с 2000 по 2023 гг. (в виде пределов погрешностей указаны значения стандартного отклонения)

Сравнение $NDVI_{max}$ по участкам выявило, что практически на всех торфяниках отмечается тенденция к росту фитомассы, чуть более выраженная в лесотундре, однако не образующая существенных изменений ($-0,003 < \beta \leq 0,003$). Тренд $NDVI_{max}$ для торфяников таёжной зоны отличается либо малой статистической значимостью (участок №1), либо её отсутствием (участок №2) (таблица 4). Более интенсивное возрастание $NDVI_{max}$ характерно для лесных сообществ, но также не отличающихся заметными изменениями, за исключением фитоценозов на участке №3, где определена слабая положительная динамика ($0,003 < \beta \leq 0,006$). Здесь максимальный тренд для территорий с древесной растительностью соответствует результатам, полученным (Титкова, Виноградова, 2019), о возрастании значений $NDVI_{max}$ до $+0,004/\text{год}$ в лесотундровой зоне Западной Сибири. В целом, незначительная трансформация растительных сообществ наблюдается на большей части региона (Елсаков, 2017; Frost et al., 2025), в особенности в приполярных районах (Miles, Esau, 2016), что объясняется доминированием в структуре фитоценозов мхов, которые медленно реагируют на изменения климата.

Таблица 4 – значения трендов вегетационных индексов по участкам исследования за период с 2000 по 2023 гг.

№ участка	NDVI _{max}			TI-NDVI			LAI _{max}		
	лес	торфяник	болото	лес	торфяник	болото	лес	торфяник	болото
1	0,003	<i>0,001</i>	0,001	0,032	0,027	0,026	0,013	0,002	0,017
2	<i>0,001</i>	-0,0001	0,0002	<i>0,032</i>	0,025	0,016	0,015	0,011	0,005
3	0,004	0,002	–	0,039	0,021	–	0,025	0,018	–
4	0,002	0,002	0,002	0,042	0,028	0,021	0,041	<i>0,012</i>	–

*курсивом обозначена статистическая значимость при $p < 0,10$, жирным шрифтом с курсивом – при $p < 0,05$, жирным шрифтом – при $p < 0,01$; «–» отсутствие значений, связанное с несоответствием размера пикселей и границ природных комплексов

Показатель TI-NDVI отличается схожестью проявления динамики с $NDVI_{max}$ в исследуемых природных комплексах и указывает на улучшение условий роста и развития растительности в течение вегетационного периода. Данные (Frost et al., 2025) демонстрируют, что в северных широтах значения TI-NDVI за последние несколько десятков лет достигли наиболее высоких значений. Вероятно, этому способствует фиксируемое продвижение лиственничных редколесий к северу и разрастание кустарников в лесотундровой зоне, лучше удерживающих снежный покров. Так, согласно (Замолодчиков, 2011) увеличение теплообеспеченности способствовало приросту *Betula nana* более чем на четверть. Помимо этого, отмечено, что в фитоценозах с широким распространением лиственницы (*Larix sibirica*) происходит увеличение значений вегетационного индекса (Miles, Esau, 2016). LAI_{max}, тесно связанный с $NDVI_{max}$, также продемонстрировал положительную направленность значений,

более отчетливую для лесной растительности, в сравнении с сообществами торфяников и болот, кроме самого южного участка исследования (№1).

Сравнительный анализ значений $NDVI_{max}$ за период 2000–2023 гг. показал, что присутствуют статистически значимые различия между торфяниками всех исследуемых участков ($p < 0,01$); для редколесий отсутствие различий выявлено только между участками №1 и №3. По TI-NDVI практически во всех случаях наблюдаются достоверные различия ($p < 0,01$), при этом исключением стало сопоставление участков №2 и №4. Согласно корреляционному анализу (таблица 5), по значениям TI-NDVI смежные участки характеризуются самой сильной связью, однако с увеличением широты происходит её ослабевание, что заметнее отражается для растительности торфяников. Кроме того, с удалением участков друг от друга также фиксируется снижение силы связи. Стоит отметить, что схожие наблюдения сделаны (Елсаков, Телятников, 2013) при изучении растительных сообществ тундровой зоны Западной Сибири, но по данным $NDVI_{max}$. В целом, наибольшей теснотой связи отличаются лесные сообщества северной тайги (участок №1 и №2 – $r = 0,78$, при $p < 0,01$), чуть меньше значение для торфяников ($r = 0,75$, при $p < 0,01$) и болот ($r = 0,71$, при $p < 0,01$) этой же подзоны, что можно также соотнести с близостью значений линейных трендов исследуемых участков. Сила связи по $NDVI_{max}$ меньше, в сравнении с TI-NDVI, и не образует такой же зависимости при продвижении к северу. Кроме того, определена высокая достоверная связь по $NDVI_{max}$ между наиболее удаленными участками – №1 и №4 (для торфяников – $r = 0,71$, при $p < 0,01$, лесных комплексов – $0,78$, при $p < 0,01$). Сравнение между биоклиматическими зонами показывает, что теснота связи по $NDVI_{max}$ больше для лесотундры (участки №3 и №4 – $r = 0,61$, при $p < 0,05$ для торфяников и тундр, и $r = 0,67$, при $p < 0,05$ для редколесий), в отличие от TI-NDVI, по которому самая сильная связь выявлена для северной тайги.

Таблица 5 – Корреляционная связь усредненных межгодовых значений $NDVI_{max}$ и $TI-NDVI$ растительности между однотипными геокомплексами участков исследования (1–4 – участки №№1–4, в скобках – 1 – болота, 2 – леса и редколесья, 3 – торфяники, на участках №№3–4 в сочетании с тундрами) за период с 2000 по 2023 гг.

	2(1)	2(2)	2(3)	3(2)	3(3)	4(1)	4(2)	4(3)
TI-NDVI								
1(1)	0,71	-	-	-	-	0,22	-	-
1(2)	-	0,78	-	0,68	-	-	0,36	-
1(3)	-	-	0,75	-	0,64	-	-	0,19
2(1)	-	-	-	-	-	0,40	-	-
2(2)	-	-	-	0,79	-	-	0,54	-
2(3)	-	-	-	-	0,66	-	-	0,37
3(2)	-	-	-	-	-	-	0,69	-
3(3)	-	-	-	-	-	-	-	0,63

*жирным шрифтом обозначена статистическая значимость при $p < 0,05$

4.2. Взаимосвязь вегетационных индексов с метеопараметрами, LST и геокриологическими параметрами

Участок №1 (природный парк «Нумто»). Результаты показывают, что возрастание приземной температуры атмосферного воздуха в весенне-летний период коррелирует со статистически значимым увеличением значений NDVI. Тем не менее, согласно корреляционному анализу, между значениями NDVI_{max} и средними величинами приземной температуры атмосферного воздуха весеннего и летнего периода с 2000 по 2023 гг. не определено достоверных связей. Выявлено, что на летние температуры сильнее реагирует LAI_{max} (торфяник – $r = 0,50$, при $p < 0,05$, леса и редколесья – $r = 0,43$, при $p < 0,05$). При соотнесении NDVI_{max} с температурой отдельных месяцев, достоверная, но слабая связь наблюдается с июльскими значениями (торфяник – $r = 0,38$, при $p < 0,10$, леса и редколесья – $r = 0,41$, при $p < 0,05$), при этом LAI_{max} отличается заметной связью с температурой этого же месяца (торфяник – $r = 0,58$, при $p < 0,05$, леса и редколесья – $r = 0,57$, при $p < 0,05$). Более точным показателем, отражающим межгодовые температурные изменения, является TI-NDVI – установлены значимые зависимости с SWI_M (торфяник – $r = 0,50$, при $p < 0,05$, леса и редколесья – $r = 0,60$, при $p < 0,05$), средней весенней (торфяник – $r = 0,52$, при $p < 0,05$, леса и редколесья – $r = 0,53$, при $p < 0,05$) и летней (леса и редколесья – $r = 0,42$, при $p < 0,05$) температурой и SWI_{LST} (торфяник – $r = 0,47$, при $p < 0,05$, леса и редколесья – $r = 0,57$, при $p < 0,05$) (рисунок 44). Развитие растительности в течение вегетационного периода, согласно значениям TI-NDVI, в сравнительно большей мере определяется средней температурой мая (торфяник – $r = 0,47$, при $p < 0,05$, леса и редколесья – $r = 0,48$, при $p < 0,05$), что соответствует выводам (Зуев и др., 2019). Помимо этого, на величину TI-NDVI и NDVI_{max} лесных сообществ, хоть и в меньшей степени, воздействует сумма осадков за летний период ($r = 0,41$, при $p < 0,05$). Исходя из этого, видно, что большее влияние температурный фактор и степень увлажнения оказывают на лесные сообщества, чем на растительность торфяных болот.

Сопоставление TI-NDVI с температурой грунтов на глубине от 1,5 до 9 м за период с 2019 по 2023 гг. показало довольно тесную, но незначимую отрицательную связь. При тенденции к увеличению фитомассы наблюдался отрицательный тренд температуры грунтов, корреляционная зависимость (г) на глубине годовых нулевых амплитуд (10 м) составила $-0,47$.

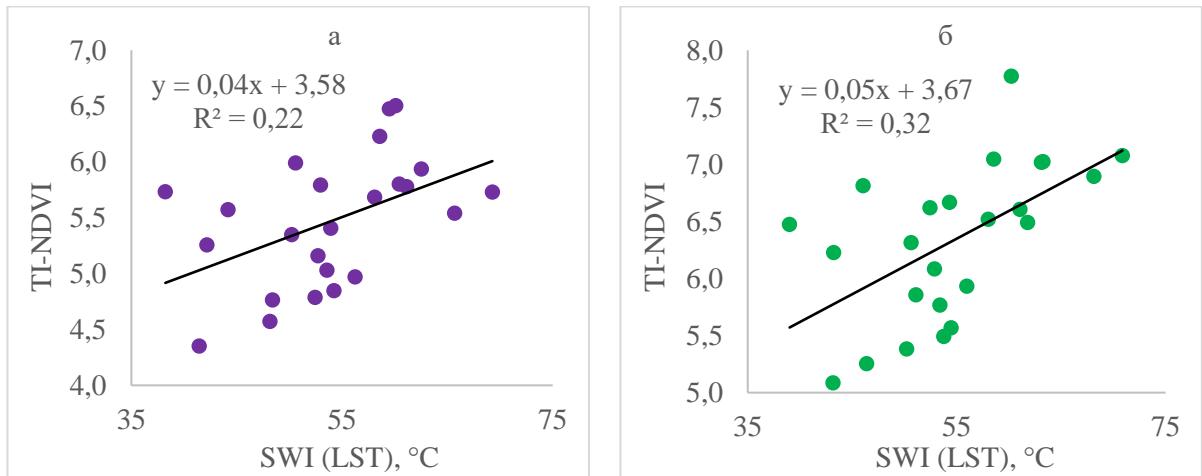


Рисунок 44 – Взаимосвязь TI-NDVI с SWI_{LST} а) торфяников и б) лесов и редколесий на участке №1 за период с 2000 по 2023 гг.

Участок №2 (Надымский стационар). Взаимосвязь значений вегетационного индекса с температурными показателями отличается схожестью проявления с северотаёжным участком №1 – более тесную связь с SWI_M (торфяник – $r = 0,56$, при $p < 0,05$, леса и редколесья – $r = 0,63$, при $p < 0,01$), SWI_{LST} (торфяник – $r = 0,48$, при $p < 0,05$, леса и редколесья – $r = 0,58$, при $p < 0,01$) (рисунок 45) и SWI_{LSTM} (торфяник – $r = 0,54$, при $p < 0,05$, леса и редколесья – $r = 0,59$, при $p < 0,01$) демонстрирует TI-NDVI, причём для лесных сообществ связь сравнительно теснее. Кроме этого, наибольшее влияние на изменчивость TI-NDVI за тёплый период оказывает весенняя приземная температура атмосферного воздуха (торфяник – $r = 0,63$, при $p < 0,01$, леса и редколесья – $r = 0,65$, при $p < 0,01$), в особенности ее майские значения (торфяник – $r = 0,60$, при $p < 0,01$, леса и редколесья – $r = 0,61$, при $p < 0,01$). Эта корреляционная связь становится сильнее при сопоставлении TI-NDVI с температурой поверхности земли по данным метеостанции ($r \geq 0,68$, при $p < 0,01$).

На рассматриваемом участке для лесной растительности зависимость LAI_{max} от температуры атмосферного воздуха в приземном слое и поверхности земли проявляется заметнее – отмечена статистически достоверная связь с SWI_M ($r = 0,40$, при $p < 0,05$), SWI_{LST} ($r = 0,36$, при $p < 0,10$) и средней температурой за зимний период ($r = 0,51$, при $p < 0,05$). Однако стоит отметить, что наблюдается менее выраженная связь между LAI_{max} и средней летней приземной температурой атмосферного воздуха ($r = 0,36$, при $p < 0,10$), чем на участке №1. Значимое, но слабое влияние на величину LAI_{max} среди месяцев с вегетацией оказывает только

средняя июльская температура (торфяник – $r = 0,41$, при $p < 0,05$, леса и редколесья – $r = 0,43$, при $p < 0,05$). Не выявлено значимых связей между $NDVI_{max}$ и температурными показателями, в т.ч. со средней величиной за июль, что свидетельствует о слабой линейной зависимости фитомассы в пик вегетации от температуры (Тигеев и др., 2021).

Корреляционная связь значений вегетационного индекса с температурой грунтов мёрзлых торфяников на глубине 0,5 м за период с 2000 по 2013 гг. ($n = 7$) близка к заметной (с $TI-NDVI - r = 0,52$, с $LAI_{max} = 0,48$) и не отличается статистической значимостью (рисунок 46).

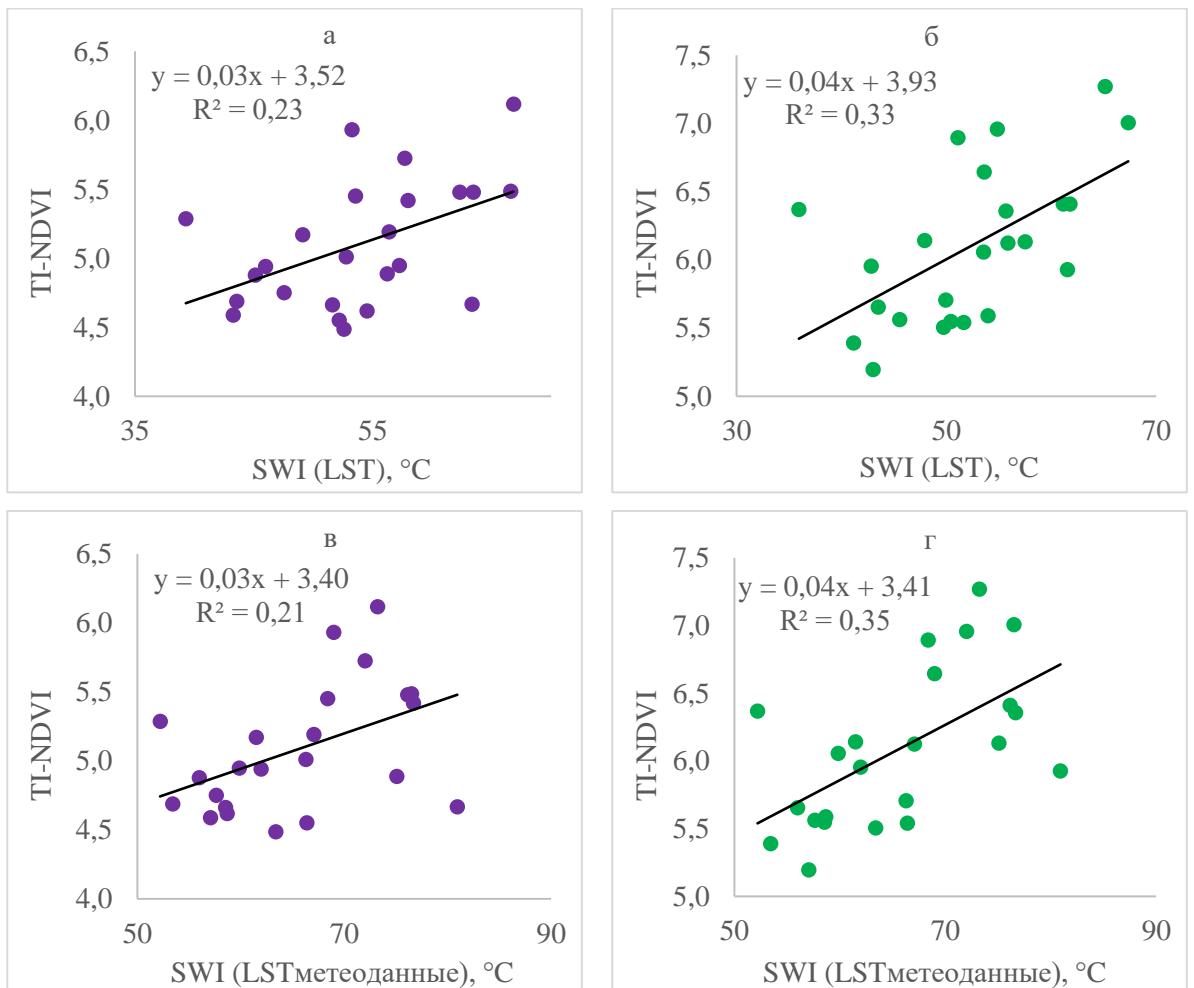


Рисунок 45 – Взаимосвязь SWI_{LST} и SWI_{LSTM} с $TI-NDVI$ а), в) торфяников и б), г) лесов и редколесий на участке №2 за период с 2000 по 2023 гг.

Отмечается слабое влияние сумм осадков на $NDVI_{max}$, что, вероятно, связано с достаточным увлажнением почв для вегетации в рассматриваемых природных комплексах. Тем не менее, небольшое, но значимое воздействие на величину $NDVI_{max}$ бугристых торфяников оказывает максимальная мощность снежного покрова в предшествующий зимний период ($r = 0,36$, при $p < 0,10$), при этом за последние десять лет данная связь значительно усилилась ($r = 0,76$, при $p < 0,01$). Как было отмечено ранее, присутствует положительная динамика мощности снежного покрова в районе участка исследования, что, скорее всего, определяется

увеличением доли кустарниковых сообществ на болотных комплексах, поскольку тенденция к росту зимних осадков минимальна. В связи с этим, происходит улучшение термических условий в корнеобитаемом слое, что также способствует приросту фитомассы (Тигеев и др., 2021; Фахретдинов, 2023). Это подтверждают выводы (Елсаков, 2017), согласно которым, одним из основных факторов развития растительности в пик вегетации на севере Западной Сибири является температура мёрзлых грунтов.

Более сильная и достоверная зависимость LAI_{max} с температурой грунтов на глубине нулевых амплитуд выявлена для крупнобугристых торфяников ($r = 0,63$, при $p < 0,05$). Данный показатель, вместе с показателем максимальной мощности снежного покрова, в наибольшей степени детерминируют изменение среднегодовой температуры ММП ($p < 0,05$). Таким образом, увеличение фитомассы и площади листовой поверхности, связанное преимущественно с разрастанием кустарников, способствует улучшению условий снегозадержания, и является мощным фактором, регулирующим потоки тепла в грунт. Соотнесение вегетационных индексов с мощностью СТС показало слабую прямую связь с TI-NDVI ($r = 0,41$ при $p < 0,05$); с LAI_{max} ($r = 0,44$, при $p < 0,05$), что нетипично для мерзлотных геосистем, т.к. при возрастании фитомассы, как правило, наблюдается уменьшение глубины сезонного протаивания. Это указывает на относительно слабое влияние растительного покрова на глубину сезонного протаивания, что подтверждается более значимым влиянием SWIm ($p < 0,01$), чем LAI_{max} ($p < 0,10$), согласно множественному регрессионному анализу.

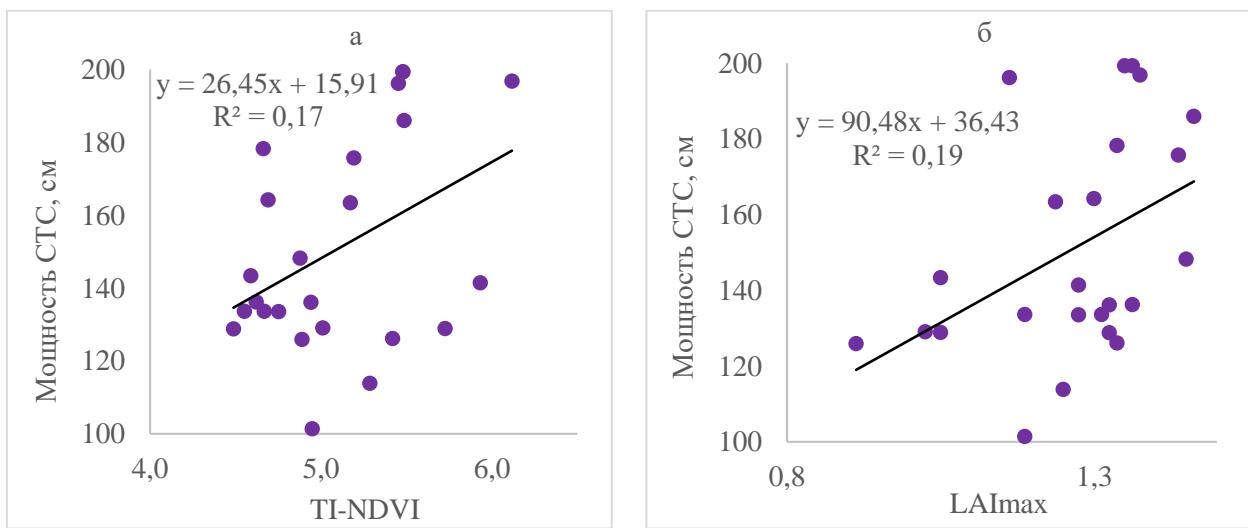


Рисунок 46 – Взаимосвязь мощности СТС мёрзлых торфяников с а) TI-NDVI б) LAI_{max} на участке №2 за период с 2000 по 2023 гг.

Участок №3 (Южный Уренгой). На участке отмечается сильная зависимость TI-NDVI от показателей SWIm (торфяник и тундра – $r = 0,68$, при $p < 0,01$, лиственничное редколесье – $r = 0,76$, при $p < 0,01$) и SWILST (торфяник и тундра – $r = 0,70$, при $p < 0,01$, лиственничное

редколесье – $r = 0,80$, при $p < 0,01$) (рисунок 47). Выявлена статистически значимая связь TI-NDVI со средней температурой за весенний период (торфяник и тундра – $r = 0,41$, при $p < 0,05$, лиственничное редколесье – $r = 0,60$, при $p < 0,01$). Сравнение показателей вегетационного индекса со средней температурой отдельных месяцев показывает, что достоверная слабая связь ожидаемо наблюдается между июльскими значениями и $NDVI_{max}$ (торфяник и тундра – $r = 0,41$, при $p < 0,05$, лиственничное редколесье – $r = 0,44$, при $p < 0,05$) и LAI_{max} (торфяник и тундра – $r = 0,47$, при $p < 0,05$, лиственничное редколесье – $r = 0,46$, при $p < 0,05$), а заметная – при рассмотрении величин TI-NDVI и майских температур (для обоих природных комплексов $r = 0,56$, при $p < 0,05$). Согласно корреляционному анализу, влияние осадков на межгодовые изменения количественных значений показателей растительности незначительно и слабо отражается лишь на $NDVI_{max}$ торфяников при связи с суммой осадков за июнь ($r = 0,45$, при $p < 0,05$). Зависимость TI-NDVI, $NDVI_{max}$ и LAI_{max} от максимальной мощности снежного покрова мала и статистически незначима.

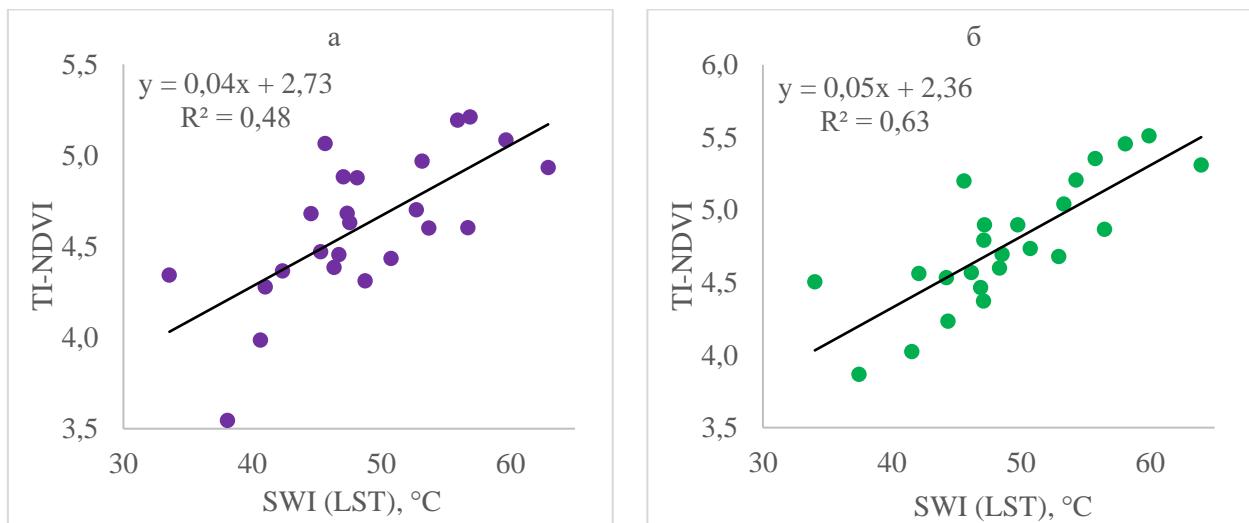


Рисунок 47 – Взаимосвязь TI-NDVI с SWI_{LST} а) торфяников и б) лесов и редколесий на участке №3 за период с 2000 по 2023 гг.

Согласно данным (Украинцева и др., 2011), на участке исследования с 2008 по 2010 гг. происходило снижение температуры грунтов мёрзлых торфяников на разных глубинах (3 м, 5 м и 10 м), что сопутствовало небольшому увеличению значений $NDVI_{max}$ ($\Delta = 0,02$) и LAI_{max} ($\Delta = 0,03$) за эти же годы. Стоит отметить, что в целом на фоне слабой обратно пропорциональной связи максимальных значений вегетационных индексов с мощностью СТС ($r \leq -0,28$), наблюдается более тесная прямая зависимость по данным TI-NDVI ($r = 0,60$, при $p < 0,05$) (рисунок 48). Таким образом, увеличение фитомассы и снижение максимальной мощности снежного покрова в южной лесотундре могут способствовать сокращению

амплитуды колебаний температуры мёрзлых грунтов (Васильев и др., 2019), однако пока не приводят к замедлению положительной динамики глубины сезонного протаивания.

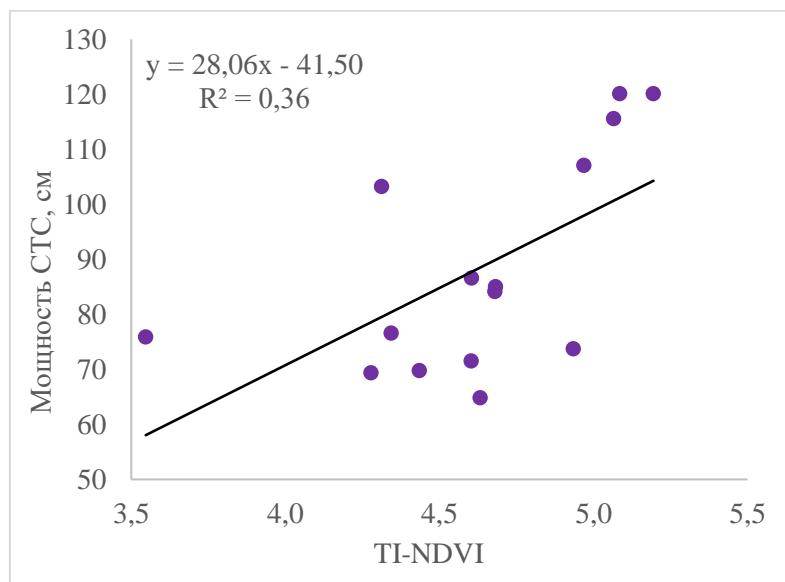


Рисунок 48 – Взаимосвязь мощности СТС мёрзлых торфяников с TI-NDVI на участке №3 за период с 2008 по 2022 гг.

Участок №4 (Лабытнанги). Наилучшую статистически достоверную связь с температурными индексами показывает TI-NDVI – с SWIm (торфяник и тундра – $r = 0,57$, при $p < 0,05$, редколесье – $r = 0,43$, при $p < 0,05$) и SWILst (торфяник и тундра – $r = 0,55$, при $p < 0,05$, редколесье – $r = 0,51$, при $p < 0,05$) от слабой до заметной, а с – SWILSTM (торфяник и тундра – $r = 0,82$, при $p < 0,01$, редколесье – $r = 0,81$, при $p < 0,01$) высокая (рисунок 49). Кроме этого, выявлена значимая зависимость вегетационного индекса от весенней температуры атмосферного воздуха в приземном слое (торфяник и тундра – $r = 0,59$, при $p < 0,05$, редколесье – $r = 0,53$, при $p < 0,05$) и поверхности земли (торфяник и тундра – $r = 0,58$, при $p < 0,05$, редколесье – $r = 0,51$, при $p < 0,05$), согласно данным метеостанции, что соответствует общей тенденции в районе исследования. Роль летних температур в изменчивости TI-NDVI наибольшая среди всех участков и значительно выше при рассмотрении значений температуры поверхности земли (торфяник и тундра, редколесье – $r = 0,81$, при $p < 0,01$), чем приземной температурой атмосферного воздуха (торфяник и тундра – $r = 0,49$, при $p < 0,05$, редколесье – $r = 0,51$, при $p < 0,05$). Первый месяц со средней приземной температурой атмосферного воздуха выше 0 °C (май) ожидаемо оказывает большее воздействие на развитие растительности исследуемых природных комплексов в течение вегетационного периода, согласно значениям TI-NDVI ($r \geq 0,66$, при $p < 0,05$).

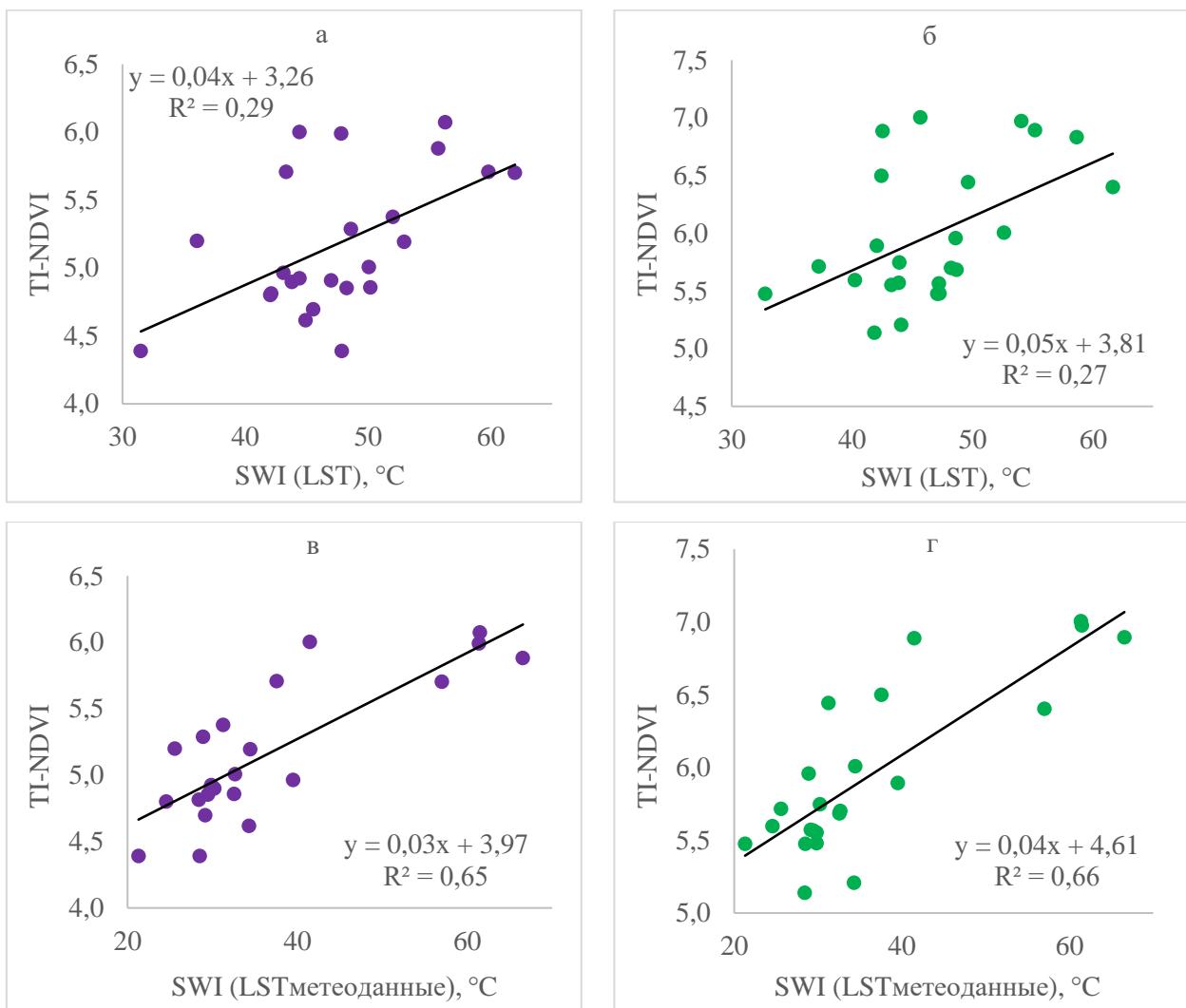


Рисунок 49 – Взаимосвязь SWILST и SWILSTM с TI-NDVI а), в) торфяников и б), г) лесов и редколесий на участке №4 за период с 2000 по 2023 гг.

По данным температуры поверхности земли, полученных по метеостанции, значимое влияние на величину TI-NDVI отмечается с мая по сентябрь ($r \geq 0,60$, при $p < 0,05$) с наибольшими значениями коэффициента парной корреляции в августе ($r \geq 0,77$, при $p < 0,01$). Температурный фактор имеет сравнительно меньшее значение в вариации $NDVI_{max}$, чем TI-NDVI, однако анализ показывает, что влияние средней зимней температуры оказывается более значимым для роста растительности в пик вегетации ($r = 0,43$, при $p < 0,05$). Развитие лесной растительности, по значениям $NDVI_{max}$, на исследуемом участке в большей степени определяется летней приземной температурой атмосферного воздуха ($r = 0,40$, при $p < 0,05$). Влияние температуры поверхности почвы на $NDVI_{max}$ и LAI_{max} в рассматриваемых геосистемах с зимы по лето слабое ($r \leq 0,48$ при $p < 0,05$ и $r \leq 0,42$ при $p < 0,05$, соответственно), но становится заметным в июле ($r \leq 0,63$ при $p < 0,05$ и $r \leq 0,56$ при $p < 0,05$). Воздействие суммы осадков на количественные показатели растительности выражено слабее и проявляется лишь

для фитоценозов торфяников в зимний период ($r = 0,38$, при $p < 0,10$) и в июле ($r = 0,35$, при $p < 0,10$). Влияние снежного покрова как в болотных, так и лесных геокомплексах, мало и несколько больше при соотнесении со средней величиной ($r \leq 0,34$), чем с максимальной ($r \leq 0,28$), не отличаясь при этом статистической достоверностью.

Мощность СТС торфяников и редколесий характеризуется заметной связью со значениями TI-NDVI ($r \leq 0,59$, при $p < 0,10$) (рисунок 50). Согласно коэффициенту детерминации, вклад количественного суммарного показателя растительности за вегетационный период в изменчивость мощности СТС ($r^2 = 0,35$) находится на одном уровне с суммарной величиной среднемесячных значений температуры поверхности почвы выше 0 °C по данным метеостанции ($r^2 = 0,34$). Отсутствие обратной связи, а также положительные значения трендов переменных, как и на предыдущих участках, показывают, что с ростом фитомассы происходит увеличение глубины сезонного протаивания. Множественный регрессионный анализ выявил, что несмотря на заметную корреляционную связь теплового и вегетационного индексов с мощностью СТС, на данный геокриологический параметр в большей степени оказывает влияние сумма весенних осадков.

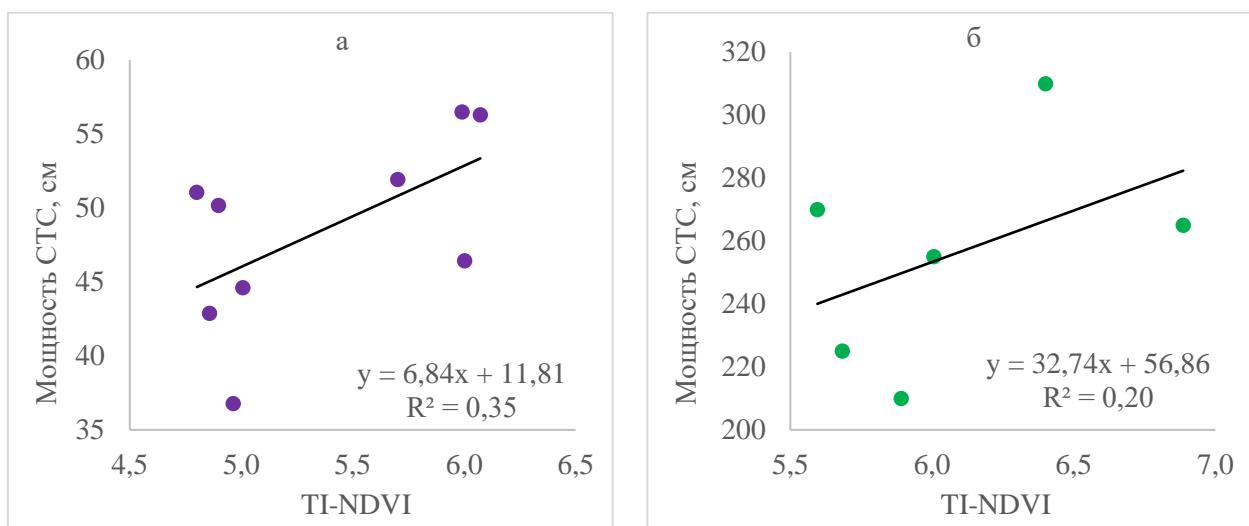


Рисунок 50 – Взаимосвязь мощности СТС с TI-NDVI а) на торфяниках (2013–2021 гг.) и б) в редколесьях (2012–2017 гг.) на участке №4 (мощность СТС в редколесьях по (Валдайских, Некрасова, 2017))

Таким образом, результаты демонстрируют, что наиболее объективно отражает связь растительности с температурой показатель TI-NDVI. Так, по всем участкам отмечается заметная зависимость данного количественного показателя растительности от температурных индексов SWI_M и SWI_{LST} ($r \geq 0,50$, при $p < 0,05$), при этом наибольшая наблюдается на лесотундровом участке №3 ($r \geq 0,68$, при $p < 0,01$). Соотнесение коэффициентов парной корреляции между TI-NDVI и SWI_{LST} с данными (Bhatt et al., 2021) позволило определить, что в

приполярных районах севера Западной Сибири данная связь за последние десятки лет сильнее, чем в целом для севера Евразии ($r = 0,36$ за период 1982–2019 гг.). Сравнение с величинами SWI_{LSTM} и полевыми данными по температуре поверхности земли выявило, что большее влияние на межгодовые изменения TI-NDVI отмечается в лесотундре ($r \leq 0,82$, при $p < 0,05$), чем в северной тайге ($r \leq 0,59$, при $p < 0,05$). В обеих биоклиматических зонах средняя температура весеннего периода вносит наиболее существенный вклад в вариацию значений TI-NDVI, а майские значения становятся определяющими среди всех месяцев. В летний период значимое слабое влияние приземная температура атмосферного воздуха оказывает на LAI_{max} ($r \leq 0,50$, при $p < 0,05$) только в северной тайге и проявляется относительно сильнее на самом южном участке исследования. Выявлено, что корреляционная связь NDVI_{max} и LAI_{max} с температурой атмосферного воздуха в приземном слое и поверхности земли невысокая и закономерно принимает максимальные значения в июле. Внутри участков более тесной связью между температурными показателями и вегетационными индексами, в основном, характеризуются лесные комплексы, чем болотные.

Вклад максимальной мощности снежного покрова в прирост фитомассы в большей степени определяется по значениям NDVI_{max}, но данная связь мала ($r \leq 0,28$) и отличается отсутствием статистической значимости, за исключением северотаёжного участка №2 ($r = 0,36$, при $p < 0,10$). Оценка роли снежного покрова в динамике растительности осложняется разнонаправленностью трендов значений данного метеопараметра в зависимости от районов расположения участков исследования. Влияние суммы осадков на динамику фитомассы незначительно, явных отличий между биоклиматическими зонами не отмечено. Тем не менее, стоит отметить, что, если на самом южном участке исследования значимое воздействие на фитоценозы происходит за счёт зимних сумм осадков, то на самом северном – за счёт летних значений.

В целом, в районе исследования возрастание значений вегетационных индексов сопутствует увеличению температуры ММП, однако на отдельных временных отрезках наблюдается противоположная тенденция. Относительно лучше характеризовать изменения температуры грунтов на глубине годовых нулевых амплитуд в северотаёжной подзоне позволяет LAI_{max} ($r = 0,63$, при $p < 0,05$). Мощность СТС мёрзлых торфяников имеет наибольшую связь с TI-NDVI, при этом отличаясь прямой направленностью, и становится теснее с повышением широты (участок №2 – $r = 0,41$, участок №3 – $r = 0,60$, участок №4 – $r = 0,59$). Увеличение суммарного сезонного показателя продуктивности фитоценозов коррелирует с возрастанием температуры ММП и мощности СТС и обусловлено выраженной положительной динамикой температуры атмосферного воздуха в приземном слое и поверхности земли, что улучшает условия произрастания растительности. Возрастание

фитомассы кустарников способствует снегозадержанию, что приводит к увеличению высоты снежного покрова и росту температуры грунтов.

4.3. Техногенная нарушенность растительного покрова в районах нефтегазопромысла

Пространственно-временные изменения растительного покрова под влиянием хозяйственной деятельности анализировались на участках в северотаёжной подзоне Западной Сибири: район размещения Надымской компрессорной станции (КС) №3, где техногенное освоение началось с 1970–80-х гг., с неоднократным нарушением и восстановлением фитоценозов (Горбунова и др., 2022) и территория Верхнеказымского лицензионного участка (ЛУ), соседствующая с природным парком «Нумто», где отмечено значительное возрастание площади объектов нефтегазодобывающей инфраструктуры с начала 2010-х гг. (Московченко и др., 2020а). Исследования по антропогенной трансформации растительного покрова, в т.ч. с использованием данных ДЗЗ, в районе лесотундрового участка №3 (стационар Южный Уренгой) представлены в работах (Корниенко, 2009; Украинцева и др., 2011).

4.3.1. Состояние растительных сообществ при различных типах нарушений

Все типы антропогенных нарушений в районе участков исследования были классифицированы, согласно (Козин и др., 2008), на следующие: нефтегазопромысловые (буровые площадки, кусты скважин, дожимные насосные станции, установки накопления и подготовки газа и др.), карьерно-отвальные (гидроотвалы, монокотлованы), линейно-транспортные (трубопроводы, автодороги и железные дороги, линии электропередач (ЛЭП)), пирогенно-дигрессионные (верховые и низовые послепожарные гари) и вырубочно-дигрессионные (технологические расчистки). В районе Надымской КС преобладают техногенные нарушения, связанные с вырубкой лесных массивов, прокладкой газопроводов и ЛЭП, проездами гусеничного транспорта, пожарами (Горбунова и др., 2022). В районе природного парка «Нумто» объектами техногенного воздействия являются гидрокарьеры, кусты добывающих скважин, дожимные насосные станции, площадки разведочного бурения, трубопроводы и ЛЭП (Московченко и др., 2020а).

В ходе полевых наземных обследований было изучено состояние растительного покрова на обоих участках при различных видах антропогенных преобразований. Вблизи Надымской КС исследование проводилось в августе 2018 г. на вырубке лесной растительности под ЛЭП (линейно-транспортные нарушения), где сохранен органогенный слой (Приложение 1, рисунок 1.2). Здесь нарушение не привело к существенной смене кустарникового, травяно-кустарничкового и мохово-лишайникового ярусов, флористический состав которых сходен с

составом ненарушенных фитоценозов. Кустарниковый ярус хорошо развит (проективное покрытие (ПП) от 50 до 80%), с доминированием *Betula nana*, менее распространены *Juniperus communis*, *Duschekia fruticosa*, кустарнички представлены в основном *Vaccinium uliginosum*, *Vaccinium vitis-idaea*, *Arctostaphylos uva-ursi*, *Empetrum nigrum* (ПП – менее 10%). В мохово-лишайниковом ярусе преобладают мхи из рода *Polytrichum*, лишайники из рода *Cladonia* (ПП мохово-лишайникового яруса – до 100%). Единично встречается подрост *Pinus sylvestris*.

Исследование гари в Надымском районе (пирогенно-дигрессионные нарушения) производилось вдоль трассы «Надым – Новый Уренгой» на месте лиственнично-берёзового лишайникового редколесья (Приложение 1, рисунок 1.3). Проведенное геоботаническое описание позволило выявить основные виды флоры послепожарной сукцессии: *Festuca ovina* (по наиболее сухим местообитаниям), *Carex globularis*, *Chamaenerion angustifolium*, *Betula nana*, *Vaccinium vitis-idaea*, *V. uliginosum*, *Ledum palustre*, *Polytrichum strictum*, *Cladonia sylvatica*. Лишайники серого цвета, почти полностью отмершие. Общее проективное покрытие (ОПП) изменяется от 15 до 30%.

Наземное обследование растительного покрова площадок разведочных скважин в природном парке «Нумто» (нефтегазопромысловые нарушения) определило различия во флористическом составе на насыпных грунтах (песок), связанные с проведением биологической рекультивации, либо её отсутствием (Приложение 1, рисунок 1.4). В первом случае, часто применяется внесение торфяного грунта и высаживание сосны (*Pinus sylvestris*) и ивы (*Salix dasyclados*, *S. pentandra*, *S. phyllicifolia*). Напочвенный покров представлен, как правило, травяно-моховыми сообществами (*Eriophorum scheuchzeri*, *E. polystachyon*, *Equisetum fluviatile*, *Carex globularis*, *Calamagrostis epigeios*, *Chamaenerion angustifolium*, *Deschampsia cespitosa*, *Polytrichum strictum*), на кусках завезённого торфа встречаются кустарнички: *Andromeda polifolia*, *Chamaedaphne calyculata*, *Ledum palustre*, *Betula nana*. ОПП варьирует от 5 до 80%. В случае самозарастания наблюдаются следующие виды: *Calamagrostis epigeios*, *Chamaenerion angustifolium*, *Eriophorum polystachyon*, *Polytrichum commune*, *P. strictum*, *Pohlia nutans*. ОПП составляет 40–90%. Отмечено, что скорость восстановления на песчаных насыпях низкая, при этом при большой мощности песка приживаемость растительности практически нулевая (Глазунов, 2023).

4.3.2. Оценка нарушенности фитоценозов и динамика их восстановления по данным ДЗЗ

Техногенные нарушения и последующие восстановительные сукцессии отчетливо фиксируются по значениям индекса DI (рисунок 51). С 1991 по 2001 гг. отмечалось самозарастание на отсыпках линейных и площадных сооружений, а к 2013 г. восстановление на данных участках сменилось новыми нарушениями, что было связано с расчисткой и расширением площадок, новыми вырубками, прокладками газопроводов и ЛЭП

(Горбунова и др., 2022) (площадь нарушений увеличилась на 3%) (таблица 6). В 2023 г. была выявлена новая стадия сукцессии (площадь восстанавливющихся участков достигла 7%) и появились небольшие участки новых отсыпок.

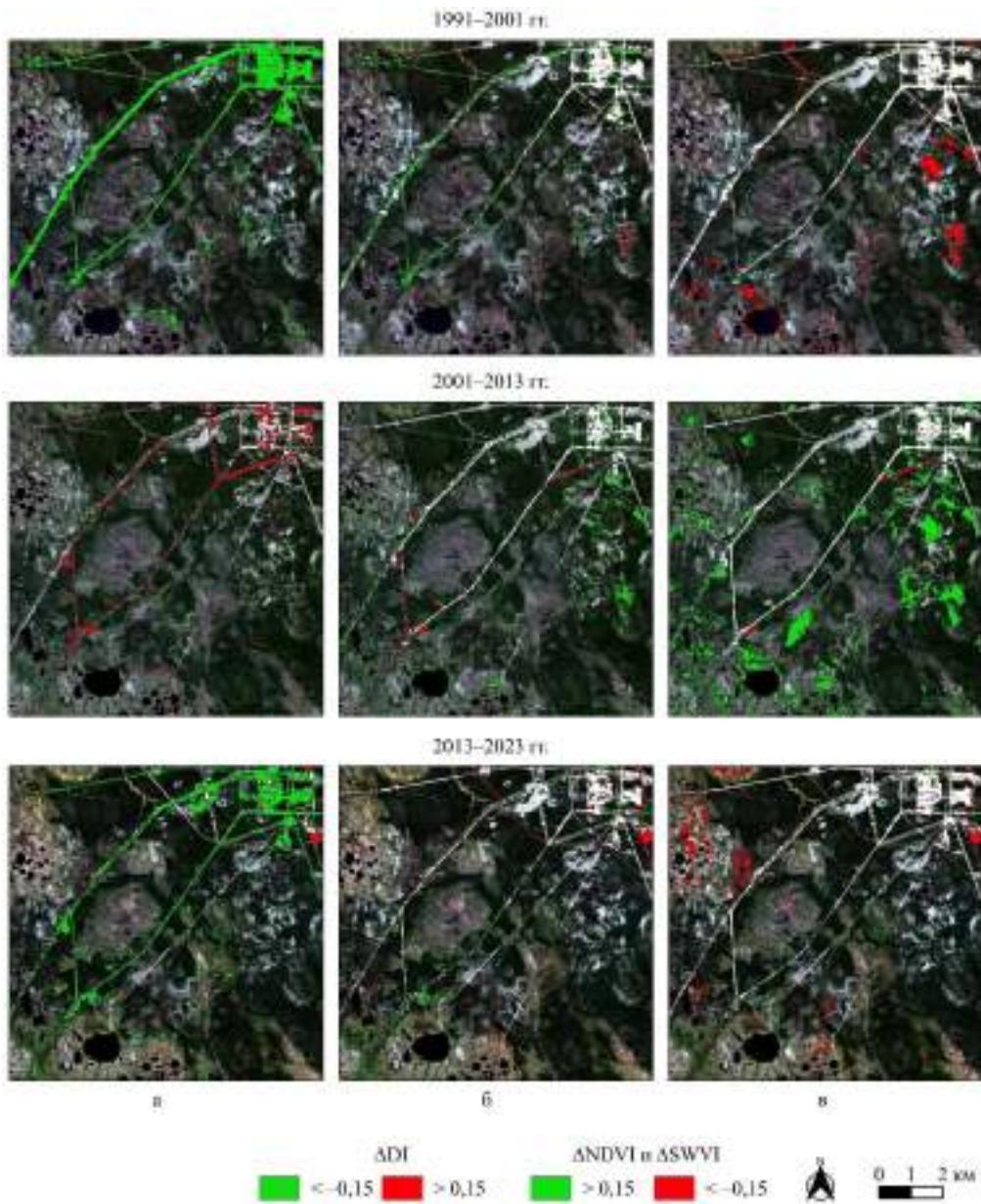


Рисунок 51 – Антропогенные изменения растительного покрова с 1991 по 2023 гг., выраженные в индексах: а) DI, б) NDVI, в) SWVI

По данным вегетационных индексов нарушения идентифицируются хуже, однако позволяют отслеживать изменения, связанные с часто возникающими на данной территории природными пожарами. В особенности отчетливо идентифицируются гари по индексу SWVI. На гарях, появившихся в 2000-х гг. на месте сосновых лишайниковых редколесий, в 2013 г. происходило интенсивное самозарастание (+10,8%), которое снизилось к 2023 г. (рисунок 51). В этот же год появились новые участки, затронутые пожаром. Необходимо отметить, что

территория исследования относится к районам с высокой встречаемостью пожаров, что во многом обусловлено положительным трендом приземной температуры воздуха и отрицательным трендом по сумме атмосферных осадков за последние десятилетия (см. раздел 3.2), а также частым возникновением пожаров вблизи производственных объектов нефтегазодобывающего комплекса (Московченко и др., 2020б).

Таблица 6 – Изменения спектральных индексов, характеризующие антропогенные нарушения растительного покрова, за период с 1991 по 2023 гг. вблизи участка №2

Период,	ΔDI			ΔNDVI			ΔSWVI		
	< -0,15	-0,15 ≤ ΔDI ≤ 0,15	> 0,15	< -0,15	-0,15 ≤ ΔNDVI ≤ 0,15	> 0,15	< -0,15	-0,15 ≤ ΔSWVI ≤ 0,15	> 0,15
1991–2001 гг.	8,6	91,4	0,03	0,41	96,7	2,88	3,24	96,5	0,22
2001–2013 гг.	0,1	97,1	2,78	0,63	95,2	4,2	0,29	88,9	10,8
2013–2023 гг.	7,14	92,6	0,24	0,83	98	1,17	2,54	97	0,45

В пределах участка «Нумто» наблюдаются существенные различия в степени нарушенности за последние несколько десятков лет (рисунок 52). К началу 2010-х гг. доля промышленных объектов и дорог по сравнению с 2001 г. выросла на 1–4%, однако к 2023 г. увеличилась до 11–16% (таблица 7), что связано с началом интенсивной разработки месторождений после изменения зонирования Парка в 2016 г., юридически разрешающего в районе исследуемой территории осуществлять недропользование (Московченко и др., 2020а). Заметное возрастание значений вегетационных индексов к 2014 г. наблюдалось преимущественно на болотных комплексах и, вероятно, обусловлено улучшением условий произрастания растительности на данном отрезке времени.

По сравнению с Уренгойским месторождением (участок №3), где треть территории подверглась техногенному преобразованию (Корниенко, 2009), на северотаёжных участках «Нумто» и «Надым» уровень техногенного воздействия сравнительно низкий. Доля нарушенных мёрзлых торфяников вблизи Надымской КС не превышает 1%, т.к. большинство инженерных сооружений проложены в пределах лесных геосистем. По данным значений индексов, на участке в природном парке «Нумто» до 2014 г. менее 1% торфяников были подвергнуты антропогенному преобразованию, а с 2014 по 2023 гг. доля нарушенных торфяников увеличилась до 5–12%. Исследования показывают, что снятие растительного покрова на мёрзлых торфяниках и создание препятствий для движения поверхностных и фильтрационных вод способствует появлению зон подтопления и развитию термокарста, что ведёт к опусканию кровли ММП и смене данного типа болот на травяно-моховые (Устинова, 2007; Москаленко 2012).

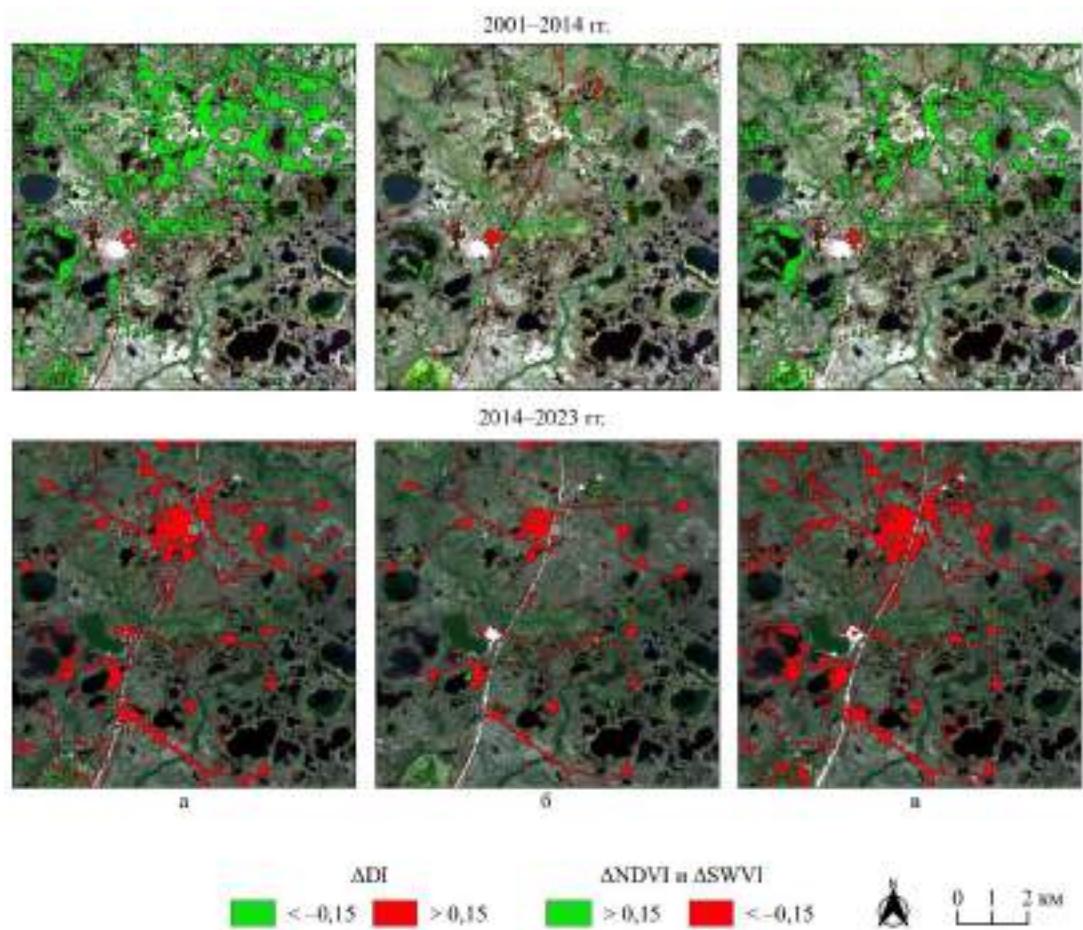


Рисунок 52 – Антропогенные изменения растительного покрова с 2001 по 2024 гг., выраженные в индексах: а) DI, б) NDVI, в) SWVI

Таблица 7 – Изменения спектральных индексов, характеризующие антропогенные нарушения растительного покрова, за период с 2001 по 2023 гг. в районе участка №1

Период,	ΔDI			ΔNDVI			ΔSWVI		
	< -0,15	-0,15 ≤ ΔDI ≤ 0,15	> 0,15	< -0,15	-0,15 ≤ ΔNDVI ≤ 0,15	> 0,15	< -0,15	-0,15 ≤ ΔSWVI ≤ 0,15	> 0,15
2001–2014 гг.	15,9	83,5	0,58	3,84	91,3	4,87	2,37	79,13	18,5
2014–2023 гг.	0,11	88,8	11,1	5,22	90,1	0,96	15,6	84,3	0,41

Сравнение площади растительного покрова на мёрзлых торфяниках при различных типах нарушений на территории природного парка «Нумто» выявило, что быстрее самозарастание происходит на гарях, чем на промышленных и линейно-дорожных объектах. Так, для соотнесения был выбран участок в северной части Парка (координаты центра: 64° 06' 28,0" с.ш., 70° 22' 11,5" в.д.), где по снимку Landsat-7 от 2001 г. выявлена свежая гарь на торфянике. К 2014 г. для 94% площади нарушения отмечалась заметная положительная динамика восстановления фитоценозов по значениям NDVI ($> 0,15$) (рисунок 53). Согласно

данным (Сизов и др., 2020; Синюткина, Гашкова, 2022), в первые годы после пожара на торфяных болотах и схожих с ними по растительному покрову мохово-лишайниковых тундрах происходит быстрый рост фитомассы преимущественно за счёт кустарничков и политриховых мхов, что выражается в заметном увеличении значений вегетационного индекса в первые пять лет.

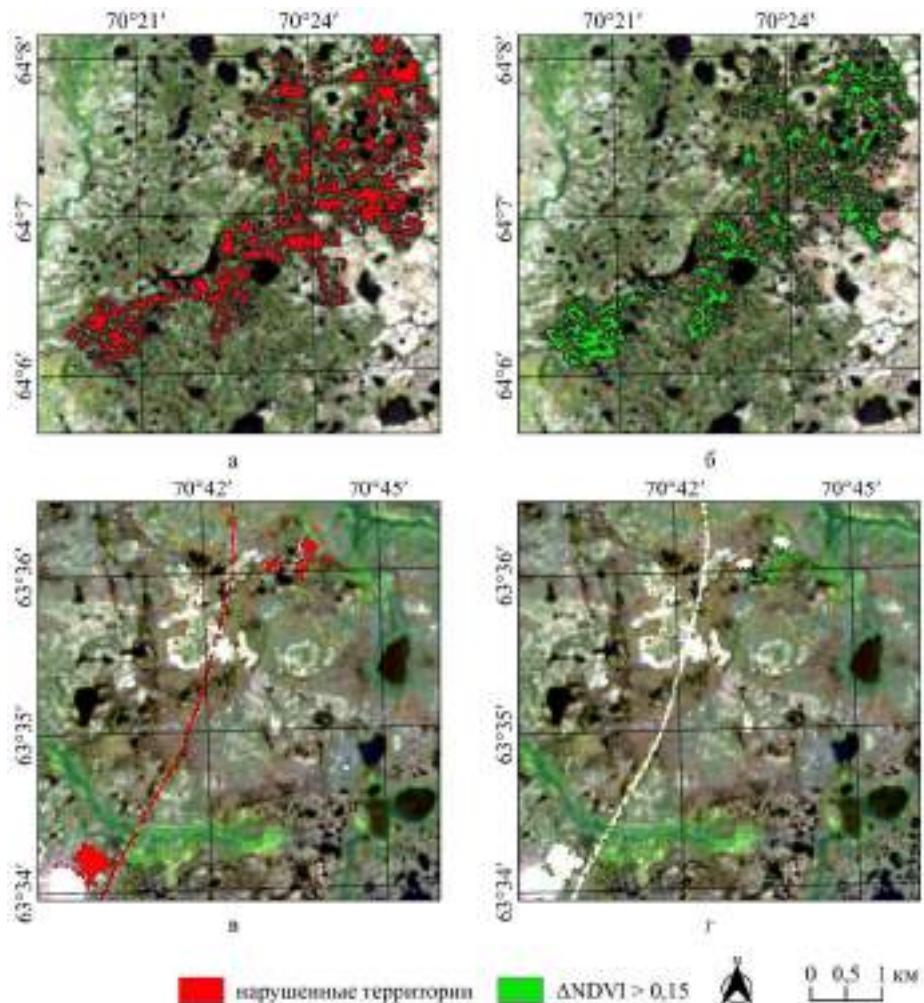


Рисунок 53 – Площадь нарушенных участков и восстановление растительного покрова на них по данным значений NDVI: а) и б) на гари в северной части природного парка «Нумто» с 2001 по 2014 гг.; в) и г) на территории Парка в пределах Верхнеказымского ЛУ с 2014 по 2023 гг.

Результаты демонстрируют, что спустя 10 лет и более на отдельных участках значения NDVI достигли уровня невыгоревших торфяников, а через 20 лет (2023 г.) практически полностью соответствовали первоначальным величинам. При более сильном преобразовании (снятие напочвенного покрова, создание отсыпок) самозарастание происходит заметно медленнее, что наблюдается на участке с появлением объектов инфраструктуры нефтедобычи (рисунок 53). Как отмечается в работе (Соромотин, 2010), этап обустройства месторождения

характеризуется наибольшим негативным воздействием на растительный покров в таёжной зоне. Поэтому здесь определены малые темпы восстановления растительного покрова за последние 10 лет ($\Delta\text{NDVI} \leq 0,15$), а доля заметных изменений составила лишь 12%. Выявлено, что наличие песчаных отсыпок в значительной степени ограничивает возобновление растительных сообществ в условиях торфяных болот и тундр (Сизов, Лоботросова, 2016). Показательным также является исследование (Московченко и др., 2017) на примере южных тундр Тазовского полуострова, где при сильных техногенных нарушениях (прокладка трубопроводов, возведение песчаных насыпей) восстановление растительного покрова может занимать до 20 лет.

Глава 5. Прогноз изменений мёрзлых торфяников на севере Западной Сибири

5.1. Динамика геокриологических параметров до 2050 г.

Моделирование изменений глубины сезонного протаивания и температуры ММП производилось с помощью метода экспоненциального сглаживания имеющихся количественных данных в программном комплексе Microsoft Excel 2016, в т.ч. с применением мультирегрессионного анализа на основе использования значимых предикторов (количество фотосинтетически активной биомассы, температура поверхности земли, максимальная высота снежного покрова) по вычисленных уравнениям множественной регрессии (таблица 8). Важным условием для выбора независимых переменных являлся их максимальный вклад в увеличение значения коэффициента детерминации r^2 . В связи с этим, наиболее подходящим параметром вегетационного индекса как одного из основных предикторов стал LAI_{max} на участке №2 и TI-NDVI на участках №№3–4. Кроме этого, учитывалась общая статистическая значимость ($p < 0,05$), однако прогнозирование производилось и при более низкой достоверности регрессионной модели, что связано с небольшим количеством наблюдений, отмеченных на лесотундровых участках. Для возможности сравнения различных вариантов полученных прогнозных значений мерзлотных характеристик выполнялось их вычисление как с рассмотрением сезонного фактора, так и без. Для выявления статистической неопределенности прогноза рассчитывался доверительный интервал при 95% уровне значимости.

Таблица 8 – Уравнения множественной регрессии для прогнозирования геокриологических параметров мёрзлых торфяников по участкам

№ участка	прогнозируемый параметр	уравнение на основе выбранных предикторов	r	r^2	значимость F-критерия
2	максимальная мощность СТС	$y_1^* = 69,19LAI_{max} + 1,48SWI_{LST} + 0,3h_{max}^* - 41,63$	0,59	0,35	0,04
	температура ММП (крупнобугристый торфяник)	$y_2^* = 0,69LAI_{max} + 0,001SWI_{LST} + 0,003h_{max} - 1,61$	0,68	0,46	0,01
3	максимальная мощность СТС	$y_1 = 16,32TI-NDVI + 0,77SWI_{LST} - 0,38h_{max} + 8,38$	0,55	0,31	0,24
4	максимальная мощность СТС	$y_1 = 8,53TI-NDVI - 0,168SWI_{LST} + 0,163h_{max} + 3,41$	0,66	0,43	0,38

* y_1 – рассчитываемое прогнозируемое значение максимальной мощностью СТС, y_2 – рассчитываемое прогнозируемое значение температуры ММП (крупнобугристый торфяник), h_{max} – максимальная высота снежного покрова за прошедший зимний период

Результаты прогнозной модели показывают, что на северотаёжном участке №2 (Надымский стационар) к середине XXI в., при сохранении текущих трендов климатических параметров глубина сезонного протаивания увеличится до 3 м. Согласно множественной регрессионной модели, мощность СТС, вероятно, достигнет 2,5 м (рисунок 54). Тенденция к росту значений температуры ММП на глубине нулевых годовых амплитуд отмечена для крупнобугристых торфяников – по прогнозным данным с использованием простого экспоненциального сглаживания температура мерзлоты достигнет 0 °С к 2030–2034 гг., по регрессионной модели – останется отрицательной со значением –0,1 °С к 2050 г., при условии отсутствия влияния фактора сезонности (рисунок 55). Отмечено, что результаты моделирования согласуются с прогнозом (Павлов, 2008а) об увеличении температуры ММП на глубине 10 м в районе Надымского стационара в течение ближайших 50 лет на величину более 0,5 °С.

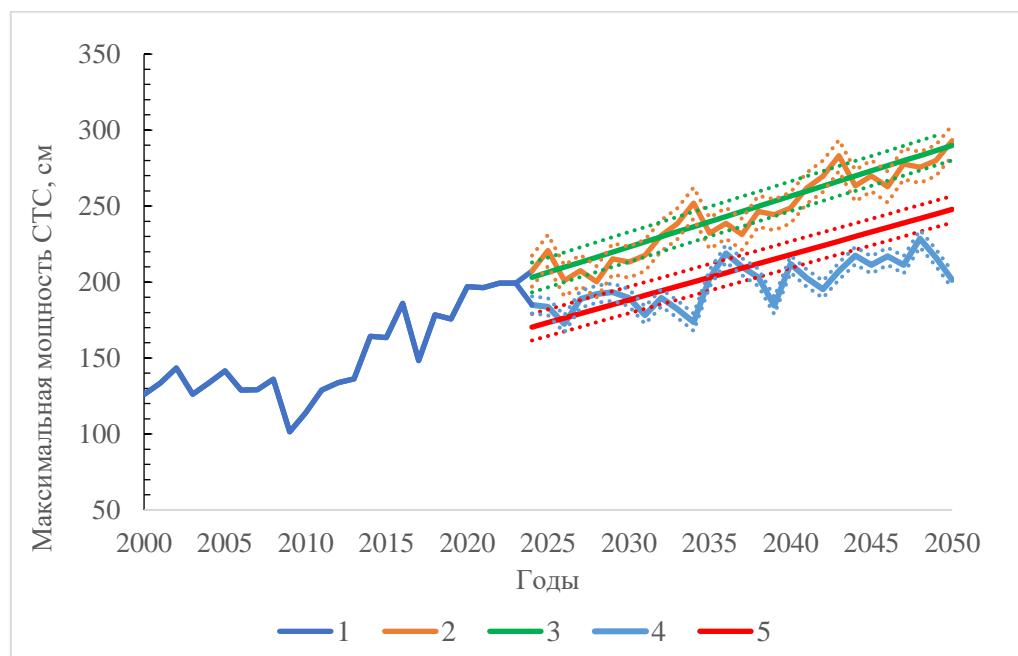


Рисунок 54 – Прогнозируемые значения максимальной мощности СТС на участке №2.
1 – фактические данные (2000–2023 гг.); прогноз по фактическим данным (2024–2050 гг.):
2 – с учётом сезонности, 3 – без учёта сезонности;
прогноз, согласно регрессионной модели (2024–2050 гг.): 4 – с учётом сезонности,
5 – без учёта сезонности (точечным штрихом показаны границы доверительного
интервала для соответствующих прогностических кривых)

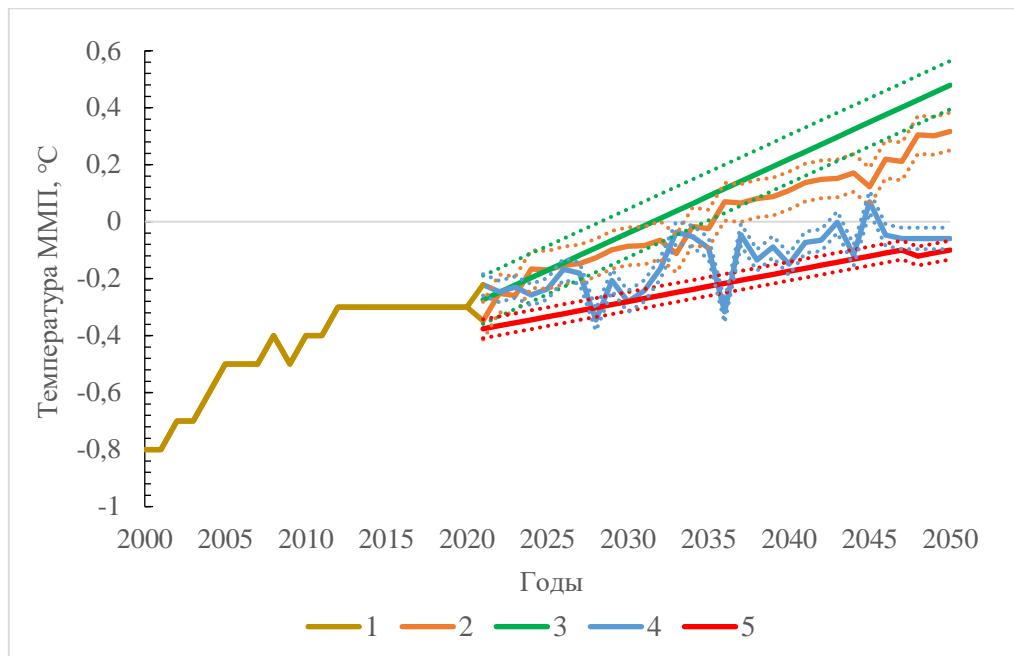


Рисунок 55 – Прогнозируемые значения температуры ММП крупнобугристых торфяников на глубине 10 м на участке №2. 1 – фактические данные (2000–2020 гг.); прогноз по фактическим данным (2021–2050 гг.): 2 – с учётом сезонности, 3 – без учёта сезонности; прогноз, согласно регрессионной модели (2024–2050 гг.): 4 – с учётом сезонности, 5 – без учёта сезонности (точечным штрихом показаны границы доверительного интервала для соответствующих прогностических кривых)

На лесотундровом участке в Южном Уренгое (№3), как и на северотаёжном (№2), по прогнозируемым данным, будет наблюдаться заметное увеличение глубины сезонного протаивания, которое к 2050 г. достигнет 2 м (рисунок 56). При этом следует отметить, что прогноз с привлечением модели с предикторами предсказывает сравнительно низкую величину максимальной мощности СТС к середине XXI в. (132 см и 148 см (при учёте сезонного фактора)). Вероятно, такое снижение значений данного геокриологического параметра может быть обусловлено отрицательной тенденцией максимальной величины снежного покрова, учитываемой в модели.

Близкое совпадение прогностических сценариев (с учетом влияния независимых переменных и без) для глубины сезонного протаивания отмечается на лесотундровом участке Лабытнанги (№4): разница составила 14 см, а при рассмотрении сезонности во временном ряду – 4 см. В целом, здесь, согласно прогнозу, не ожидается опускание кровли мерзлоты до глубины более 1 м в ближайшие 30 лет (рисунок 57).

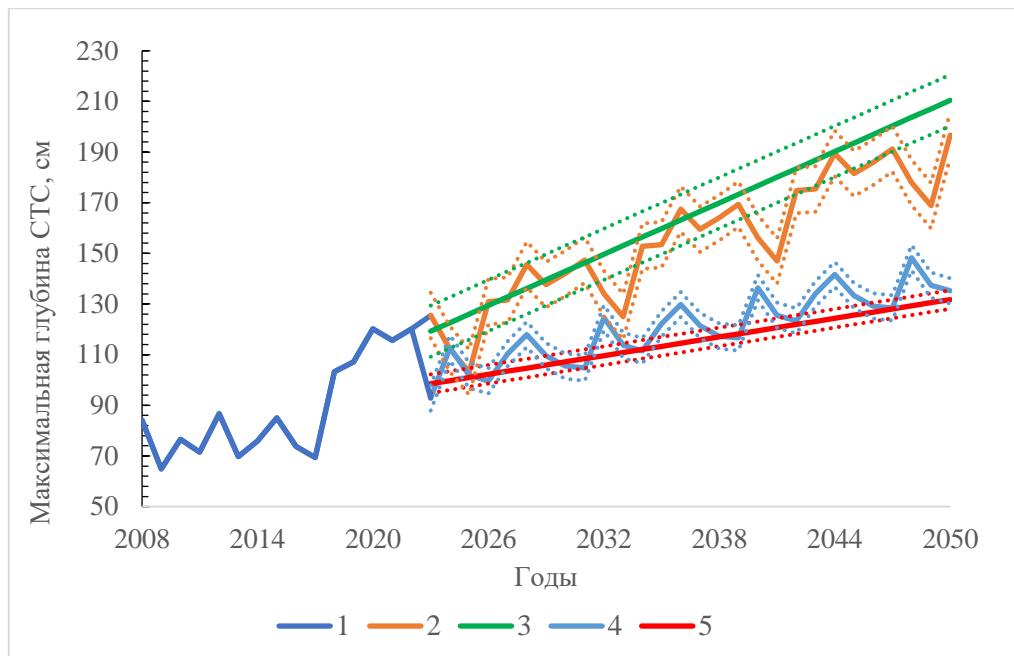


Рисунок 56 – Прогнозируемые значения максимальной мощности СТС на участке №3.

1 – фактические данные (2008–2022 гг.); прогноз по фактическим данным (2023–2050 гг.):

2 – с учётом сезонности, 3 – без учёта сезонности; прогноз, согласно регрессионной модели (2023–2050 гг.): 4 – с учётом сезонности, 5 – без учёта сезонности (точечным штрихом показаны границы доверительного интервала для соответствующих прогностических кривых)

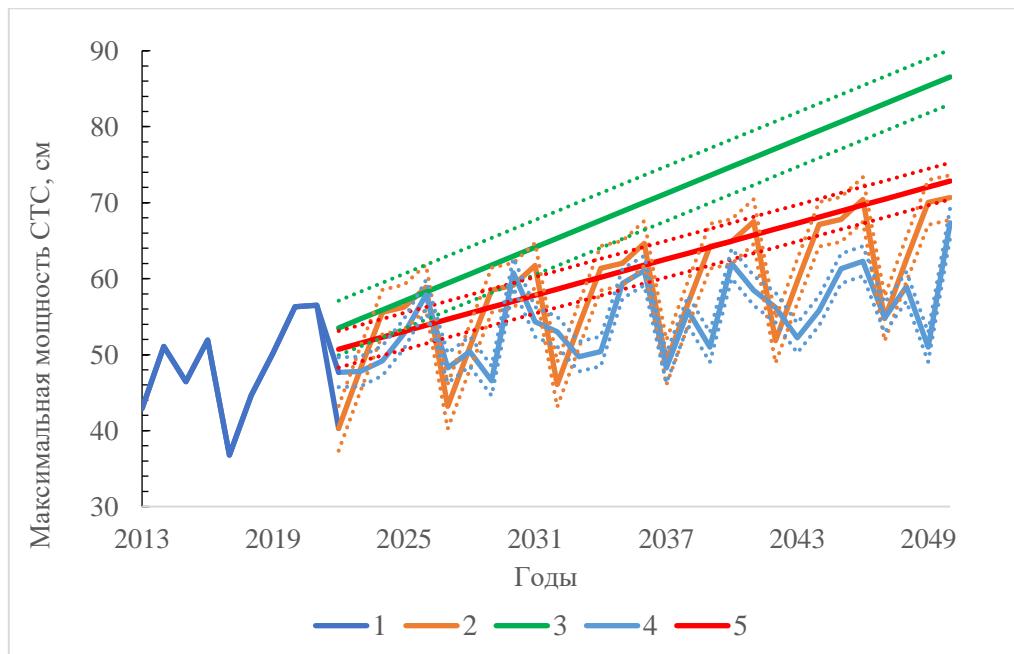


Рисунок 57 – Прогнозируемые значения максимальной мощности СТС на участке №4.

1 – фактические данные (2013–2021 гг.); прогноз по фактическим данным (2022–

2050 гг.): 2 – с учётом сезонности, 3 – без учёта сезонности; прогноз, согласно регрессионной модели (2022–2050 гг.): 4 – с учётом сезонности, 5 – без учёта сезонности (точечным штрихом показаны границы доверительного интервала для соответствующих прогностических кривых)

Таким образом, данные демонстрируют, что с привлечением ландшафтных и климатических предикторов для моделирования будущих изменений геокриологических условий мёрзлых торфяников прогнозируется относительно меньшая степень деградации мерзлоты, чем при использовании простой оценки по данным наблюдений прошлых лет. Сопоставление прогноза на основе множественной регрессии с моделью (Анисимов, Кокорев, 2017) выявило близость их оценочных значений состояния ММП для севера Западной Сибири, согласно которой вероятность увеличения СТС составит 30 ± 14 см. При прогнозируемом росте глубины сезонного протаивания и температуры ММП можно ожидать дальнейшее снижение устойчивости мерзлоты в течение следующих десятилетий, в особенности в районе участков №№2–3.

5.2. Динамика растительного покрова в зоне островного распространения ММП до 2033 г.

Моделирование изменений площадей природных ландшафтов и прогноз их состояния на 10-летний период производились в плагине MOLUSCE 4.0 (Modules for Land Use Change Simulations) ПК QGIS 3.36 (Документация..., 2004) на основе преобразованных по методу Tasseled Cap спутниковых снимков Landsat. Классифицирование при помощи алгоритма SVM показало высокую точность (2001 г. – 93% (коэф. χ «каппа» – 0,92), 2013 г. – 86% (коэф. χ «каппа» – 0,83), 2023 г. – 97% (коэф. χ «каппа» – 0,96)) и позволило получить основные ТП, формирующие пространственную структуру территории (рисунок 58). Для анализа динамики состояния территории и построения модели в плагине используются два временных среза и учитываются факторы влияния. Поэтому в работе в качестве переменных были задействованы следующие: карта уклонов поверхности, рассчитанная в ПК QGIS 3.36 по данным цифровой модели рельефа тематического продукта ASTGTM v003 спектрорадиометра ASTER/спутник TERRA с пространственным разрешение 30 м (5 тайлов мозаики, ограниченных северной широтой $64\text{--}65^\circ$ и восточной долготой $71\text{--}73^\circ$) (источник данных: <https://appeears.earthdatacloud.nasa.gov/>), и вычисленная карта кратчайших расстояний до водных объектов на основе векторных данных OpenStreetMap (источник данных: <https://download.geofabrik.de/russia/ural-fed-district.html>) (рисунок 59).

Обучение модели для последующей симуляции будущих изменений осуществлялось по методу нейронных сетей (многослойный перцептрон) (Artificial Neural Network (Multi-layer Perceptron) – ANN), который является одним из наиболее эффективных для прогнозирования изменений наземных покровов, т.к. учитывает возможную нелинейность и сложность в процессе моделирования (El-Tantawi et al., 2019). Результат показал среднюю степень

согласованности модели (значение χ «каппа» – 0,60) при использовании карт факторов влияния и карты изменений за период 2013–2023 гг.

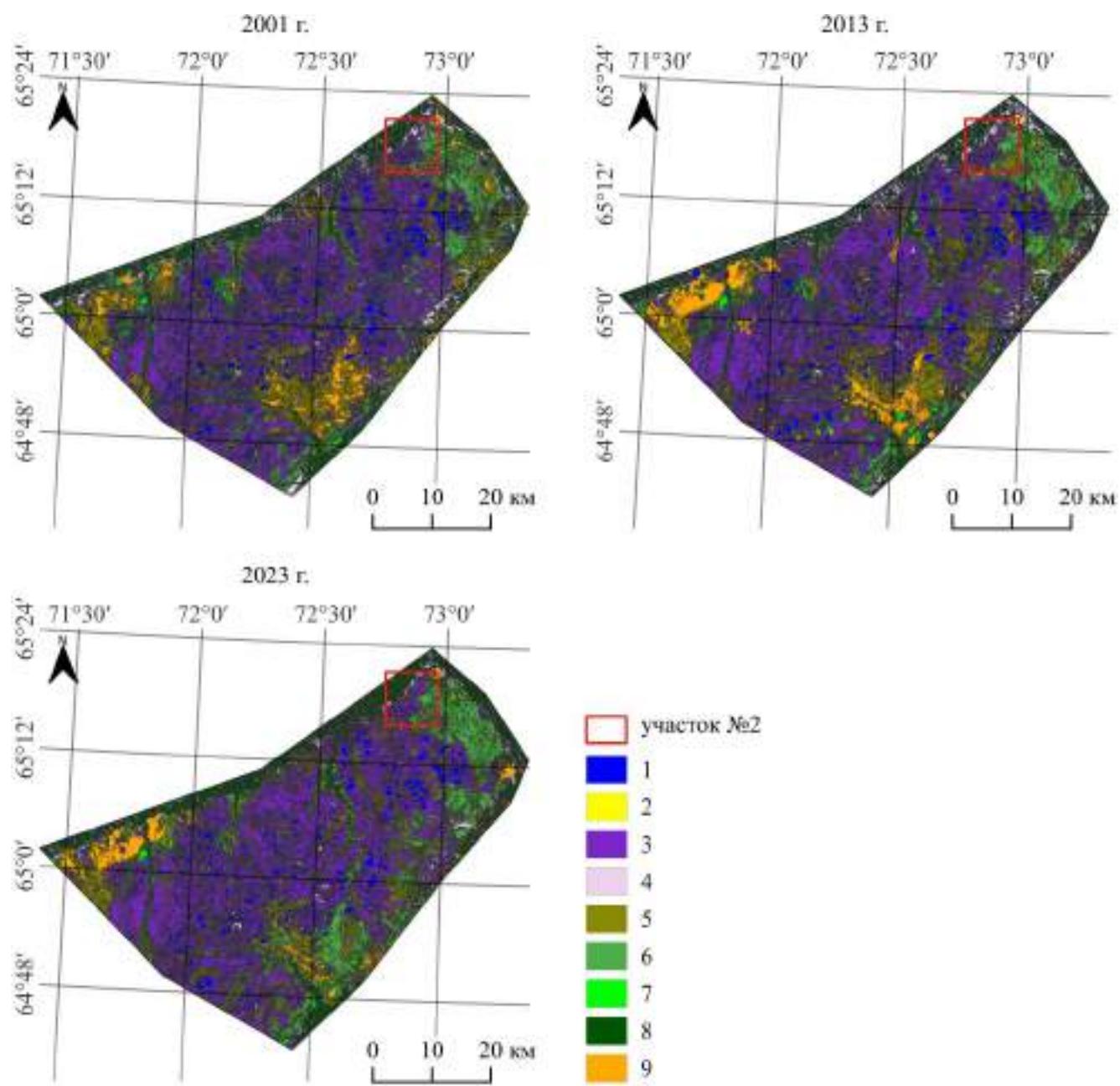


Рисунок 58 – 1 – водные объекты; 2 – пески (раздувы, речные отмели) и техногенные объекты с песчаными насыпями; 3 – крупно- и плоскобугристые травяно-кустарничково-мохово-лишайниковые торфяники; 4 – плоские кустарничково-травяно-моховые болота; 5 – пройденные пожарами участки крупно- и плоскобугристых торфяников с восстановливающейся растительностью; 6 – кедрово-сосново-лиственничные лишайниково-зеленомошные леса; 7 – редкостойные берёзово-лиственничные лишайниковые леса; 8 – пойменные сосново-кедрово-еловые травяно-моховые леса; 9 – пройденные пожарами участки лесов и редколесий с восстановливающейся растительностью

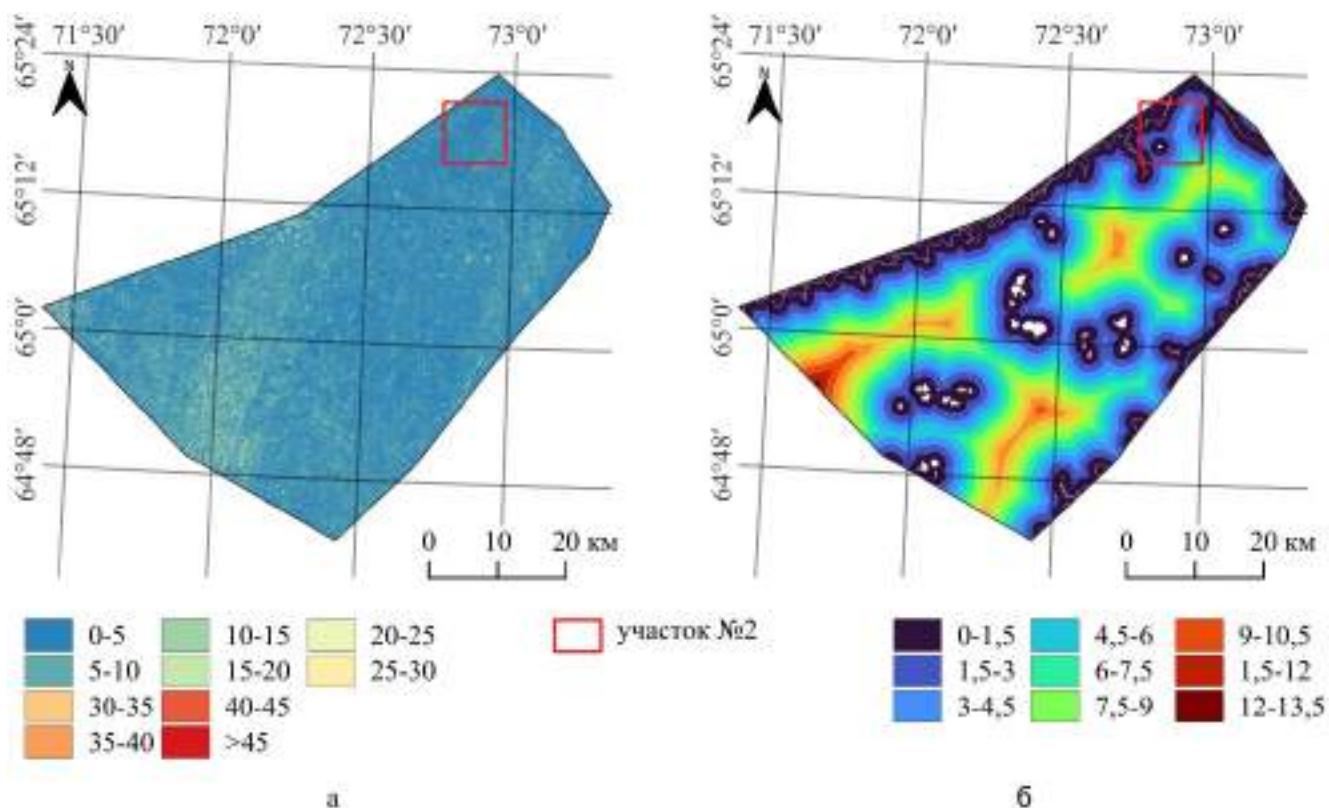


Рисунок 59 – Карты факторов влияния: а) уклон поверхности, в %, б) удаленность от водных объектов, в км

Анализ карт (рисунок 58) и величины площадей (таблица 9) за последние 22 года выявил, что мёрзлые торфяники в районе участка №2 характеризовались стабильной положительной тенденцией ($\Delta S_{2001-2023}$ гг. – менее 1%). Горелые участки данных геосистем во второй половине данного периода увеличились за счёт учащения пожаров как природного, так и техногенного происхождения ($\Delta S_{2013-2023}$ гг. – 3,23%).

Таблица 9 – изменения площади классов с 2001 по 2033 гг.

класс	S, %				ΔS , %		
	2001 г.	2013 г.	2023 г.	2033 г.	2001–2013 гг.	2013–2023 гг.	2023–2033 гг.
1	6,31	6,69	5,62	5,49	0,38	-1,07	-0,13
2	0,99	0,99	0,65	0,5	-0,0002	-0,34	-0,15
3	34,5	35,2	35,4	40,8	0,72	0,23	5,39
4	5,59	5,11	3,13	2,29	-0,49	-1,97	-0,84
5	18,7	17,6	20,8	17,2	-1,13	3,23	-3,64
6	16,7	13,9	16,8	18,4	-2,77	2,83	1,66
7	4,69	4,79	5,19	4,62	0,1	0,4	-0,57
8	7,55	8,22	7,6	7,47	0,67	-0,62	-0,14
9	4,99	7,51	4,83	3,26	2,53	-2,68	-1,57

Симуляция модели на 2033 г. (рисунок 60а) и карта изменений классов (рисунок 60б) демонстрируют, что в следующие 10 лет наибольшая динамика будет наблюдаться для гарей. Данные из таблицы 1 свидетельствуют о том, что при отсутствии крупных по площади пожаров в ближайшие годы будет происходить зарастание нарушенных участков торфяников ($\Delta S_{2023-2033}$ гг. – $-3,64\%$). Это подтверждается также матрицей переходов (таблица 10), которая отражает потенциальную трансформацию постпирогенных участков торфяников в участки, не затронутые пожаром (класс 3), на уровне 0,26. Согласно исследованиям (Москаленко, 2014), на гарях, отмеченных на торфяниках в 2001 г., спустя 30 лет (к 2033 г.) растительность должна практически восстановиться и приблизиться к прежнему облику, а в структуре заметно возрасти доля лишайников. На более свежих гарях, которые добавились к 2013 г., стадии сукцессии фитоценозов будут отличаться сравнительно меньшей ценотической ролью лишайников при доминировании сфагновых и политриховых мхов.

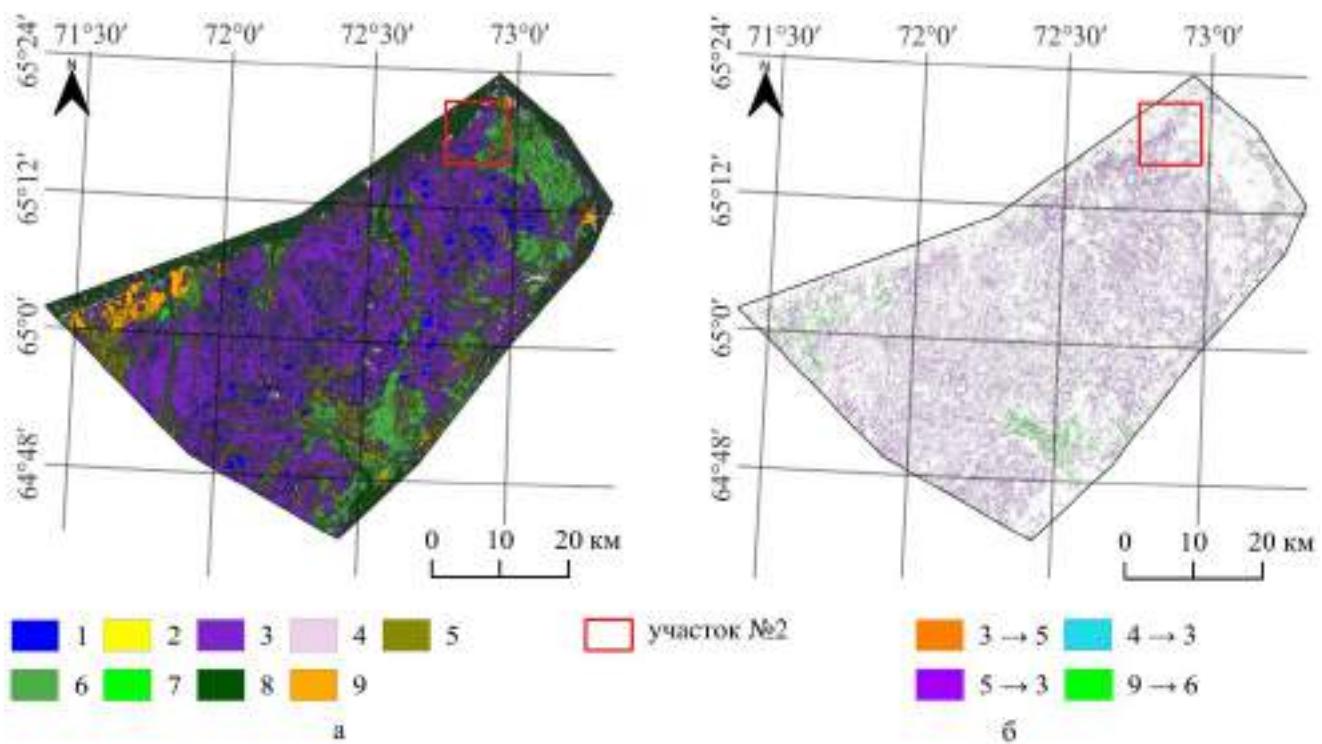


Рисунок 60 – Карты: а) прогнозного состояния территории исследования на 2033 г., б) карта изменений за период с 2023 по 2033 гг. Описание классов представлено на рисунке 58

Кроме этого, согласно прогнозу, вероятно небольшое сокращение площади кустарничково-травяно-моховых болот, отмеченное с 2001 г. (таблица 9), и их переход в класс торфяников (0,24) (таблица 10), которые выражены максимальным приростом площади ($\Delta S_{2023-2033}$ гг. – $5,39\%$). Такой результат подтверждает мнение о продолжающемся процессе заторфовывания на севере Западной Сибири, несмотря на замедление темпов болотообразования в настоящее время (Инишева, Березина, 2013) и о том, что в южной

криолитозоне, с потеплением климата происходит увеличение площади мерзлоты за счёт её новообразования на талых участках выпуклобугристых торфяников и осушения части осоково-моховых и топяных болот и перехода их в выпуклобугристые торфяники (Шполянская и др., 2022).

Таблица 10 – матрица переходов 2023–2033 гг.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	0,99	0	0,0	0	0,001	0,006	0,0001	0,002	0
2	0	0,85	0,01	0	0,04	0,03	0,06	0,01	0
3	0	0	0,91	0	0,09	0,0002	0	0	0
4	0	0	0,24	0,64	0,006	0,004	0	0,12	0
5	0	0	0,26	0	0,71	0,007	0,0001	0,02	0
6	0	0	0,001	0	0,12	0,87	0	0,006	0
7	0	0	0,002	0	0,068	0,04	0,89	0,0006	0
8	0	0	0	0	0,003	0,15	0	0,84	0
9	0	0	0,0005	0	0,016	0,27	0,004	0,002	0,71

Таким образом, динамика мёрзлых торфяников в районе Надымского геокриологического стационара в ближайшее десятилетие не будет отличаться выраженными изменениями и зависит, в основном, от масштабов пожаров, фиксируемых на данной территории. Тенденция к возрастанию площади бугристых травяно-кустарничково-мохово-лишайниковых торфяников связана с постепенным самовосстановлением растительного покрова на гарях данных геосистем и частичным замещением кустарничково-травяно-моховых болот.

Заключение

Проведенное исследование позволило детально проанализировать и сравнить тенденции развития растительного покрова и особенности температурного режима мёрзлых торфяников в разных биоклиматических зонах в пределах южной криолитозоны Западной Сибири под влиянием современных климатических и техногенных изменений. Определены взаимосвязи метеопараметров, спектральных индексов ($NDVI_{max}$, $TI-NDVI$, LAI_{max} , SWI_{LST}) и данных геокриологического мониторинга (глубина сезонного протаивания, температура ММП) за период с 2000 по 2023 гг., что показало эффективность использования данных дистанционного зондирования Земли.

На основе применения ГИС-анализа при помощи алгоритмов классификации спутниковых снимков с достаточно высокой степенью достоверности идентифицированы массивы мёрзлых торфяников и по их спектрально-отражательным свойствам выявлены отличительные особенности среди других болотных комплексов, обусловленные спецификой видового состава растительности. Это позволило создать карты с распространением основных природных комплексов и техногенных объектов для районов исследования, расположенных в северотаёжной подзоне и лесотундре.

Результатом использования методов геообработки космоснимков стало отражение пространственных климатических различий по данным температуры поверхности земли между участками расположения мёрзлых торфяников в региональном масштабе. На основе величин климатических маркеров и индексов определена их близость к границам геокриологических зон за последние десять лет. Дальнейший анализ последующих лет может дать представление о степени изменения современных и прогнозируемых климатических показателей с точки зрения геокриологической зональности.

Применение индексов, характеризующих нарушенность растительного покрова (DI , $NDVI$, $SWVI$), позволило количественно оценить степень техногенной трансформации природных комплексов в северной тайге, где происходит интенсивное освоение нефтегазовых месторождений. Задействование данных дистанционных методов предоставляет возможности для более наглядного отслеживания динамики восстановления фитоценозов при хозяйственном освоении северных регионов.

На основе мультирегрессионного анализа с включением ключевых предикторов (LAI_{max} ($TI-NDVI$), SWI_{LST} , максимальная высота снежного покрова за прошедший зимний период) дан прогноз изменения состояния мерзлоты в островной и прерывистой зонах распространения ММП. Это, совместно с оценкой трендов значений климатических, геоботанических и геокриологических параметров, выявило наибольшую неустойчивость мёрзлых торфяников в

южной лесотундре в районе Уренгойского месторождения и прогнозируемую в северной тайге в районе стационара Надым.

Прогнозирование изменения природных ландшафтов на основе создания имитационной нейросетевой модели по классифицированным спутниковым снимкам с учетом влияния геоморфологических факторов показало основные тренды развития мёрзлых торфяников. Это отражено на картах изменений и ландшафтной структуры по результатам симуляции.

Исследование позволило сделать следующие выводы:

1. Рост приземной температуры атмосферного воздуха на севере Западной Сибири, наиболее выраженный после 2010–2011 гг., способствует увеличению температуры верхней толщи грунтов. Рост температур грунтовой толщи особенно интенсивен в зоне островного распространения ММП, однако при положительных трендах SWI_{LST} ($0,40\text{ }^{\circ}\text{C/год}$), $LST_{\text{год}}$ ($0,26\text{ }^{\circ}\text{C/год}$) в районе геокриологического стационара Южный Уренгой (зона прерывистого распространения ММП) отмечены максимальные значения тренда роста температуры ММП на глубине нулевых годовых амплитуд ($+0,045\text{ }^{\circ}\text{C/год}$) и максимальной глубины сезонного протаивания ($+3,44\text{ см/год}$).

2. В южной криолитозоне за последние два десятилетия отмечается тенденция к умеренному увеличению фотосинтетически активной биомассы на мёрзлых торфяниках, при этом тренд $NDVI_{\text{max}}$ отчетливее проявляется в лесотундровой зоне ($0,002/\text{год}$). Улучшение температурных условий в корнеобитаемом слое грунтов способствует возрастанию суммарной годовой продуктивности, согласно значениям $TI-NDVI$, что во многом определяется фиксируемым разрастанием кустарников. Данный параметр положительно коррелирует с мощностью СТС и связь становится теснее с увеличением широты. В редкоостровной части криолитозоны (природный парк «Нумто») зависимость температуры ММП плоскобугристых торфяников на глубине 10 м с $TI-NDVI$ отрицательная ($r = -0,47$), что свидетельствует о мерзлотостабилизирующей роли растительности.

3. На основе совместного использования индекса нарушенности DI , вегетационных индексов $NDVI$ и $SWVI$ выделены участки, подвергшиеся преобразованию при освоении месторождений углеводородов, проведена оценка интенсивности техногенеза и скорости самовосстановления растительности. Заметные темпы восстановления растительного покрова отмечаются при локальных техногенных воздействиях, обеспечивающих эксплуатацию существующей инфраструктуры (расчистки площадок и трасс), либо дообустройство (новые ветки трубопроводов и ЛЭП, песчаные отсыпки) (район расположения Надымской компрессорной станции). Прирост новых нарушений каждые 10 лет составляет $\approx 4\%$, включая пожары, охватывающие преимущественно приречные лишайниковые сосняки. Доля техногенного влияния на природные комплексы больше доли климатических изменений ($< 1\%$).

При этапе обустройства нефтегазовых месторождений (природный парк «Нумто») нарушенность мёрзлых торфяников существенно возросла (до 12%/10 лет), а скорость восстановления фитоценозов отличается низкими значениями. Быстрее самозаrstание происходит на гарях – за 10 лет более 90% территории характеризуется заметным увеличением NDVI. На данном этапе освоения техногенный фактор преобразования криогенных ландшафтов превосходит климатогенный на порядок.

4. Разработана прогностическая модель будущих климатогенных изменений геокриологических условий на основе множественного регрессионного анализа с подобранными наиболее весомыми предикторами (LAI_{max} (TI-NDVI), SWI_{LST} , максимальная высота снежного покрова за прошедший зимний период). Показано, что в течение ближайших 30 лет продолжится процесс деградации мерзлоты под торфяниками, особенно заметный в зоне островного распространения ММП. Так, ожидается максимальный рост глубины сезонного протаивания в северотаёжной подзоне (Надымский стационар) (+ 49...58 см), а температура ММП крупнобугристых типов на глубине годовых нулевых амплитуд приблизится к нулю ($-0,1^{\circ}\text{C}$). Здесь же, в зоне островного распространения ММП, согласно геоинформационному моделированию, на протяжении ближайших 10 лет ожидается локальное увеличение площади мёрзлых торфяников, что обусловлено восстановлением растительности на гарях и процессами осушения и прироста фитомассы болотных микроландшафтов, способствующих новообразованию ММП.

Список сокращений

ГИС	Геоинформационные системы
ДЗЗ	Дистанционное зондирование Земли
КСЯ	Коэффициент спектральной яркости
ММП	Многолетнемёрзлые породы
СМС	Сезонномёрзлый слой
СТС	Сезонноталый слой
ТП	Тип поверхности
CALM	Circumpolar Active Layer Monitoring (циркумполярный мониторинг сезонноталого слоя)
C_v	Коэффициент вариации
DDT	Сумма положительных температур поверхности земли
DI	Disturbance Index (индекс нарушенности растительного покрова)
Blue	Значение спектрального отражения в видимой синей области спектра
F^a	Коэффициент морозности поверхности земли
F^b	Альтернативный коэффициент морозности поверхности земли
FDD	Сумма отрицательных температур поверхности земли
Green	Значение спектрального отражения в видимой зелёной области спектра
I	Индекс относительной суховости климата
LAI	Leaf area index (индекс листовой поверхности)
LAI_{max}	Максимальное значение LAI за вегетационный период
LST	Land surface temperature (температура поверхности земли)
$LST_{год}$	Среднегодовое значение LST
Max	Максимальное значение в выборке
Min	Минимальное значение в выборке
MOLUSCE	Modules for Land Use Change Simulations (модуль анализа изменения ландшафтного покрова в ПК QGIS)
n	Количество случаев в выборке
NDVI	Normalized difference vegetation index (нормализованный относительный индекс растительности)
$NDVI_{max}$	Максимальное значение NDVI за вегетационный период
NIR	Значение спектрального отражения в ближней инфракрасной области спектра
p	Статистический уровень значимости
r	Коэффициент корреляции

r^2	Коэффициент детерминации
Red	Значение спектрального отражения в красной области спектра
SCP	Semi-Automatic Classification Plugin (плагин программного комплекса QGIS полуавтоматической классификации спутниковых снимков)
SD	Стандартное отклонение
SE	Стандартная ошибка среднего
SWI	Summer Warmth Index (индекс летней температуры)
SWI _{LST}	SWI, рассчитанный по значениям LST, превышающих 0 °C
SWI _{LSTM}	SWI, рассчитанный по значениям температуры поверхности земли по данным метеостанции
SWI _M	SWI, рассчитанный по значениям приземной температуры атмосферного воздуха по данным метеостанции
SWIR	Значение спектрального отражения в средней инфракрасной области спектра
SWVI	Short Wave Vegetation Index (коротковолновый вегетационный индекс)
Т _{год}	Среднегодовая температура поверхности земли
TI-NDVI	Интегральное значение NDVI за вегетационный период
UTM	Universal Transverse Mercator (Универсальная поперечная проекция Меркатора)
β	коэффициент наклона прямой линии (линейного тренда)

Библиографический список

1. Аветов, Н.А. Трансформация комплексных бугристых болот в западносибирской Субарктике в связи с потеплением климата / Н.А.Аветов, Е.А.Шишконакова, Т.Ю.Толпышева // Мониторинг состояния и загрязнения окружающей среды. Основные результаты и пути развития: тезисы докладов Всероссийской научной конференции, Москва, 20–22 марта 2017 года / ФГБУ «Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН». – Москва: Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН, 2017. – С. 213–214.
2. Алтынцев, М.А. Преобразование Tasseled Cap по космическим снимкам IKONOS для дешифрирования растительности / М.А.Алтынцев // Гео-Сибирь. – 2011. – Т. 4. – С. 34–39.
3. Анисимов, О.А. Современные изменения криосферы и природной среды в Арктике / О.А.Анисимов, А.Ф.Жирков, А.Б.Шерстюков // Арктика XXI век. Естественные науки. – 2015. – № 2(3). – С. 24–47.
4. Анисимов, О.А. Оценка роли природно-климатических факторов в изменениях криолитозоны России / О.А.Анисимов, А.Б.Шерстюков // Криосфера Земли. – 2016. – Т. 20, № 2. – С. 90–99.
5. Анисимов, О.А. Моделирование мощности сезонноталого слоя с учетом изменений климата и растительности: прогноз на середину XXI века и анализ неопределенностей / О.А.Анисимов, В.А.Кокорев // Криосфера Земли. – 2017. – Т. 21, № 2. – С. 3–10. – DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2017-2(3-10).
6. Архив погоды. URL: <http://www.pogodaiklimat.ru> (дата обращения: 02.10.2023).
7. Архив погоды. URL: <https://rp5.ru> (дата обращения: 02.10.2023).
8. Архив погоды. URL: <http://meteo.ru/data> (дата обращения: 02.10.2023).
9. Атлас Ханты-Мансийского автономного округа – Югры / Т. П. Природа. Экология. – М.: ООО НПФ «Талка – ТДВ», 2004. – 152 с.
10. Атлас Ямало-Ненецкого автономного округа. – Омск: Омская картографическая фабрика, 2004. – 303 с.
11. Бабкина, Е.А. Мониторинг глубины протаивания и температуры многолетнемёрзлых пород на севере Ямало-Ненецкого АО / Е.А.Бабкина, А.В.Хомутов, Е.М.Бабкин [и др.] // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-запада России. – 2022. – № 9. – С. 20–28. – DOI: 10.24412/2687-1092-2022-9-20-28.
12. Барталев, С.А. Методология мониторинга и прогнозирования пирогенной гибели лесов на основе данных спутниковых наблюдений / С.А.Барталев, Ф.Б.Стыценко, С.А.Хвостиков [и др.] // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2017. – Т. 14, № 6. – С. 176–193. – DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-6-176-193.

13. Баулин, В.В. Геокриологический словарь / В.В.Баулин, Г.И.Дубиков, В.Л.Аксенов [и др.]. – М.: ГЕОС, 2003. – 139 с.
14. 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. 19, № 4. – С. 31–38.
15. Болота Западной Сибири, их строение и гидрологический режим / под ред. К.Е.Иванова, С.М.Новикова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1976. – 446 с.
16. Валдайских, В.В. Пространственное варьирование и динамика глубины сезонного протаивания в почвах Ямальской лесотундры / В.В.Валдайских, О.А.Некрасова // Почвенные ресурсы Сибири: вызовы XXI века: Сборник материалов Всероссийской научной конференции с международным участием, посвященной 110-летию выдающегося организатора науки и первого директора ИПА СО РАН Романа Викторовича Ковалева, Новосибирск, 04–08 декабря 2017 года / отв. ред. А.И. Сысо. Том Часть I. – Новосибирск: Издательский Дом Томского государственного университета, 2017. – С. 34–37. – DOI: 10.17223/9785946216456/8.
17. Валеева, Э.И. Природный комплекс парка «Нумто» / Э.И.Валеева, Д.В.Московченко, С.П.Арефьев. – Новосибирск, 2008. – 280 с.
18. Варламова, Е.В. Исследование вариаций индекса NDVI тундровой и таёжной зон Восточной Сибири на примере территорий Якутии / Е.В.Варламова, В.С.Соловьев // Оптика атмосферы и океана. – 2014. – Т. 27, № 10. – С. 891–894.
19. Васильев, А.А. Динамика температуры многолетне-мёрзлых пород Западной Сибири в связи с изменениями климат / А.А.Васильев, Д.С.Дроздов, Н.Г.Москаленко // Криосфера Земли. – 2008. – Т. 12, № 2. – С. 10–18.
20. Васильев, А.А. Современные тренды эволюции криолитозоны российской Арктики при климатических изменениях / А.А.Васильев, К.А.Никитин, И.Д.Стрелецкая [и др.] // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-запада России. – 2019. – № 6. – С. 16–20. – DOI: 10.24411/2687-1092-2019-10603.
21. Васильев, А.А. Деградация мерзлоты: результаты многолетнего геокриологического мониторинга в западном секторе российской Арктики / А.А.Васильев, А.Г.Гравис, А.А.Губарьков [и др.] // Криосфера Земли. – 2020. – Т. 24, № 2. – С. 15–30. – DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2020-2(15-30).
22. Васильев, А.А. Деградация мерзлоты в ЯНАО. Результаты многолетнего мониторинга / А.А.Васильев, Д.С.Дроздов, А.Г.Гравис [и др.] // Современные исследования трансформации криосферы и вопросы геотехнической безопасности сооружений в Арктике,

Салехард, 03–12 ноября 2021 года. – Салехард: Б. и., 2021. – С. 78–80. – DOI: 10.7868/9785604610848018.

23. Веселкин, Д.В. Снижение значений NDVI в южных тундрах Ямала в 2001–2018 гг. коррелирует с численностью домашних северных оленей / Д.В.Веселкин, Л.М.Морозова, А.М.Горбунова // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2021. – Т. 18, № 2. – С. 143–155. – DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-2-143-155.
24. Воробьев, О.Н. Оценка динамики и нарушенности лесного покрова в Среднем Поволжье по снимкам Landsat / О.Н. Воробьев, Э.А. Курбанов, Ю.А. Полевщикова [и др.] // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2016. – Т. 13, № 4. – С. 124–134. – DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-3-124-134
25. Воробьев, О.Н. Мониторинг и прогноз динамики наземного покрова Среднего Поволжья по спутниковым данным в QGIS MOLUSCE / О.Н. Воробьев, Э.А. Курбанов, Д. Ша [и др.] // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2023. – Т. 20, № 5. – С. 176–193. – DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-5-176-193.
26. Воронова, И.В. Из истории формирования геокриологического направления в науке / И.В.Воронова, Г.Н.Гребенюк // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. – 2017. – № 3–2. – С. 222–227.
27. Геокриологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000 / под ред. Э.Д.Ершова. – М.: ГУ ГК, 1991.
28. Геокриология СССР. Западная Сибирь / под ред. Э.Д.Ершова. – М., Недра, 1989. – 454 с.
29. Глазунов, В.А. Восстановление растительности на буровых площадках в природном парке «Нумто» (Ханты-Мансийский автономный округ – Югра) / В.А.Глазунов // Теоретические и прикладные аспекты организации, проведения и использования мониторинговых наблюдений: Материалы международной научной конференции, посвященной 95-летию со дня рождения члена-корреспондента НАН Беларуси Е. А. Сидоровича, Минск, 09–10 марта 2023 года. – Минск: ИВЦ Минфина, 2023. – С. 333–335.
30. Голубева, Е.И. Индекс листовой поверхности: методы полевых инструментальных измерений и использование материалов дистанционного зондирования / Е.И.Голубева, М.В.Зимин, О.В.Тутубалина [и др.] // Экология. Экономика. Информатика. Серия: Геоинформационные технологии и космический мониторинг. – 2020. – Т. 2, № 5. – С. 70–74. – DOI: 10.23885/2500-123X-2020-2-5-70-74.
31. Гончарова, О.Ю. Температурный режим северотаежных почв Западной Сибири в условиях островного распространения многолетнемёрзлых пород / О.Ю.Гончарова, Г.В.Матышак, А.А.Бобрик // Почвоведение. – 2015. – № 12. – С. 1462–1473.

32. Гончарова, О.Ю. Вклад климатических факторов в формирование температурных режимов почв прерывистой криолитозоны северной тайги Западной Сибири / О.Ю.Гончарова, Г.В.Матышак, А.А.Бобрик [и др.] // Бюллентень Почвенного института им. В.В. Докучаева. – 2017. – № 87. – С. 39–54. – DOI: 10.19047/0136-1694-2017-87-39-54.
33. Горбунова, М.В. Трансформация эколого-геологических условий территории стационара "Надым" при активном техногенном освоении / М.В.Горбунова, М.А.Харькина, О.Е.Пономарева // Инженерная геология. – 2022. – Т. 17, № 2. – С. 66-80. – DOI: 10.25296/1993-5056-2022-17-2-66-80.
34. Гравис, А.Г. Реакция криолитозоны южной тундры и лесотундры на изменение климата / А.Г.Гравис, Д.С.Дроздов // Материалы пятой конференции геокриологов России: Часть 5. Региональная и историческая геокриология. Часть 6. Динамическая геокриология. Геокриологические процессы и явления. Часть 7. Литогенетическая геокриология (криолитогенез), Москва, 14–17 июня 2016 года. Том 2, Часть 5–7. – Москва: Общество с ограниченной ответственностью Издательско-торговый дом «Университетская книга», 2016. – С. 37–42.
35. Губарьков, А.А. Криогенные процессы на Круzenштернском месторождении / А.А.Губарьков // Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирского мегабассейна (опыт, инновации): Материалы Девятой Международной научно-технической конференции (посвященной 100-летию со дня рождения Протозанова Александра Константиновича), Тюмень, 10–11 декабря 2014 года. Том 2. – Тюмень: Тюменский государственный нефтегазовый университет, 2014. – С. 181–185.
36. Губарьков, А.А. Криогенные процессы в естественных и техногенных условиях на Круzenштернском месторождении / А.А.Губарьков, А.В.Кириллов, И.Р.Идрисов [и др.] // Нефтегазовое дело. – 2014. – Т. 12, № 2. – С. 8–11.
37. Губарьков, А.А. Эколого-геокриологический мониторинг природного парка «Нумто» / А.А.Губарьков, Д.В.Московченко, Е.М. Бабкин [и др.] // Современное состояние и перспектива развития сети особо охраняемых природных территорий в промышленно развитых регионах: Материалы II Всероссийской конференции, посвященной 25-летию природного парка «Нумто»: сборник научных статей, Белоярский, 17 марта 2022 года / отв. ред. Д.В.Московченко; Департамент недропользования и природных ресурсов Ханты-Мансийского автономного округа – Югры; ФГБУН ФИЦ «Тюменский научный центр СО РАН»; Бюджетное учреждение Ханты-Мансийского автономного округа – Югры Природный парк «Нумто». – Екатеринбург: Общество с ограниченной ответственностью «Ассорти», 2022. – С. 157–162.
38. 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.

39. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2022 год. – М.: Государственный гидрологический институт Федеральной службы по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды Российской Федерации, 2023. – 104 с.

40. Документация MOLUSCE 4.0 [Электронный ресурс]. URL: https://docs.nextgis.ru/docs_ngqgis/source/molusce.html (дата обращения 15.09.2024)

41. Долгополова, Е.Н. Многолетнемёрзлые породы в условиях изменения климата и освоения земель криолитозоны / Е.Н.Долгополова // Сергеевские чтения: Материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии, Пермь, 02–04 апреля 2019 года / под ред. В.И. Осипова и др. Том 21. – Пермь: Пермский государственный национальный исследовательский университет, 2019. – С. 173–178.

42. Дроздов, Д.С. Изменения температурного поля мёрзлых пород и состояния геосистем на территории Уренгойского месторождения за последние 35 лет (1974–2008) / Д.С.Дроздов, Н.Г.Украинцева, А.М.Царев [и др.] // Криосфера Земли. – 2010. – Т. 14, № 1. – С. 22–31.

43. Дроздов, Д.С. Особенности современного состояния криогенных ландшафтов западной Сибири в зоне островного и прерывистого распространения мерзлоты / Д.С.Дроздов, Н.М.Бердников, А.Г.Гравис [и др.] // Современные исследования трансформации криосферы и вопросы геотехнической безопасности сооружений в Арктике, Салехард, 03–12 ноября 2021 года. – Салехард: Б. и., 2021. – С. 121–124. – DOI: 10.7868/9785604610848030.

44. Дубровин, В.А. Использование космических снимков при составлении разномасштабных карт геокриологического содержания / В.А.Дубровин, Л.Н.Крицук, Н.В.Ястреба [и др.] // Разведка и охрана недр. – 2009. – № 9. – С. 77–84.

45. Дубровин, В.А. Изученность, современное состояние, перспективы и проблемы освоения криолитозоны Арктики / В.А.Дубровин, А.В.Брушков, Д.С.Дроздов [и др.] // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. – 2019. – № 3(166). – С. 55–64.

46. Елсаков, В.В. Технологии дистанционного зондирования в исследовании свойств растительных сообществ бассейна р. Новая Нерута / В.В.Елсаков, С.Н.Плюснин, В.М.Щанов // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2006. – Т. 3, № 2. – С. 315–319.

47. Елсаков, В.В. Межгодовые изменения индекса NDVI на территории европейского северо-востока России и Западной Сибири в условиях климатических флюктуаций последних десятилетий / В.В.Елсаков, М.Ю.Телятников // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2013. – Т. 10, № 3. – С. 260–271.

48. Елсаков, В.В. Растительный покров Югорского полуострова в условиях климатических изменений последних десятилетий / В.В.Елсаков, Е.Е.Кулюгина // Исследования Земли из космоса. – 2014. – № 3. – С. 65–77.
49. Елсаков, В.В. Пространственная и межгодовая неоднородность изменений растительного покрова тундровой зоны Евразии по материалам съёмки MODIS 2000–2016 гг. / В.В.Елсаков // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2017. – Т. 14, № 6. – С. 56–72. – DOI 10.21046/2070-7401-2017-14-6-56-72.
50. Елсаков, В.В. Влияние детальности аэрокосмических изображений на результаты классификации растительных сообществ тундры / В.В.Елсаков // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2023. – Т. 20, № 1. – С. 176–188. – DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-1-176-188.
51. Еременко, Е.А. Антропогенная трансформация рельефа населенных пунктов Нижнего Приобья / Е.А.Еременко, Ю.Н.Фузеина, М.В.Власов [и др.] // Вестник Московского университета. Серия 5: География. – 2022. – № 1. – С. 69–86.
52. Ершов, Э.Д. Общая геокриология / Э.Д.Ершов. – М.: Изд-во МГУ, 2002. – 682 с.
53. Жильцов, Е.Л. Динамика растительности Северной Евразии: анализ современных наблюдений и прогноз на 21 век / Е.Л.Жильцов, О.А.Анисимов // Арктика XXI век. Естественные науки. – 2015. – № 2(3). – С. 48–59.
54. Замолодчиков, Д.Г. Оценка климатогенных изменений разнообразия древесных пород по данным учета лесного фонда / Д.Г.Замолодчиков // Успехи современной биологии. – 2011. – Т. 131, № 4. – С. 382–392.
55. Зуев, В.В. Климатически обусловленные изменения растительного покрова тайги и тундры Западной Сибири в 1982–2015 гг. по данным спутниковых наблюдений / В.В.Зуев, Е.М.Короткова, А.В.Павлинский // Исследование Земли из космоса. – 2019. – № 6. – С. 66–76. – DOI: 10.31857/S0205-96142019666-76.
56. Израэль, Ю.А. Эволюция криолитозоны при современных изменениях глобального / Ю.А.Израэль, А.В.Павлов, Ю.А.Анохин // Метеорология и гидрология. – 2002. – № 1. – С. 22–34.
57. Ильина, И.С. Растительный покров Западно-Сибирской равнины / И.С.Ильина, Е.И.Лапшина, Н.Н.Лавренко [и др.]. – Новосибирск: Наука, 1985. – 250 с.
58. Инишева, Л.И. Возникновение и развитие процесса заболачивания на Западно-Сибирской равнине / Л.И.Инишева, Н.А.Березина // Вестник Томского государственного университета. – 2013. – № 366. – С. 172–179.
59. История криологических исследований. URL: <http://www.ikz.ru/cryosophy/cryohistory> (дата обращения: 15.06.2023)

60. Каверин, Д.А. Особенности температурного режима холодных мерзлотных почв на южном пределе криолитозоны (европейский Северо-Восток России) / Д.А.Каверин, А.В.Пастухов, Г.Г.Мажитова // Бюллентень Почвенного института им. В.В.Докучаева. – 2014. – № 75. – С. 48–61.
61. Каверин, Д.А. Геоинформационный анализ климатических условий криолитозоны европейского Северо-Востока России / Д.А.Каверин, Е.М.Лаптева, В.М.Щанов [и др.] // Криосфера Земли. – 2019. – Т. 23, № 4. – С. 68–78. – DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2019-4(68-78).
62. Каллаган, Т.В. Тундра в условиях меняющегося климата / Т.В.Каллаган, А.А.Величко, О.К.Борисов // Известия Российской академии наук. Серия географическая. – 2010. – № 4. – С. 17–27.
63. Кирпотин, С.Н. Динамика площадей термокарстовых озер в сплошной и прерывистой криолитозонах Западной Сибири в условиях глобального потепления / С.Н.Кирпотин, Ю.М.Полищук, Н.А.Брыксина // Вестник Томского государственного университета. – 2008. – № 311. – С. 185–190.
64. Козин, В.В. Ландшафтный анализ в нефтегазопромысловом регионе / В.В.Козин. – Тюмень: Тюменский государственный университет, 2007. – 240 с.
65. Козин, В.В. Техногенные системы и экологический риск: учебное пособие / В.В.Козин, А.В.Маршинин, В.А.Осипов. – Тюмень: Изд-во Тюменского гос. ун-та, 2008. – 255 с.
66. Конищев, В.Н. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата / В.Н.Конищев // Вестник Московского университета. Серия 5: География. – 2009. – № 4. – С. 10–20.
67. Константинов, П.Я. Динамика температуры вечномёрзлых пород за последние 30 лет в отдельных районах восточного сектора российской Арктики / П.Я.Константинов, О.Д.Трегубов, М.Чжан [и др.] // Международный журнал прикладных наук и технологий Integral. – 2022. – № 1. – DOI: 10.55186/02357801_2022_7_1_11.
68. Корниенко, С.Г. Оценка влияния разработки Уренгойского нефтегазоконденсатного месторождения на состояние территории лесотундры по данным ИСЗ Landsat / С.Г.Корниенко // Исследование Земли из космоса. – 2009. – № 4. – С. 78–87.
69. Корниенко, С.Г. Оценка трансформаций природных ландшафтов Тазовского полуострова по данным космической съемки / С.Г.Корниенко // География и природные ресурсы. – 2011. – № 1. – С. 67–73.
70. Корниенко, С.Г. Исследование трансформации растительности в районах Тазовского полуострова по данным космической съемки / С.Г.Корниенко, К.И.Якубсон // Арктика: экология и экономика. – 2011. – № 4(4). – С. 46–57.

71. Корниенко, С.Г. Методика оценки льдистости мёрзлых грунтов по данным дистанционного зондирования в видимом и инфракрасном диапазоне / С.Г.Корниенко // Исследование Земли из космоса. – 2012. – № 5. – С. 75.
72. Корниенко, С.Г. Выявление изменений влажности тундрового почвенно-растительного покрова по данным мультиспектральной космической съёмки (на примере территории строительства завода по сжижению природного газа на полуострове Ямал) / С.Г.Корниенко // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2018. – Т. 15, № 5. – С. 110–119. – DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-5-110-119.
73. Кошкарев, А.В. Некоторые результаты эколого-геоморфологических исследований Арктической зоны Российской Федерации / А.В.Кошкарев, Э.А.Лихачева, А.В.Морозова [и др.] // Экологический мониторинг и моделирование экосистем. – 2021. – Т. 32, № 3–4. – С. 86–99. – DOI: 10.21513/0207-2564-2021-3-4-86-99.
74. Кудрявцев, В.А. Температура, мощность и прерывистость мёрзлых толщ пород / В.А.Кудрявцев // Основы геокриологии. Ч.1. – 1959. – С. 219–325.
75. Лейбман, М.О. Новый природный феномен в зоне вечной мерзлоты / М.О.Лейбман, А.И.Кизяков // Природа. – 2016. – № 2(1206). – С. 15–24.
76. Лавриненко, И.А. Карта техногенной нарушенности растительного покрова Ненецкого автономного округа / И.А.Лавриненко // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2018. – Т. 15, № 2. – С. 128–136. – DOI 10.21046/2070-7401-2018-15-2-128-136.
77. Малкова, Г.В. Пространственная и временная изменчивость мёрзлых толщ в западном секторе российской Арктики – результаты комплексного мониторинга на геокриологических стационарах / Г.В.Малкова, А.А.Васильев, А.Г.Гравис [и др.] // Современные исследования трансформации криосферы и вопросы геотехнической безопасности сооружений в Арктике, Салехард, 03–12 ноября 2021 года. – Салехард: Б. и., 2021. – С. 279–282. – DOI: 10.7868/9785604610848075.
78. Малкова, Г.В. Температурный режим и чувствительность мёрзлых толщ в условиях современного потепления климата / Г.В.Малкова, Д.С.Дроздов, А.А.Васильев [и др.] // Устойчивость природных и технических систем криолитозоны в условиях изменения климата: материалы Всероссийской конференции с международным участием, посвященной 150-летию М.И. Сумгина, Якутск, 22–24 марта 2023 года. – Якутск: Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 2023. – С. 203–206.
79. Маслов, А.Д. Основы геокриологии / А.Д.Маслов, Г.Г.Осадчая, Н.В.Тумель [и др.]. – Ухта: Институт управления, информации и бизнеса, 2005. – 176 с.

80. Мельников, В.П. Криогенные геосистемы: проблемы исследования и моделирования / В.П.Мельников, А.Н.Хименков, А.В.Брушков. – Новосибирск: Акад. изд-во Гео, 2010. – 390 с.
81. Москаленко, Н.Г. Изменение температуры пород и растительности под влиянием меняющегося климата и техногенеза в Надымском районе Западной Сибири / Н.Г.Москаленко // Криосфера Земли. – 2009. – Т. 13, № 4. – С. 18–23.
82. Москаленко, Н.Г. Изменения криогенных ландшафтов северной тайги Западной Сибири в условиях меняющегося климата и техногенеза / Н.Г. Москаленко // Криосфера Земли. – 2012. – Т. XVI, № 2. – С. 38–42.
83. Москаленко, Н.Г. Пирогенные сукцессии фитоценозов севера Западной Сибири / Н.Г.Москаленко // Теоретическая и прикладная экология. – 2014. – № 1. – С. 45–48.
84. Москаленко, Н.Г. Взаимосвязи растительности и сезонного протаивания многолетнемёрзлых пород в Арктических тундрах Ямала и Аляски / Н.Г.Москаленко, Т.Джоергенсон, М.З.Каневский [и др.] // Известия Русского географического общества. – 2014. – Т. 146, № 3. – С. 64–79.
85. Москвина, Н.Н. Ландшафтное районирование Ханты-Мансийского автономного округа / Н.Н.Москвина, В.В. Козин. – Ханты-Мансийск: Полиграфист, 2001. – 40 с.
86. Московченко, Д.В. Ландшафтно-экологическое картографирование территории природного парка «Нумто» (ХМАО-Югра) / Д.В.Московченко, В.В.Козин // Ландшафтovedение: теория, методы, ландшафтно-экологическое обеспечение природопользования и устойчивого развития: материалы XII Международной ландшафтной конференции: в 3 томах, Тюмень – Тобольск, 22–25 августа 2017 года. Том 1. – Тюмень–Тобольск: Тюменский государственный университет, 2017. – С. 220–222.
87. Московченко, Д.В. Изменение состояния растительности и геокриологических условий Тазовского полуострова (восточная часть) за период 1988–2016 гг. / Д.В.Московченко, С.П.Арефьев, В.А.Глазунов [и др.] // Криосфера Земли. – 2017. – Т. XXI, № 6. – С. 3–13.
88. Московченко, Д.В. Оценка современной динамики ландшафтов Заполярного месторождения с использованием спутниковых данных / Д.В.Московченко, М.Д.Московченко // Вестник Тюменского государственного университета. Экология и природопользование. – 2018. – Т. 4, № 2. – С. 6–16. – DOI: 10.21684/2411-7927-2018-4-2-6-16 7-73.
89. Московченко, Д.В. Оценка нарушенности растительного покрова природного парка «Нумто» (Ханты-Мансийский автономный округ – Югра) / Д.В.Московченко, С.П.Арефьев, В.А.Глазунов [и др.] // Вестник Нижневартовского государственного университета. – 2020а. – № 1. – С. 81–89. – DOI: 10.36906/2311-4444/20-1/13.
90. Московченко, Д.В. Пространственно-временной анализ природных пожаров в лесотундре Западной Сибири / Д.В.Московченко, С.П.Арефьев, М.Д.Московченко [и др.] //

Сибирский экологический журнал. – 2020б. – Т. 27, № 2. – С. 243–255. – DOI: 10.15372/SEJ20200210.

91. Московченко, Д.В. Температурные режимы почв на южной границе зоны мёрзлых болот в Западной Сибири / Д.В.Московченко, А.А.Губарьков // Бюллєтень Почвенного института им. В.В. Докучаева. – 2023а. – № 117. – С. 23–51. – DOI: 10.19047/0136-1694-2023-117-23-51.

92. Московченко, Д.В. Температурный режим торфяников природного парка «Нумто» (ХМАО – Югра) / Д.В.Московченко, А.А.Губарьков // Безопасный Север – чистая Арктика: Материалы V Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, Сургут, 13–14 апреля 2023 года / под ред. А.А. Исаев. – Сургут: Сургутский государственный университет, 2023б. – С. 245–248.

93. Общее мерзлотоведение / под ред. П.И.Мельникова, Н.И.Толстихина. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. – 291 с.

94. Общее мерзлотоведение (геокриология): учебник / под ред. В.А.Кудрявцева. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Изд-во МГУ, 1978. – 464 с.

95. Опекунова, М.Г. Оценка трансформации природной среды в районах разработки углеводородного сырья на севере Западной Сибири / М.Г.Опекунова, А.Ю.Опекунов, С.Ю.Кукушкин [и др.] // Сибирский экологический журнал. – 2018. – Т. 25, № 1. – С. 122–138. – DOI: 10.15372/SEJ20180111

96. Осадчий, В.В. Современная мерзлота южной криолитозоны Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции / В.В.Осадчий, Г.Г.Осадчая // Материалы международной конференции «Криогенные ресурсы полярных и горных регионов. Состояние и перспективы инженерного мерзлотоведения». Тюмень, 21–24 апреля 2008 г. – Тюмень, 2008. – С. 258–261.

97. Осадчая, Г.Г. Локальные ландшафты как индикаторы геокриологической зональности (на примере Европейского Северо-Востока) / Г.Г.Осадчая, Н.В.Тумель // Криосфера Земли. – 2012. – Т. 16, № 3. – С. 62–71.

98. Павлов, А.В. Вечная мерзлота и современный климат / А.В.Павлов, Г.Ф.Гравис // Природа. – 2000. – №4. – С. 10–18.

99. Павлов, А.В. Мониторинг криолитозоны / А.В.Павлов. – Новосибирск: Акад. изд-во Гео, 2008а. – 229 с.

100.Павлов, А.В. Тренды современных изменений температуры почвы на севере России / А.В.Павлов // Криосфера Земли. – 2008б. – Т. 12, № 3. – С. 22–27.

101.Павлов, А.В. Динамика криолитозоны России в условиях современных изменений климата XX–XXI веков / А.В.Павлов, Г.В.Малкова // Известия Российской академии наук. Серия географическая. – 2010. – № 5. – С. 44–51.

102.Петров, Б.В. Пространственная и межгодовая изменчивость сезонного протаивания в пределах Надым-Пур-Тазовского района / Б.В.Петров, И.Д.Стрелецкая, Н.М.Бердников [и др.] // Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации: материалы докладов Четырнадцатой Общероссийской научно-практической конференции и выставки изыскательских организаций, Москва, 11–14 декабря 2018 года. – Москва: ООО «Геомаркетинг», 2018. – С. 288–294.

103.Пономарев, Е.И. Дистанционный мониторинг послепожарных эффектов в криолитозоне Средней Сибири / Е.И.Пономарев, Т.Б.Пономарева // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2018. – Т. 15, № 5. – С. 85–95. – DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-5-85-95

104.Пономарева, О.Е. Современная динамика бугров пучения и плоскобугристых торфяников в северной тайге Западной Сибири (на примере Надымского стационара) / О.Е.Пономарева, А.Г.Гравис, Н.М.Бердников // Криосфера Земли. – 2012. – Т. 16, № 4. – С. 21–30.

105. Пономарева, О.Е. Трансформация криогенных геосистем южной части Арктики Западной Сибири под влиянием потепления климата / О.Е.Пономарева, Н.Г.Москаленко, Н.М.Бердников [и др.] // Научный вестник Ямало-Ненецкого автономного округа. – 2015. – № 2(87). – С. 123–130.

106. Пономарева, О.Е. Реакция островной криолитозоны северной тайги Западной Сибири на изменение климата / О.Е.Пономарева, А.Г.Гравис, Т.А.Бляхарчук [и др.] // Материалы пятой конференции геокриологов России: Часть 5. Региональная и историческая геокриология. Часть 6. Динамическая геокриология. Геокриологические процессы и явления. Часть 7. Литогенетическая геокриология (криолитогенез), Москва, 14–17 июня 2016 года. Том 2, Часть 5–7. – Москва: Общество с ограниченной ответственностью Издательско-торговый дом «Университетская книга», 2016. – С. 107–114.

107. Прик, З.М. Климатическое районирование Арктики / З.М.Прик // Тр. ААНИИ. Л. – 1971. – Т. 304. – С. 72–84.

108. Самойлова, С.Ю. Оценка стационарности годового и сезонного стока рек бассейна Верхней Оби / С.Ю.Самойлова, О.В.Ловцкая, А.Б.Голубева // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. – 2024. – № 5. – С. 21–38. – DOI: 10.35567/19994508-2024-5-21-38.

109. 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.

110. Сизов, О.С. Особенности восстановления растительности в пределах участков развеивающихся песков северотаежной подзоны Западной Сибири / О.С.Сизов, С.А.Лоботросова // Криосфера Земли. – 2016. – Т. 20, № 3. – С. 3–13. – DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2016-3(3-13)

111. Сизов, О.С. Уточнение параметров классификации методом опорных векторов (SVM) при крупномасштабном картографировании арктических ландшафтов (на примере острова Белый, Карское море) / О.С.Сизов, И.Р.Идрисов, А.А.Юртаев // Исследование Земли из космоса. – 2020а. – № 3. – С. 77–92. – DOI: 10.31857/S0205961420020050.

112. Сизов, О.С. Оценка постприродной динамики тундровой растительности на севере Западной Сибири за последние 50 лет (1968–2018) на основе данных ДЗЗ детального и высокого разрешения / О.С.Сизов, П.Р.Цымбарович, Е.В.Ежова [и др.] // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2020б. – Т. 17, № 4. – С. 137–153. – DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-4-137-153.

113. Синюткина, А.А. Оценка состояния и геоинформационное моделирование постприродной динамики участка Большого Васюганского болота / А.А.Синюткина, Л.П.Гашкова // Региональные геосистемы. – 2022. – Т. 46, № 3. – С. 366–377. – DOI: 10.52575/2712-7443-2022-46-3-366-377.

114. Соромотин, А.В. Воздействие добычи нефти на таежные экосистемы Западной Сибири / А.В.Соромотин. – Тюмень: Тюменский государственный университет, 2010. – 320 с.

115. Старков, В.Д. Геология, рельеф, полезные ископаемые Тюменской области: учебное пособие / В.Д.Старков, Л.А.Тюлькова. – Тюмень: Тюменский дом печати, 2010. – 349 с.

116. Стюарт, А.Х. Геокриология. Характеристики и использование вечной мерзлоты / А.Х.Стюарт, А.В.Брушков, Г.Чэн – Москва–Берлин: Директ-Медиа, 2020. – 438 с.

117. Сумгин, М.И. К теории образования многолетнемёрзлых наледных бугров – булгунняхов / М.И.Сумгин // Докл. АН СССР. – 1940. – Т. 28, № 2. – С. 155–156.

118. Тигеев, А.А. Современная динамика природной и антропогенной растительности зоны предтундровых лесов Западной Сибири по данным вегетационного индекса / А.А.Тигеев, Д.В.Московченко, А.В.Фахретдинов // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2021. – Т. 18, № 4. – С. 166–177. – DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-4-166-177.

119. Титкова, Т.Б. Изменения климата в переходных природных зонах севера России и их проявление в спектральных характеристиках ландшафтов / Т.Б.Титкова, В.В.Виноградова // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2019. – Т. 16, № 5. – С. 310–323. – DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-5-310-323.

120. Трофимова, И.Е. Геокриологические риски при современных изменениях климата и техногенных воздействиях на природу / И.Е.Трофимова, С.А.Макаров, А.С.Балыбина [и др.] // Криосфера Земли. – 2010. – Т. 14, № 3. – С. 61–68.

121. Тумель, Н.В. Геоэкология криолитозоны: учебное пособие / Н.В.Тумель, Л.И.Зотова. – Москва: Географический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, 2014. – 244 с.

122. Тыртиков, А.П. Влияние растительного покрова на промерзание и протаивание грунтов / А.П.Тыртиков. – М.: Изд-во МГУ, 1969. – 191 с.

123. Тыртиков, А.П. Вечная мерзлота и растительность / А.П.Тыртиков // Региональная геокриология: Докл. II Междунар. конф. по мерзлотоведению. – Якутск, 1973. – С. 68–74.

124. Украинцева, Н.Г. Ландшафтная индикация локальной изменчивости свойств многолетнемёрзлых пород (Уренгойское месторождение, Западная Сибирь) / Н.Г.Украинцева, Д.С.Дроздов, К.А.Попов [и др.] // Криосфера Земли. – 2011. – Т. 15, № 4. – С. 37–40.

125. Устинова, Е.В. Картографический метод исследования участка полосы трассы газопровода Надым-Пунга / Е.В.Устинова // Криосфера Земли. – 2007. – Т. 11, № 2. – С. 27–31.

126. Фахретдинов, А.В. Проявление современных изменений климата в спектральных характеристиках растительности парка «Нумто» / А.В.Фахретдинов // Современное состояние и перспектива развития сети особо охраняемых природных территорий в промышленно развитых регионах: Материалы II Всероссийской конференции, посвященной 25-летию природного парка «Нумто»: сборник научных статей, Белоярский, 17 марта 2022 года / отв. ред. Д.В. Московченко; Департамент недропользования и природных ресурсов Ханты-Мансийского автономного округа – Югры; ФГБУН ФИЦ «Тюменский научный центр СО РАН»; Бюджетное учреждение Ханты-Мансийского автономного округа – Югры; Природный парк «Нумто». – Екатеринбург: Общество с ограниченной ответственностью «Ассорти», 2022. – С. 125–130.

127. Фахретдинов, А.В. Экологическое состояние лиственничников в экотоне лесотундры Западной Сибири (на примере долины р. Монгаюрбей) / А.В.Фахретдинов, С.П.Арефьев, Д.В.Московченко // Сибирский экологический журнал. – 2022. – Т. 29, № 4. – С. 464–475. – DOI: 10.15372/SEJ20220407.

128. Фахретдинов, А.В. Современная динамика растительности полярных и приполярных районов Западной Сибири по данным дистанционного зондирования Земли / А.В.Фахретдинов // Известия Русского географического общества. – 2023. – Т. 155, № 3–4. – С. 136–144. – DOI: 10.31857/S0869607123030059.

129. Федоров, А.Н. Изучение динамики мерзлотных ландшафтов на территории стационара «Спасская Падь» / А.Н.Федоров, П.П.Гаврилов, П.Я.Константинов // Наука и образование. – 2003. – № 3. – С. 62–65.

130. Харук, В.И. Лиственничники лесотундры и климатические тренды / В.И.Харук, К.Дж.Рэнсон, С.Т.Им [и др.] // Экология. – 2006. – № 5. – С. 323–331.
131. Хомутов, А.В. Связь естественных криогенных процессов с динамикой тундровых ландшафтов на примере подзоны типичных тундр Карского региона: автореферат дис. ... канд. геол.-минерал. наук / Хомутов Артем Валерьевич. – Тюмень, 2010. – 19 с.
132. Шабанов, Н.В. Развитие возможностей дистанционной оценки индекса листовой поверхности по данным MODIS / Н.В.Шабанов, С.А.Барталев, Ф.В.Ерошенко [и др.] // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2018. – Т. 15, № 4. – С. 166–180. – DOI 10.21046/2070-7401-2018-15-4-166-178.
133. Шерстюков, А.Б. Многолетняя мерзлота России в условиях глобального потепления климата / А.Б.Шерстюков // Проблемы региональной экологии. – 2007. – № 4. – С. 6–10.
134. Шерстюков, А.Б. Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России/ А.Б.Шерстюков // Криосфера Земли. – 2008. – Т. 12, № 1. – С. 79–87.
135. Шишконакова, Е.А. Проявления регрессивных процессов на болотах южной части природного парка Нумто (Ханты-Мансийский автономный округ - Югра) / Е.А.Шишконакова, Н.А.Аветов, Н.А.Березина [и др.] // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел биологический. – 2016. – Т. 121, № 3. – С. 39–50.
136. Шиятов, С.Г. Современная экспансия лиственницы сибирской в горную тундру Полярного Урала. / С.Г.Шиятов, В.С.Мазепа // Экология. – 2015. – № 6. – С. 403–410.
137. Шполянская, Н.А. Мёрзлая зона литосферы Западной Сибири и тенденции ее развития / Н.А.Шполянская. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. – 163 с.
138. Шполянская, Н.А. Современное изменение климата и реакция криолитозоны (на примере Западной Сибири и европейского севера России) / Н.А.Шполянская, Г.Г.Осадчая, Г.В.Малкова // Географическая среда и живые системы. – 2022. – № 1. – С. 6–30. – DOI: 10.18384/2712-7621-2022-1-6-30.
139. ArcGIS Online Map Viewer [Электронный ресурс]. URL: <https://www.arcgis.com/apps/mapviewer/index.html> (дата обращения: 17.10.2023).
140. Application for Extracting and Exploring Analysis Ready Samples (AppEEARS) [Электронный ресурс]. URL: <https://appeears.earthdatacloud.nasa.gov/> (дата обращения: 09.09.2024)
141. Baig, M.H.A. Derivation of a Tasseled Cap Transformation Based on Landsat 8 at-Satellite Reflectance / M.H.A. Baig, L. Zhang, T. Shuai [et al.] // Remote Sens. Lett. – 2014. – V. 5, N 5. – P. 423–431. – DOI: 10.1080/2150704X.2014.915434.

142. Bauer, I.E. Peatland dynamics in a complex landscape: development of a fen-bog complex in the sporadic discontinuous permafrost zone of northern Alberta, Canada / I.E. Bauer, D.H.Vitt // *Boreas*. – 2011. – Vol. 40, N 4. – P. 714–726 – DOI: 10.1111/j.1502-3885.2011.00210.x.
143. Beck, P.S.A. Satellite Observations of High Northern Latitude Vegetation Productivity Changes between 1982 and 2008: Ecological Variability and Regional Differences / P.S.A. Beck, S.J.Goetz // *Geophysical Research Letters*. – 2011. – Vol. 6, N 4. – P. 45501–45510. DOI: 10.1088/1748-9326/6/4/045501.
144. Bhatt, U.S. Recent declines in warming and vegetation greening trends over pan-arctic tundra / U.S.Bhatt, P.A.Bieniek, D.A.Walker [et al.] // *Remote Sensing*. – 2013. – Vol. 5, N 9. – P. 4229–4254. – DOI: 10.3390/rs5094229.
145. Bhatt, U.S. Climate drivers of Arctic tundra variability and change using an indicators framework / U.S.Bhatt, A.S.Hendricks, D.A.Walker [et al.] // *Environmental Research Letters*. – 2021. – Vol. 16, N 5. – P. 055019. – DOI: 10.1088/1748-9326/abe676.
146. Biskaborn, B.K. Permafrost is warming at a global scale / B.K.Biskaborn, H.Matthes, J.Boike [et al.] // *Nature Communications*. – 2019. – Vol. 10, N 1. – P. 264. – DOI: 10.1038/s41467-018-08240-4.
147. Blok, D. The response of Arctic vegetation to the summer climate: Relation between shrub cover, NDVI, surface albedo and temperature / D.Blok, M.M.P.D. Heijmans, F.Berendse [et al.] // *Environmental Research Letters*. – 2011. – Vol. 6, N 3. – P. 035502. – DOI: 10.1088/1748-9326/6/3/035502.
148. Brown, J. The circumpolar active layer monitoring (CALM) program: Research designs and initial results / J.Brown, K.M.Hinkel, F.E.Nelson // *Polar Geography*. – 2000. – Vol. 24, N 3. – P. 165–258. – DOI: 10.1080/10889370009377698.
149. Buermann, W. Recent shift in Eurasian boreal forest greening response may be associated with warmer and drier summers / W.Buermann, B.Parida, M.Jung [et al.] // *Geophysical Research Letters*. – 2014. – Vol. 41, N 6. – P. 1995–2002. – DOI: 10.1002/2014GL059450.
150. CALM north summary data table [Электронный ресурс]. URL: <https://www2.gwu.edu/~calm/data/north.htm> (дата обращения: 15.01.2024).
151. Chasmer, L. Vegetation Canopy and Radiation Controls on Permafrost Plateau Evolution within the Discontinuous Permafrost Zone, Northwest Territories, Canada / L.Chasmer, W.Quinton, R.Petrone [et al.] // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2011. – Vol. 22, N 3. – P. 199–213. – DOI: 10.1002/ppp.724.
152. Chasmer, L. Threshold loss of discontinuous permafrost and landscape evolution / L.Chasmer, C.Hopkinson // *Global Change Biology*. – 2017. – Vol. 23, N 7. – P. 2672–2686. – DOI: 10.1111/gcb.13537.

153. Chen, W. Relating biomass and leaf area index to non-destructive measurements in order to monitor changes in Arctic vegetation / W.Chen, J.Li, Y.Zhang [et al.] // Arctic. – 2009. – Vol. 62, N 3. – P. 281–294. – DOI: 10.14430/arctic148.
154. Duguay, C.R. Satellite remote sensing of permafrost and seasonally frozen ground / C.R.Duguay, T.Zhang, D.W.Leverington // Geophys. Monogr. Ser. – 2013. – Vol. 163. – P. 91–118. – DOI: 10.1029/163GM06.
155. El-Tantawi, A.M. Monitoring and predicting land use/cover changes in the Aksutarim River Basin Xinjiang-China (1990–2030) / A.M.El-Tantawi, A.Bao, C.Chang [et al.] // Environmental Monitoring and Assessment. – 2019. – Vol. 191, N 8. – P. 480. – DOI:10.1007/s10661-019-7478-0.
156. 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 [et al.] // Environmental Research Letters. – 2012. – Vol. 7, N 1. – P. 015506. – DOI: 10.1088/1748-9326/7/1/015506.
157. Epstein, H.E. Recent dynamics of arctic and sub-arctic vegetation / H.E.Epstein, I.Myers-Smith, D.A.Walker // Environmental Research Letters. – 2013. – Vol. 8, N 1. – P. 015040. – DOI: 10.1088/1748-9326/8/1/015040.
158. Epstein, H.E. Spatial patterns of arctic tundra vegetation properties on different soils along the Eurasia Arctic Transect, and insights for a changing Arctic / H.E.Epstein, D.A.Walker, M.K.Raynolds [et al.] // Environmental Research Letters. – 2021. – Vol. 16, N 1. – P. 014008. – DOI: 10.1088/1748-9326/abc9e3.
159. Esau, I. Trends in normalized difference vegetation index (NDVI) associated with urban development in northern West Siberia / I.Esau, V.V.Miles, R.Davy [et al.] // Atmospheric Chemistry and Physics. – 2016. – Vol. 16, N 15. – P. 9563–9577. – DOI: 10.5194/acp-16-9563-2016.
160. Esau, I. Spatial structure and temporal variability of a surface urban heat island in cold continental climate / I.Esau, V.Miles, M.Varentsov [et al.] // Theoretical and Applied Climatology. – 2019. – Vol. 137, N. 3–4. – P. 2513–2528. – DOI: 10.1007/s00704-018-02754-z.
161. Forbes, B.C. Russian Arctic warming and “greening” are closely tracked by tundra shrub willows / B.C.Forbes, M.M.Fauria, P.Zetterberg // Global Change Biology. – 2010. – Vol. 16, N 5. – P. 1542–1554. – DOI: 10.1111/j.1365-2486.2009.02047.x.
162. Frost, G.V. The changing face of the Arctic: four decades of greening and implications for tundra ecosystems. G.V.Frost, U.S.Bhatt, M.J.Macander [et al.] // Frontier in Environmental Science – 2025. – Vol. 13 – P. 1525574. – DOI: 0.3389/fenvs.2025.1525574
163. Goetz, S.J. Recent changes in arctic vegetation: Satellite observations and simulation model predictions / S.J.Goetz, P.S.A. Beck, H.E.Epstein [et al.] // Eurasian Arctic Land Cover and Land Use in a Changing Climate, 2011. – P. 9–36. – DOI 10.1007/978-90-481-9118-5_2.

164. Goetz Sc. Satellite-observed photosynthetic trends across boreal North America associated with climate and fire disturbance / Sc.Goetz, A. G.Bunn, G. J.Fiske [et al.] // PNAS (Proc. National Academy of Sciences of the United States of America). – 2005. – Vol. 102, N 38. – P. 13521–13525. – DOI: 10.1073/pnas.0506179102.
165. Grabovskii, V.I. Estimates of leaf-area index for the territory of Russia using State Forest Inventory data / V.I.Grabovskii, N.V.Zukert, M.D.Korzukhin // Contemporary Problems of Ecology. – 2016. – Vol. 9, N 7. – P. 814–819. – DOI: 10.1134/S1995425516070064.
166. Hachem, S. A new permafrost map of Quebec- Labrador derived from near-surface temperature data of the moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS) / S.Hachem, M.Allard, C.Duguay // Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost / University of Fairbanks. – Fairbanks, Alaska, 2008. – P. 591–596.
167. Hachem, S. Using the MODIS land surface temperature product for mapping permafrost: An application to Northern Quebec and Labrador, Canada / S.Hachem, M.Allard, C.Duguay // Permafro. Periglac. Processes. – 2009. – Vol. 20, N 4. – P. 407–416. – DOI: 10.1002/ppp.672.
168. Harris, C. Permafrost and climate in Europe: monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses [et al.] / C.Harris, L.U.Arenson, H.H.Christiansen // Earth-Sci. Rev. – 2009. – Vol. 92, N 3. – P. 117–171. – DOI: 10.1016/j.earscirev.2008.12.002.
169. Healey, S.P. Comparison of tasseled cap-based Landsat data structures for use in forest disturbance detection / S.P.Healey, W.B.Cohen, Z.Yang [et al.] // Remote Sensing of Environment. – 2005. – Vol. 97, N 3. – P. 301–310. – DOI: 10.1016/j.rse.2005.05.009.
170. Heginbottom, J.A. The mapping of permafrost / J.A.Heginbottom // Can. Geographer. – 1984. – Vol. 28, N 1. – P. 78–83. DOI: 10.1111/j.1541-0064.1984.tb01887.x.
171. Heijmans, M.M.P.D. Tundra vegetation change and impacts on permafrost / M.M.P.D. Heijmans, R.Magnússon, J.Limpens [et al.] // Nature Reviews Earth and Environment. – 2022. – Vol. 3, N 1. – P. 68–84. – DOI: 10.1038/s43017-021-00233-0.
172. Hubbard, S.S. Quantifying and relating land-surface and subsurface variability in permafrost environments using LiDAR and surface geophysical datasets / S.S.Hubbard, C.Gangodagamage, B.Dafflon [et al.] // Hydrogeology Journal. – 2013. – Vol. 21, N 1. – P. 149–169. – DOI: 10.1007/s10040-012-0939-y.
173. Huang, C.B. Derivation of a Tasseled Cap Transformation Based on Landsat 7 at-Satellite Refectance / C.B.Huang, B.Wylie, L.Yang [et al.] // International Journal of Remote Sensing. – 2002. – Vol. 23, N 8. – P. 1741–1748. – DOI: 10.1080/01431160110106113
174. 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 [et al.] (eds.). – Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2023. – DOI: 10.1017/9781009157896.

175. Jorgenson, M.T. Permafrost degradation and ecological changes associated with a warming climate in central Alaska / M.T.Jorgenson, C.H.Racine, J.C.Walters [et al.] // *Climatic Change*. – 2001. – Vol. 48, N 4. – P. 551–571. – DOI:10.1023/A:1005667424292.

176. Jorgenson, M.T. Remote sensing of landscape change in permafrost regions / M.T.Jorgenson, G.Grosse // *Permafro. Periglac.* – 2016. – Vol. 27, N 4. – P. 324–338. – DOI: 10.1002/ppp.1914.

177. Jia, G.J. Spatial heterogeneity of tundra vegetation response to recent temperature changes / G.J.Jia, H.E.Epstein, D.A.Walker // *Global Change Biology*. – 2006. – Vol. 12, N 1. – P. 42–55. – DOI: 10.1111/j.1365-2486.2005.01079.x.

178. Kaarlejärvi, E. Effects of Warming on shrub abundance and chemistry drive ecosystem-level changes in a forest–tundra ecotone / E.Kaarlejärvi, R.Baxter, A.Hofgaard [et al.] // *Ecosystems*. – 2012. – Vol. 15. – P. 1219–1233. – DOI: 10.1007/s10021-012-9580-9.

179. Kirpotin, S.N. Great Vasyugan Mire: How the world's largest peatland helps addressing the world's largest problems / S.N.Kirpotin, O.A.Antoshkina, A.E.Berezin [et al.] // *Ambio*. – 2021. – Vol. 50, N 11. – P. 2038–2049. – DOI: 10.1007/s13280-021-01520-2.

180. Kumpula, T. Dynamics of a coupled system: multi-resolution remote sensing in assessing social-ecological responses during 25 years of gas field development in Arctic Russia / T.Kumpula, B.C.Forbes, F.Stammler [et al.] // *Remote Sensing*. – Vol. 4, N 4. P. 1046–1068. – DOI: 10.3390/rs4041046.

181. Langer, M. Spatial and temporal variations of summer surface temperatures of wet polygonal tundra in Siberia – implications for MODIS LST based permafrost monitoring / M.Langer, S.Westermann, J.Boike // *Remote Sensing of Environment*. – Vol. 114, N 9. – P. 2059–2069. – DOI: 10.1016/j.rse.2010.04.012.

182. Li, X. Climate warming over 1961–2019 and impacts on permafrost zonation in Northeast China / X.Li, H.Jin, L.Sun [et al.] // *J. For. Res.* – 2021. – Vol. 33, N 2. – P. 1–21. – DOI:10.1007/s11676-021-01403-y.

183. Liu, L. Estimating 1992–2000 average active layer thickness on the Alaskan North Slope from remotely sensed surface subsidence / L.Liu, K.Schaefer, T.Zhang [et al.] // *Journal of Geophysical Research*. – 2012. – Vol. 117. – P. 1005. – DOI: 10.1029/2011JF002041.

184. Marchenko, S. Permafrost and Active Layer Modeling in the Northern Eurasia using MODIS Land Surface Temperature as an input data / S.Marchenko, S.Hachem, V.Romanovsky [et al.] // *EGU General Assembly Conference Abstracts*. – Vienna, Austria, 2009. – P. 1107. – DOI: 10.3390/s19194200.

185. Masek, J.G. North American forest disturbance mapped from a decadal Landsat record / J.G.Masek, C.Huang, R.Wolfe [et al.] // *Remote Sensing of Environment*. – 2008. – Vol. 112, N 6, – P. 2914–2926. – DOI: 10.1016/j.rse.2008.02.010
186. Matyshak, G.V. Contrasting Soil Thermal Regimes in the Forest-Tundra Transition Near Nadym, West Siberia, Russia / G.V.Matyshak, O.Y.Goncharova, N.G.Moskalenko [et al.] // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2017. – Vol. 28, N 1. – P. 108–118. – DOI: 10.1002/ppp.1882.
187. Miles, M.W. Varying climate response across the tundra, forest-tundra and boreal forest biomes in northern West Siberia / M.W.Miles, V.V.Miles, I.Esau // *Environmental Research Letters*. – 2019. – Vol. 14, N 7. – P. 075008. – DOI: 10.1088/1748-9326/ab2364.
188. Miles, V.V. Spatial heterogeneity of greening and browning between and within bioclimatic zones in northern West Siberia / V.V.Miles, I.Esau // *Environmental Research Letters*. – 2016. – Vol. 11, N 11. – P. 115002. – DOI: 10.1088/1748-9326/11/11/115002.
189. MODIS Land-Surface Temperature Algorithm Theoretical Basis Document (LST ATBD). URL: https://modis.gsfc.nasa.gov/data/atbd/atbd_mod11.pdf (дата обращения: 23.06.2023).
190. Moskalenko, N.G. Impact of climate warming on vegetation cover and permafrost in West Siberia northern taiga / N.G.Moskalenko // *Natural Science*. – 2013. – Vol. 5, N 1. – P. 144–148. – DOI:10.4236/ns.2013.51A022.
191. Muskett, R. Multi-satellite and sensor derived trends and variation of snow water equivalent on the high-latitudes of the Northern Hemisphere / R.Muskett // *International Journal of Geosciences*. – 2012. – Vol. 3, N 1. – P. 1–13. – DOI: 10.4236/ijg.2012.31001.
192. NDVI – теория и практика. URL: <https://gis-lab.info/qa/ndvi.html?ysclid=ln1lbsrjpo707462178> (дата обращения: 29.07.2023)
193. Nelson, F.E. A computational method for prediction and regionalization of permafrost / F.E.Nelson, S.I.Outcalt // *Arctic and Alpine Research*. – 1987. – Vol. 19, N 3. – P. 279–288. – DOI:10.2307/1551363.
194. Nolan, M. Mapping snow depth from manned aircraft on landscape scales at centimeter resolution using structure-from-motion photogrammetry / M.Nolan, C.F.Larsen, M.Sturm // *The Cryosphere*. – 2015. – Vol. 9, N 1. – P. 333–381. – DOI: 10.5194/tcd-9-333-2015.
195. Oberman, N.G. Contemporary permafrost degradation of the European north of Russia / N.G.Oberman // *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*, Fairbanks, June 29–July 3 / Edited by D.L.Kane and K.M.Hinkel; Institute of Northern Engineering; University of Alaska. – Fairbanks, Alaska, 2008. – P. 1305–1310.
196. Olefeldt, D. The boreal-arctic wetland and lake dataset (BAWLD) / D.Olefeldt, M.A.Kuhn, L.I.Harris [et al.] // *Earth System Science Data*. – 2021. – Vol. 13, N 11. – P. 5127–5149. – DOI: 10.5194/essd-13-5127-2021.

197. OpenStreetMap data for Ural Federal District [Электронный ресурс]. URL: <https://download.geofabrik.de/russia/ural-fed-district.html> (дата обращения: 12.09.2024)
198. Paine, J.G. Airborne LiDAR on the Alaskan North Slope: wetlands mapping, lake volumes, and permafrost features / J.G.Paine, J.R.Andrews, K.Saylam [et al.] // The Leading Edge. – 2013. – Vol. 32 N 7. – P. 798–805. – DOI: 10.1190/segam2013-1488.1.
199. Panda, S.K. Remote Sensing and Field-based Mapping of Permafrost Distribution along the Alaska Highway Corridor, Interior Alaska / S.K.Panda, A.Prakash, D.N.Solie [et al.] // Permafrost and Periglacial Processes. – 2010. – Vol. 21, N 3. – P. 271–281. – DOI: 10.1002/ppp.686.
200. Payette, S. Accelerated thawing of subarctic peatland permafrost over the last 50 years / S.Payette, A.Delwaide, M. Caccianiga [et al.] // Geophysical Research Letters. – 2004. – Vol. 31. – P. L18208. – DOI: 10.1029/2004GL020358.
201. Pearson, R.G. Shifts in Arctic vegetation and associated feedbacks under climate change / R.G.Pearson, S.J.Phillips, M.M.Loranty [et al.] // Nature Climate Change. – 2013. – Vol. 3. – P. 673–677. – DOI: 10.1038/nclimate1858.
202. Philipp, M. Trends in satellite earth observation for permafrost related analyses-A review / M.Philipp, S.Buchelt, C.Kuenzer [et al.] // Remote Sens. – 2021. – Vol. 13, N 6. – P. 1217. – DOI: 10.3390/rs13061217.
203. Qie, Y. Variations in winter surface temperature of the Purog Kangri Ice Field, Qinghai-Tibetan Plateau, 2001–2018, using MODIS data / Y.Qie, N.Wang, Y.Wu [et al.] // Remote Sensing. – 2020. – Vol. 12, N 7. – P. 1133. – DOI: 10.3390/rs12071133.
204. Ran, Y.H. Remote sensing of the mean annual surface temperature and surface frost number for mapping permafrost in China / Y.H.Ran, X.Li, R.Jin [et al.] // Arct. Antarct. Alp. Res. – 2015. – Vol. 47, N 2. – P. 255–265. – DOI: 10.1657/AAAR00C-13-306.
205. Rantanen, M. Bioclimatic atlas of the terrestrial Arctic / M.Rantanen, M.Kämäräinen, P.Niittynen [et al.] // Scientific Data. – 2023. – Vol. 10, N 1. – P. 40. – DOI: 10.1038/s41597-023-01959-w.
206. Raynolds, M.K. Relationship between satellite-derived land surface temperatures, arctic vegetation types, and NDVI / M.K.Raynolds, J.C.Comiso, D.A.Walker [et al.] // Remote Sens. Environ. – 2008a. – Vol. 112, N 4. – P. 1884–1894. – DOI: 10.1016/j.rse.2007.09.008.
207. Raynolds, M.K. Circumpolar relationships between permafrost characteristics, NDVI, and arctic vegetation types / M.K.Raynolds, D.A.Walker // Ninth International Conference on Permafrost / Institute of Northern Engineering; University of Alaska Fairbanks. – Fairbanks, AK, USA, 2008b. – P. 1469–1474.
208. Raynolds, M.K. Cumulative geoecological effects of 62 years of infrastructure and climate change in ice-rich permafrost landscapes, Prudhoe Bay Oilfield, Alaska / M.K.Raynolds,

D.A.Walker, K.J.Ambrosius [et al.] // *Global Change Biology*. –2014. – Vol. 20, N 4. – P. 1211–1224. – DOI: 10.1111/gcb.12500.

209. Roach, J.K. Landscape influences on climate-related lake shrinkage at high latitudes / J.K.Roach, B.Griffith, D.Verbyla // *Global Change Biology*. – 2013. – Vol. 19, N 7. – P. 2276–2284. DOI: 10.1111/gcb.12196.

210. Rocha, A.V. The footprint of Alaskan tundra fires during the past half century: implications for surface properties and radiative forcing / A.V.Rocha, M.M.Lorantz, P.E.Higuera [et al.] // *Environmental Research Letters*. – 2012. – Vol. 7, N 4. – P. 044039. – DOI: 10.1088/1748-9326/7/4/044039.

211. Rogan, J. Land cover change detection / J.Rogan, N.Mietkiewicz // In *Land Resources Monitoring, Modeling, and Mapping with Remote Sensing* / Thenkabail, P.S., Ed. – CRC Press: Boca Raton, FL, USA, 2015. – P. 579–603.

212. Romanovsky, V.E. Thermal state of permafrost in Russia / V.E.Romanovsky, A.L.Kholodov, S.S.Marchenko [et al.] // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2010. – Vol. 21, N 2. – P. 136–155. – DOI: 10.1002/ppp.683.

213. Shabanov, N.N. Climate-driven phenological changes in the Russian Arctic derived from MODIS LAI time series 2000–2019 / N.V.Shabanov, S.A.Bartalev, G.J.Marshall [et al.] // *Environmental Research Letters*. – 2021. – Vol. 16, N 8. – P. 084009. – DOI: 10.1088/1748-9326/ac0be2.

214. Sharma, K.V. Comparative assessment of vegetation indices in downscaling of MODIS satellite land surface temperature / K.V.Sharma, S.Khandelwal, N.K.Sumit // *Remote Sens. Earth Syst. Sci.* – 2020. – Vol. 3, N 3–4. – P. 156–167. – DOI: 10.1007/s41976-020-00040-z.

215. Shiklomanov, N.I. Active-layer mapping at regional scales: A 13-year spatial time series for the Kuparuk region, north-central Alaska / N.I.Shiklomanov, F.E.Nelson // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2002. – Vol. 13, N 3. – P. 219–230. – DOI: 10.1002/ppp.425.

216. Shiklomanov, N. The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) Program: Data Collection, Management, and Dissemination Strategies / N.Shiklomanov, F.Nelson, D.Streletsiky [et al.] // Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, 29 June–3 July 2008 / University of Alaska Fairbanks. Vol. 2. – Fairbanks: Institute of Northern Engineering, 2008. – P. 1647–1652.

217. Shur, Yu.L. Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems / Yu.L.Shur, M.T.Jorgenson // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2007. – Vol. 18, N 1. – P. 7–19. – DOI:10.1002/ppp.582.

218. Sim, T.G. Divergent responses of permafrost peatlands to recent climate change / T.G.Sim, G.T.Swindles, P.J.Morris [et al.] // *Environmental Research Letters*. – 2021. – Vol. 16, N 3. – P. 034001. – DOI: 10.1029/2023WR035398.

219. Smith, M.W. Climate and the limits of permafrost: a zonal analysis / M.W.Smith, D.W.Riseborough // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2002. – Vol. 13, N 1. – P. 1–15. – DOI: 10.1002/ppp.410.
220. Smith, S.L. Thermal state of permafrost in North America: a contribution to the international polar year / S.L.Smith, V.E.Romanovsky, A.G.Lewkowicz // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2010. – Vol. 21, N 2. – P. 117–135. – DOI: 10.1002/ppp.690.
221. Stoy, P.C. Temperature, heat flux and reflectance of common subarctic mosses and lichens under field conditions: might changes to community composition impact climate-relevant surface fluxes? / P.C.Stoy, A.V.Johnson, A.Prieto-Blanco // *Arct. Antarct. Alp. Res.* – 2012. – Vol. 44, N 4. – P. 500–508. – DOI: 10.1657/1938-4246-44.4.500.
222. Stow, D.A. 2004. Remote sensing of vegetation and land-cover change in arctic tundra ecosystems / D.A.Stow, A.Hope, D.McGuire [et al.] // *Remote Sensing of Environment*. – 2004. – Vol. 89. – P. 281–308. – DOI: 10.1016/J.RSE.2003.10.018.
223. Tarnocai, C. The impact of climate change on Canadian peatlands / C.Tarnocai // *Canadian Water Resources Journal*. – 2009. – Vol. 34, N 4. – P. 453–466. – DOI: 10.4296/cwrj3404453.
224. Tucker, C.J. Satellite remote sensing of primary production / C.J.Tucker, P.J. Sellers // *Int. J. Remote Sens.* – 1986. – Vol. 7. – P. 1395–416. – DOI: 10.1080/01431168608948944.
225. Ukrantseva, N.G. Active layer response to biomass and soil-vegetative cover changes at CALM-site in the Tundra/Forest-tundra transition zone (West Siberia, Urengoi oil-gas field) / N.G.Ukrantseva, D.S.Drozdov, K.A.Popov // Thermal state of frozen ground in a changing climate during the IPY: Abstr. of the III Europ. Conf. on Permafrost (EUCOP III). – Svalbard, Norway, 2010. – P. 107.
226. USGS Earth Explorer [Электронный ресурс]. URL: <https://earthexplorer.usgs.gov> (дата обращения: 04.09.2023).
227. Walker, D.A. Spatial and temporal patterns of greenness on the Yamal Peninsula, Russia: Interactions of ecological and social factors affecting the Arctic normalized difference vegetation index / D.A.Walker, U.S.Bhatt, M.K.Raynolds [et al.] // *Environmental Research Letters*. – 2009. – Vol. 4, N 4. – DOI: 10.1088/1748-9326/4/4/045004.
228. Walker, D.A. Environment, vegetation and greenness (NDVI) along the North America and Eurasia Arctic transects / D.A.Walker, M.K.Raynolds, P.Kuss [et al.] // *Environmental Research Letters*. – 2012. – Vol. 7, N 1. – P. 015504. – DOI: 10.1088/1748-9326/7/1/015504.
229. Westermann, S. Remote sensing of permafrost and frozen ground / S.Westermann, C.Duguay, G. Grosse [et al.] // *Remote sensing of the cryosphere*. – New York: John Wiley & Sons Ltd., 2015a. – P. 307–344.

230. Westermann, S. A ground temperature map of the North Atlantic permafrost region based on remote sensing and reanalysis data / S.Westermann, T.I.Østby, K.Gisnås [et al.] // The Cryosphere. – 2015b. – Vol. 9, N 1. – P. 753–790. – DOI:10.5194/tcd-9-753-2015.
231. Yan, J. Comparison of time-integrated NDVI and annual maximum NDVI for assessing grassland dynamics / J.Yan, H.Ling, F.Han // Ecological Indicators. – 2022. – Vol. 136, N 1. – P. 108611. – DOI: 10.1016/j.ecolind.2022.108611.
232. Zhang, Y. A new approach to mapping permafrost and change incorporating uncertainties in ground condition and climate projections / Y.Zhang, I.Olthof, R.H.Fraser [et al.] // The Cryosphere. – 2014. – Vol. 8, N 6. – P. 2177–2194. – DOI: 10.5194/tcd-8-1895-2014.
233. Zhao, L. Ground Temperature and Active Layer Regimes and Changes / L.Zhao, C.Xie, D.Yang [et al.] // Arctic Hydrology, Permafrost and Ecosystems. – Cham, Switzerland: Springer Cham, 2021 – P. 441–470. – DOI: 10.1007/978-3-030-50930-9_15.

Приложения

Приложение 1 Полевые работы

Рисунок 1.1 – Описание ландшафтных условий и измерение глубины сезонного протаивания в районе участка №1 (природный парк «Нумто»). Фотография Фахретдинова А.В.



Рисунок 1.2 – Инвентаризация нарушенных фитоценозов в пределах Надымской КС №3 (участок ЛЭП). Фотография Фахретдинова А.В.



Рисунок 1.3 – Гарь в Надымском районе вдоль трассы «Надым – Новый Уренгой». Фотография Глазунова В.А.



Рисунок 1.4 – Площадка скважины №4874Р с восстанавливающейся растительностью (природный парк «Нумто»). Фотография Глазунова В.А.

Приложение 2 Средние значения спектральных показателей и их стандартные ошибки на участках исследования с 2000 по 2023 гг.

год	NDVI _{max}											
	участки исследования											
	№1			№2			№3		№4			
год	торфяник (n = 22)	болото (n = 17)	лес (n = 30)	торфяник (n = 23)	болото (n = 15)	лес (n = 27)	торфяник и тундра (n = 17)	редколесье (n = 20)	торфяник и тундра (n = 13)	болото (n = 10)	редколесье (n = 20)	
2000	0,62±0,005	0,68±0,008	0,66±0,006	0,59±0,006	0,63±0,012	0,71±0,008	0,60±0,006	0,63±0,011	0,65±0,005	0,61±0,014	0,77±0,004	
2001	0,63±0,004	0,69±0,005	0,66±0,005	0,65±0,005	0,72±0,011	0,74±0,006	0,61±0,007	0,60±0,018	0,66±0,010	0,64±0,014	0,78±0,005	
2002	0,65±0,004	0,73±0,006	0,70±0,005	0,63±0,005	0,76±0,014	0,71±0,008	0,65±0,007	0,64±0,012	0,69±0,007	0,66±0,016	0,79±0,006	
2003	0,64±0,004	0,73±0,007	0,68±0,005	0,66±0,007	0,73±0,010	0,75±0,006	0,59±0,007	0,60±0,020	0,69±0,007	0,63±0,020	0,80±0,005	
2004	0,64±0,004	0,72±0,007	0,68±0,005	0,64±0,005	0,71±0,015	0,74±0,007	0,63±0,006	0,65±0,011	0,69±0,009	0,64±0,011	0,79±0,003	
2005	0,61±0,004	0,68±0,009	0,67±0,004	0,63±0,007	0,72±0,010	0,73±0,008	0,63±0,009	0,64±0,017	0,69±0,005	0,66±0,017	0,80±0,005	
2006	0,66±0,004	0,72±0,007	0,68±0,003	0,63±0,004	0,74±0,011	0,74±0,008	0,63±0,006	0,66±0,011	0,72±0,005	0,68±0,021	0,80±0,005	
2007	0,67±0,004	0,75±0,006	0,72±0,003	0,60±0,006	0,73±0,017	0,73±0,010	0,65±0,010	0,70±0,013	0,75±0,005	0,72±0,015	0,84±0,004	
2008	0,66±0,004	0,73±0,005	0,70±0,004	0,63±0,006	0,74±0,013	0,76±0,009	0,64±0,006	0,66±0,013	0,72±0,004	0,68±0,020	0,81±0,006	
2009	0,63±0,004	0,72±0,007	0,68±0,004	0,62±0,006	0,72±0,015	0,74±0,008	0,64±0,008	0,68±0,014	0,68±0,006	0,62±0,021	0,79±0,004	
2010	0,64±0,004	0,72±0,007	0,70±0,003	0,63±0,007	0,70±0,011	0,74±0,011	0,66±0,008	0,72±0,014	0,66±0,005	0,60±0,028	0,80±0,004	
2011	0,60±0,004	0,65±0,007	0,66±0,003	0,59±0,005	0,65±0,013	0,73±0,009	0,59±0,007	0,67±0,014	0,66±0,004	0,60±0,027	0,80±0,004	
2012	0,64±0,004	0,66±0,011	0,67±0,003	0,62±0,006	0,71±0,013	0,72±0,007	0,67±0,008	0,71±0,013	0,71±0,006	0,69±0,014	0,80±0,005	
2013	0,66±0,006	0,70±0,008	0,71±0,004	0,65±0,005	0,75±0,010	0,76±0,007	0,66±0,008	0,73±0,013	0,71±0,003	0,67±0,014	0,82±0,004	
2014	0,64±0,006	0,73±0,007	0,70±0,005	0,65±0,005	0,75±0,013	0,75±0,007	0,66±0,009	0,73±0,011	0,71±0,006	0,68±0,011	0,81±0,004	
2015	0,68±0,006	0,74±0,008	0,75±0,009	0,65±0,004	0,75±0,015	0,75±0,009	0,68±0,017	0,67±0,010	0,74±0,009	0,70±0,015	0,81±0,006	
2016	0,67±0,005	0,76±0,006	0,74±0,009	0,63±0,005	0,71±0,016	0,75±0,008	0,63±0,006	0,72±0,014	0,72±0,005	0,69±0,013	0,82±0,006	
2017	0,65±0,006	0,75±0,006	0,73±0,003	0,64±0,006	0,69±0,017	0,77±0,007	0,65±0,007	0,72±0,016	0,71±0,011	0,67±0,011	0,81±0,004	
2018	0,68±0,005	0,76±0,005	0,74±0,003	0,62±0,006	0,69±0,013	0,73±0,009	0,62±0,006	0,71±0,012	0,71±0,004	0,64±0,015	0,82±0,002	
2019	0,67±0,004	0,75±0,008	0,74±0,003	0,64±0,004	0,74±0,012	0,75±0,008	0,65±0,006	0,70±0,014	0,71±0,006	0,66±0,036	0,82±0,004	
2020	0,62±0,006	0,74±0,007	0,72±0,003	0,64±0,006	0,72±0,014	0,77±0,008	0,65±0,007	0,71±0,016	0,72±0,005	0,70±0,014	0,82±0,003	
2021	0,65±0,005	0,70±0,011	0,72±0,003	0,60±0,006	0,71±0,012	0,74±0,008	0,64±0,009	0,68±0,018	0,71±0,005	0,67±0,022	0,82±0,006	
2022	0,65±0,004	0,73±0,008	0,71±0,003	0,62±0,007	0,72±0,014	0,76±0,009	0,66±0,006	0,71±0,013	0,73±0,004	0,69±0,014	0,84±0,006	
2023	0,64±0,004	0,71±0,008	0,71±0,004	0,62±0,007	0,72±0,014	0,76±0,009	0,68±0,006	0,72±0,014	0,71±0,004	0,68±0,021	0,82±0,003	

год	TI-NDVI											
	участки исследования											
	№1			№2			№3		№4			
год	торфяник (n = 22)	болото (n = 17)	лес (n = 30)	торфяник (n = 23)	болото (n = 15)	лес (n = 27)	торфяник и тундра (n = 17)	редколесье (n = 20)	торфяник и тундра (n = 13)	болото (n = 10)	редколесье (n = 20)	
2000	5,03±0,07	5,88±0,06	6,08±0,06	4,89±0,05	5,62±0,08	6,13±0,08	4,88±0,06	4,90±0,09	5,71±0,04	5,23±0,24	6,50±0,06	
2001	5,35±0,06	6,33±0,07	6,31±0,06	4,55±0,03	5,47±0,10	5,54±0,07	4,46±0,08	4,37±0,12	5,29±0,05	5,05±0,20	5,96±0,05	
2002	4,35±0,05	5,08±0,09	5,08±0,05	4,59±0,03	5,28±0,07	5,20±0,05	4,37±0,10	4,24±0,10	5,20±0,04	4,93±0,15	5,71±0,04	
2003	6,23±0,04	6,96±0,05	7,05±0,04	5,42±0,05	6,16±0,07	6,36±0,07	4,70±0,05	4,68±0,11	4,85±0,05	4,52±0,22	5,56±0,04	
2004	4,76±0,04	5,40±0,07	5,38±0,05	4,75±0,05	5,55±0,09	5,56±0,08	3,99±0,05	4,02±0,09	4,70±0,09	4,56±0,14	5,57±0,07	
2005	5,68±0,06	6,38±0,05	6,52±0,04	5,93±0,04	6,69±0,07	6,65±0,08	4,88±0,07	4,79±0,13	5,38±0,05	5,18±0,16	6,44±0,06	
2006	4,79±0,04	5,56±0,06	5,49±0,08	4,49±0,03	5,22±0,07	5,51±0,07	4,39±0,04	4,47±0,09	4,92±0,07	4,53±0,26	5,55±0,05	
2007	5,99±0,04	6,62±0,04	6,62±0,04	5,01±0,04	5,96±0,08	5,71±0,06	4,47±0,05	4,57±0,07	4,91±0,05	4,76±0,14	5,48±0,03	
2008	5,57±0,08	6,77±0,08	6,81±0,05	4,94±0,04	5,73±0,06	5,96±0,07	4,68±0,05	4,53±0,11	4,81±0,02	4,56±0,13	5,14±0,07	
2009	5,16±0,04	5,85±0,05	5,77±0,04	4,95±0,03	5,72±0,06	6,06±0,07	4,63±0,06	4,60±0,11	4,62±0,03	4,44±0,12	5,21±0,03	
2010	5,73±0,05	6,52±0,06	6,47±0,04	5,29±0,08	5,93±0,05	6,37±0,07	4,34±0,07	4,51±0,08	4,39±0,09	4,03±0,20	5,48±0,05	
2011	6,47±0,05	6,76±0,07	7,02±0,04	5,73±0,07	6,31±0,07	6,96±0,11	4,60±0,07	5,04±0,11	4,39±0,09	4,03±0,20	5,48±0,05	
2012	5,54±0,04	6,38±0,08	6,90±0,05	4,67±0,06	5,48±0,11	5,93±0,07	4,60±0,05	4,87±0,10	5,19±0,06	5,08±0,14	6,01±0,06	
2013	4,97±0,04	5,64±0,06	5,93±0,04	4,62±0,03	5,40±0,08	5,59±0,07	4,43±0,04	4,74±0,08	4,86±0,02	4,51±0,17	5,68±0,03	
2014	4,57±0,05	5,37±0,05	5,25±0,03	4,69±0,03	5,39±0,07	5,39±0,07	3,55±0,04	3,87±0,06	4,80±0,08	4,39±0,18	5,60±0,04	
2015	5,41±0,04	5,82±0,06	5,86±0,06	5,17±0,02	5,97±0,07	6,14±0,07	4,68±0,07	4,90±0,10	6,00±0,08	5,43±0,19	6,89±0,05	
2016	5,73±0,05	6,90±0,06	7,08±0,06	5,49±0,05	6,40±0,07	7,01±0,07	4,93±0,07	5,31±0,10	5,70±0,03	5,36±0,14	6,40±0,03	
2017	5,26±0,06	6,16±0,05	6,23±0,03	4,88±0,05	5,37±0,09	5,66±0,05	4,28±0,06	4,56±0,11	4,96±0,04	4,58±0,14	5,89±0,05	
2018	4,85±0,05	5,52±0,05	5,57±0,05	4,66±0,04	5,40±0,07	5,55±0,08	4,31±0,09	4,70±0,07	5,01±0,02	4,69±0,12	5,70±0,03	
2019	5,79±0,05	6,63±0,04	6,67±0,03	5,19±0,03	5,76±0,07	6,12±0,06	4,97±0,04	5,21±0,10	4,90±0,09	4,46±0,22	5,75±0,06	
2020	5,94±0,03	6,84±0,04	7,02±0,04	6,12±0,04	6,79±0,09	7,27±0,09	5,09±0,07	5,51±0,10	6,07±0,06	5,73±0,21	6,97±0,03	
2021	6,50±0,09	7,44±0,09	7,77±0,05	5,45±0,04	6,25±0,08	6,90±0,11	5,07±0,08	5,20±0,09	5,99±0,08	5,46±0,25	7,00±0,04	
2022	5,80±0,03	6,42±0,07	6,61±0,04	5,48±0,04	5,96±0,12	6,41±0,07	5,19±0,06	5,36±0,08	5,88±0,06	5,29±0,21	6,89±0,03	
2023	5,78±0,03	6,33±0,11	6,49±0,04	5,48±0,04	5,96±0,12	6,41±0,07	5,21±0,06	5,46±0,08	5,71±0,07	5,46±0,22	6,83±0,05	

год	LAI _{max}									
	участки исследования									
	№1			№2			№3		№4	
год	торфяник (n = 6)	болото (n = 6)	лес (n = 8)	торфяник (n = 8)	болото (n = 3)	лес (n = 16)	торфяник и тундра (n = 7)	редколесье (n = 7)	торфяник и тундра (n = 8)	редколесье (n = 8)
2000	1,52±0,09	1,92±0,23	1,55±0,08	0,91±0,07	1,23±0,05	1,50±0,04	1,13±0,03	1,33±0,09	1,70±0,08	1,91±0,09
2001	1,50±0,09	1,63±0,07	1,41±0,09	1,19±0,05	1,83±0,10	1,67±0,04	1,16±0,03	1,23±0,09	1,89±0,07	2,44±0,04
2002	1,62±0,13	2,45±0,31	1,70±0,16	1,05±0,08	1,53±0,47	1,54±0,06	1,21±0,04	1,24±0,07	1,94±0,07	2,21±0,14
2003	1,75±0,11	1,78±0,20	1,50±0,08	1,34±0,08	1,80±0,05	1,69±0,05	1,07±0,07	1,07±0,11	2,05±0,10	2,62±0,10
2004	1,48±0,06	2,47±0,58	1,64±0,15	1,27±0,07	1,80±0,05	1,78±0,04	1,26±0,06	1,44±0,09	1,99±0,06	2,48±0,07
2005	1,53±0,05	1,57±0,24	1,54±0,11	1,27±0,06	2,23±0,07	1,77±0,05	1,26±0,06	1,39±0,07	1,80±0,09	2,29±0,09
2006	1,53±0,14	2,27±0,22	1,64±0,10	1,33±0,10	1,63±0,03	1,81±0,04	1,27±0,05	1,37±0,07	1,85±0,07	2,5±0,11
2007	1,67±0,09	2,12±0,11	1,85±0,12	1,03±0,15	2,00±0,05	1,61±0,06	1,24±0,06	1,54±0,09	2,33±0,11	2,79±0,13
2008	1,65±0,10	2,10±0,09	1,71±0,19	1,33±0,09	2,40±0,17	2,07±0,04	1,36±0,08	1,46±0,09	2,09±0,09	2,86±0,12
2009	1,52±0,10	2,08±0,29	1,57±0,12	1,19±0,08	1,83±0,05	1,89±0,04	1,37±0,05	1,67±0,09	1,80±0,11	2,59±0,12
2010	1,58±0,05	2,62±0,50	1,50±0,05	1,25±0,06	1,80±0,12	1,64±0,03	1,39±0,04	1,76±0,15	1,74±0,04	2,61±0,18
2011	1,27±0,04	1,62±0,12	1,38±0,08	1,05±0,07	1,53±0,05	1,60±0,05	1,07±0,06	1,40±0,11	1,59±0,07	2,22±0,09
2012	1,53±0,04	1,52±0,08	1,43±0,06	1,31±0,07	1,77±0,38	1,69±0,06	1,54±0,06	1,60±0,17	1,86±0,08	2,69±0,16
2013	1,75±0,10	2,10±0,22	1,64±0,07	1,36±0,06	2,00±0,14	1,87±0,03	1,59±0,12	2,07±0,15	1,88±0,07	3,25±0,09
2014	1,47±0,06	2,22±0,43	1,44±0,04	1,30±0,08	1,57±0,18	1,72±0,03	1,54±0,11	1,86±0,20	2,02±0,09	2,86±0,12
2015	1,50±0,13	1,77±0,20	1,53±0,08	1,24±0,10	1,97±0,36	1,88±0,04	1,44±0,06	1,83±0,18	2,31±0,09	2,01±0,13
2016	1,97±0,13	2,48±0,31	2,20±0,07	1,46±0,06	2,03±0,07	2,21±0,04	1,43±0,07	2,06±0,16	2,25±0,09	3,31±0,24
2017	1,60±0,10	2,35±0,26	1,90±0,09	1,45±0,08	1,80±0,08	1,92±0,04	1,54±0,09	1,66±0,12	2,26±0,13	3,35±0,18
2018	1,73±0,13	2,65±0,42	1,80±0,07	1,34±0,07	1,93±0,10	1,82±0,03	1,36±0,04	1,77±0,14	2,21±0,13	3,25±0,28
2019	1,88±0,10	2,47±0,22	1,84±0,08	1,44±0,06	1,83±0,36	1,96±0,04	1,53±0,03	1,70±0,15	2,24±0,13	3,20±0,22
2020	1,33±0,08	2,62±0,42	1,76±0,06	1,38±0,11	1,90±0,12	2,02±0,07	1,50±0,03	1,66±0,10	2,13±0,11	3,28±0,27
2021	1,53±0,05	2,53±0,49	1,89±0,06	1,16±0,05	1,83±0,05	1,82±0,05	1,41±0,05	1,57±0,12	2,16±0,07	3,21±0,30
2022	1,58±0,07	1,90±0,12	1,89±0,09	1,36±0,08	1,83±0,05	2,01±0,04	1,56±0,07	1,69±0,15	2,05±0,12	2,72±0,14
2023	1,55±0,07	2,08±0,30	1,63±0,06	1,35±0,07	1,63±0,12	1,86±0,06	1,51±0,05	1,81±0,09	1,95±0,11	2,71±0,13

год	SWI _{LST}									
	участки исследования									
	№1			№2			№3		№4	
год	торфяник (n = 7)	болото (n = 3)	лес (n = 8)	торфяник (n = 9)	болото (n = 4)	лес (n = 11)	торфяник и тундра (n = 10)	редколесье (n = 11)	торфяник и тундра (n = 8)	редколесье (n = 8)
2000	53,6±0,3	52,8±0,1	52,9±0,4	56,2±0,3	53,9±0,2	57,5±0,4	48,1±0,3	49,7±0,4	43,3±0,3	42,4±0,2
2001	50,2±0,2	51,6±0,3	50,7±0,8	52,2±0,4	49,8±0,7	51,7±0,4	46,7±0,4	47,1±0,4	48,6±0,4	48,6±0,6
2002	41,4±0,3	44,1±0,6	43,2±0,6	43,3±0,2	40,1±0,2	43,0±0,3	42,3±0,3	44,4±0,2	36,1±0,2	37,2±0,4
2003	58,6±0,5	56,9±0,7	58,6±0,9	57,9±0,2	55,9±0,3	55,7±0,2	52,7±0,3	52,9±0,3	48,3±0,4	47,2±0,1
2004	48,4±0,2	48,9±0,1	50,2±0,6	47,5±0,6	43,6±0,4	45,6±0,3	40,6±0,4	41,5±0,4	45,5±0,2	43,9±0,4
2005	58,1±0,6	57,5±0,4	58,0±0,5	53,2±0,2	52,0±0,3	53,6±0,4	47,1±0,3	47,1±0,3	52,0±0,5	49,6±0,2
2006	52,4±0,5	50,8±0,4	53,8±0,7	52,6±0,3	48,6±0,4	49,7±0,4	46,3±0,3	46,9±0,4	44,4±0,4	43,3±0,1
2007	50,6±0,2	52,1±0,4	52,5±0,8	52,7±0,2	49,3±0,4	50,0±0,4	45,3±0,3	46,1±0,4	47,0±0,3	47,3±0,2
2008	44,2±0,3	46,0±0,4	46,1±0,7	46,0±0,2	41,5±0,2	42,8±0,3	44,5±0,2	44,2±0,3	42,1±0,2	41,9±0,1
2009	52,7±0,4	54,7±0,5	53,4±0,6	57,2±0,3	53,3±0,5	53,5±0,2	47,5±0,4	48,3±0,5	44,9±0,2	44,1±0,3
2010	38,2±0,5	38,3±0,5	39,0±0,7	39,3±0,3	36,3±0,5	35,9±0,4	33,6±0,2	34,0±0,3	31,5±0,6	32,8±0,5
2011	59,5±0,2	61,9±0,6	63,1±1,0	57,7±0,5	54,9±0,7	54,9±0,3	53,7±0,4	53,3±0,4	47,9±0,6	47,1±0,2
2012	65,7±0,3	66,2±0,4	68,1±1,0	63,3±0,3	59,5±0,4	61,5±0,3	56,7±0,3	56,5±0,2	53,0±0,4	52,6±0,2
2013	56,2±0,2	56,9±0,6	56,0±0,5	54,5±0,2	54,4±0,2	54,0±0,4	50,8±0,2	50,7±0,2	50,2±0,3	48,7±0,3
2014	48,2±0,2	48,3±1,2	46,4±0,8	43,5±0,3	42,0±0,3	41,2±0,2	38,1±0,3	37,4±0,4	42,0±0,4	40,2±0,4
2015	53,9±0,6	53,9±0,4	51,1±0,7	49,1±0,2	47,0±0,3	47,9±0,4	47,4±0,4	47,2±0,2	44,4±0,2	42,5±0,3
2016	69,3±0,4	70,9±0,4	70,9±0,7	66,6±0,1	64,6±0,3	67,3±0,3	62,9±0,3	64,0±0,4	62,0±0,2	61,6±0,3
2017	42,2±0,2	43,8±0,6	43,2±0,3	45,1±0,2	42,3±0,2	43,5±0,2	41,0±0,4	42,1±0,3	43,1±0,4	42,1±0,2
2018	54,3±0,3	54,6±0,5	54,5±0,6	51,6±0,6	49,5±0,5	50,4±0,2	48,7±0,3	48,5±0,3	50,1±0,3	48,2±0,3
2019	53,0±0,4	55,5±0,3	54,3±0,7	56,4±0,4	54,7±0,4	55,9±0,4	53,1±0,1	54,3±0,2	43,8±0,4	43,9±0,2
2020	62,5±0,4	63,4±0,3	63,3±0,7	66,8±0,3	62,7±0,7	65,1±0,4	59,7±0,3	59,9±0,4	56,3±0,7	54,1±0,2
2021	60,1±0,3	61,9±0,2	60,2±0,5	53,5±0,3	50,6±0,2	51,1±0,3	45,6±0,4	45,6±0,4	47,8±0,7	45,7±0,3
2022	60,4±0,2	60,2±0,4	61,1±0,6	63,4±0,3	61,5±0,4	61,8±0,5	55,9±0,3	55,7±0,5	55,7±0,6	55,2±0,2
2023	61,1±0,3	61,5±0,3	61,8±0,5	62,3±0,2	59,6±0,4	61,1±0,3	56,9±0,2	58,1±0,2	59,8±0,3	58,6±0,3

Приложение 3. Площадные характеристики по ТП в районах исследования по результатам управляемой классификации космоснимков Landsat-8

№	тип поверхности	количество пикселей	S, %
Район № 1 (природный парк «Нумто»)			
1	крупно- и плоскобугристые кустарничково-лишайниковые торфяники	35929	32,3
2	плоские обводненные гипново-осоково-пушицевые болота в сочетании с грядово-мочажинными кустарничково-сфагновыми, иногда с угнетённой сосновой, болотными комплексами	18760	16,8
3	плоские мезотрофные осоково-сфагновые болота	1457	1,31
4	водораздельные сосновые зеленомошно-лишайниковые и кедровые, местами лиственничные, кустарничково-зеленомошные и кустарничково-лишайниковые леса	30789	27,6
5	припойменные сосновые лишайниковые редкостойные леса	2326	2,09
6	постпирогенные участки соснового лишайникового леса	3655	3,28
7	пойменные елово-кедровые, с примесью берёзы, травяно-кустарничково-зеленомошные и багульниково-брусличные леса	6570	5,90
8	водные объекты	6933	6,22
9	антропогенные объекты (автодороги, промышленные площадки и т.д.)	4524	4,06
Район № 2 (Надымский стационар)			
1	крупно- и плоскобугристые травяно-кустарничково-мохово-лишайниковые торфяники	43700	39,1
2	плоские кустарничково-травяно-моховыми болота	6041	5,40
3	пойменные сосново-кедрово-еловые травяно-моховые леса	25252	22,6
4	кедрово-сосново-лиственничные лишайниково-зеленомошные леса	22898	20,5
5	лиственничные и берёзовые травяно-мохово-лишайниковые редколесья	4761	4,26
6	лиственничные лишайниковые редколесья	2816	2,52
7	водные объекты	3076	2,75
8	песчаные поверхности	1439	1,29
9	антропогенные объекты (автодороги, промышленные площадки и т.д.)	1849	1,65
Район № 3 (Южный Уренгой)			
1	водораздельные плоскобугристые кустарничково-лишайниково-сфагновые торфяники в сочетании с бугристыми кустарничково-моховыми заболоченными тундрами	46975	42,2
2	придолинные полигональные ерниково-багульниково-лишайниковые торфяники	6525	5,9
3	придолинные полигональные, местами бугристо-западинные, лиственничные лишайниковые редколесья	22919	20,6

№	тип поверхности	количество пикселей	S, %
4	обводненные кочковатые кустарничково-травяно-моховые ложбины	14711	13,2
5	плоские ивняково-ерниковые травяно-моховые заболоченные лога и мелкие долины рек и ручьев, фрагментами с лиственницей	6890	6,20
6	водные объекты	6049	5,44
7	антропогенные объекты (автодороги, промышленные площадки и т.д.)	7143	6,42
Район № 4 (Лабытнанги)			
1	водораздельные плоскобугристые багульниково-лишайниково-сфагновые торфяники в сочетании с бугорковатыми ерниковыми лишайниково-зеленомошными тундрами	42055	37,7
2	кочковатые кустарничково-травяно-моховые болота	5253	4,71
3	заболоченные приозёрные низины (хасыреи) с участки долинообразных заторфованных понижений, занятые ивняковой травяно-моховой растительностью	7445	6,76
4	заболоченные поймы с осоково-гипновой и соровой луговой растительностью при участии кустарниковой ивы	3395	3,04
5	долинные пологоволнистые и плоскозападинные берёзово-лиственничные и елово-лиственничные лишайниково-зеленомошные редколесья, осложненные мелкими долинами рек и ложбинами с ерниково-еловыми зарослями	40163	36,0
6	водные объекты	3538	3,17
7	песчаные поверхности	1940	1,74
8	антропогенные объекты (городская застройка, автодороги, промышленные площадки и т.д.).	7734	6,94

Приложение 4. Карты участков исследования с различными типами поверхностей, созданные на основе управляемой классификации спутниковых снимков Landsat-8

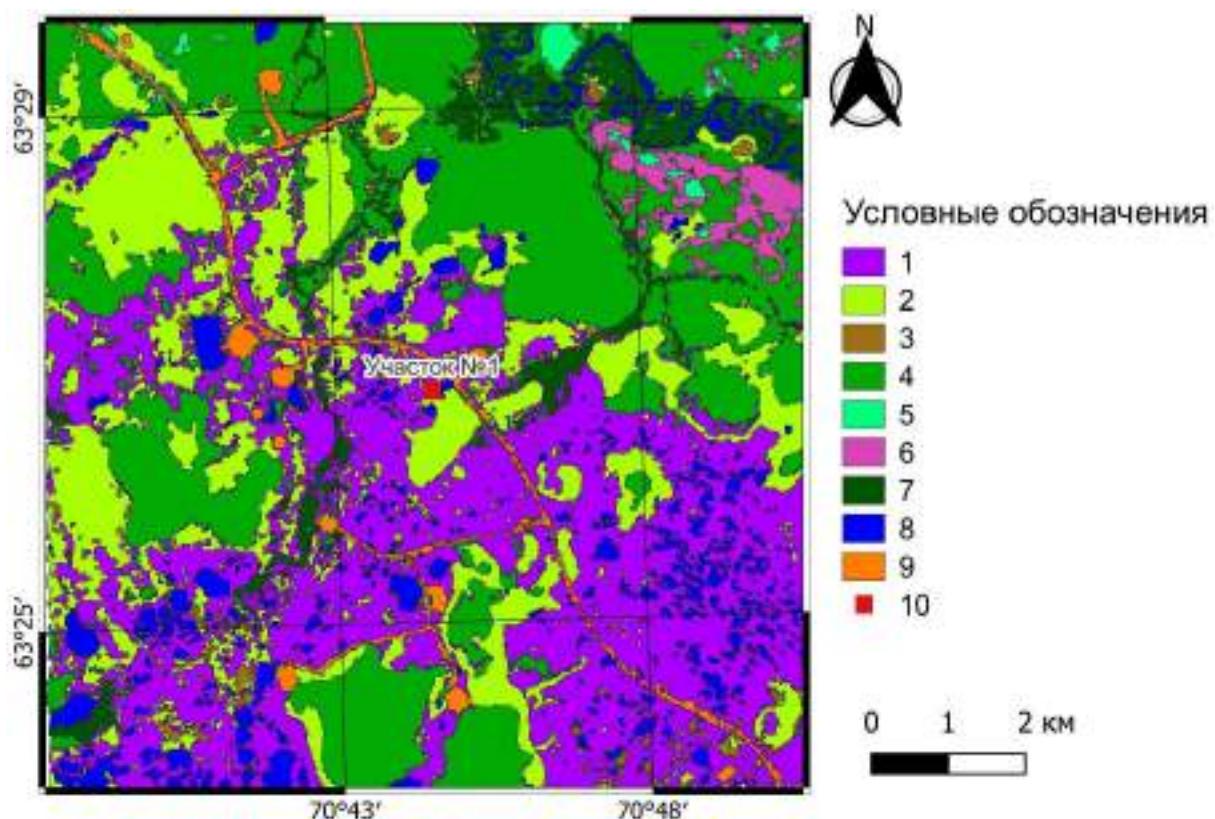


Рисунок 2.1 – Участок №1 (природный парк «Нумто»). Алгоритм “Minimum Distance”.
 1 – крупно- и плоскобугристые кустарничково-лишайниковые торфяники; 2 – плоские обводненные гипново-осоково-пушицевые болота в сочетании с грядово-мочажинными кустарничково-сфагновыми, иногда с угнетенной сосной, болотными комплексами; 3 – плоские мезотрофные осоково-сфагновые болота; 4 – водораздельные сосновые зеленомошно-лишайниковые и кедровые, местами лиственничные, кустарничково-зеленомошные и кустарничково-лишайниковые леса; 5 – припойменные сосновые лишайниковые редкостойные леса; 6 – постпирогенные участки соснового лишайникового леса; 7 – пойменные елово-кедровые, с примесью берёзы, травяно-кустарничково-зеленомошные и багульниково-брусличные леса; 8 – водные объекты; 9 – антропогенные объекты (автодороги, промышленные площадки и т.д.), 10 – участок геокриологических исследований

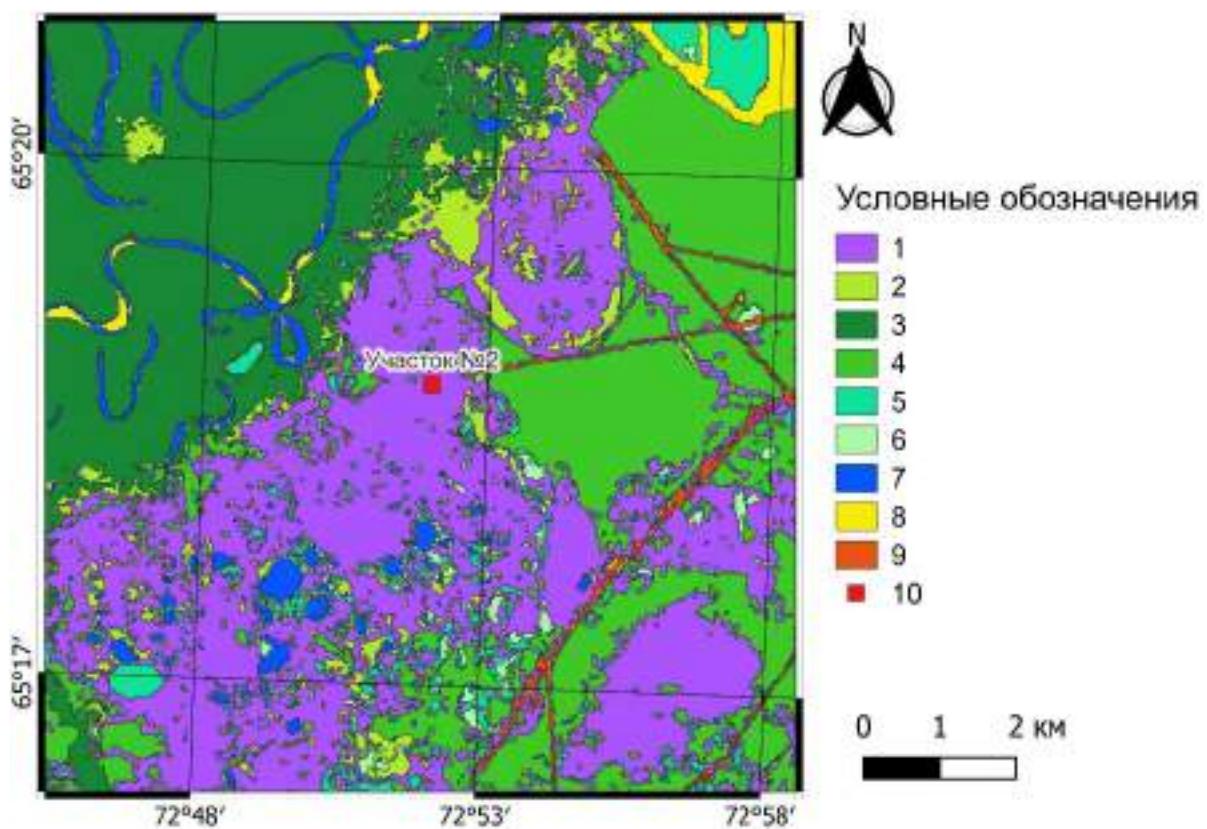


Рисунок 2.2 – Участок №2 (стационар Надым). Алгоритм “Spectral Angle Mapper”.

- 1 – крупно- и плоскобугристые травяно-кустарничково-мохово-лишайниковые торфяники; 2 – плоские кустарничково-травяно-моховые болота; 3 – пойменные сосново-кедрово-еловые травяно-моховые леса; придолинные леса и редколесья; 4 – кедрово-сосново-лиственничные лишайниково-зеленомошные; 5 – лиственничные и берёзовые травяно-мохово-лишайниковые; 6 – лиственничные лишайниковые; 7 – водные объекты; 8 – песчаные поверхности; 9 – антропогенные объекты (автодороги, промышленные площадки и т.д.), 10 – участок геокриологических исследований

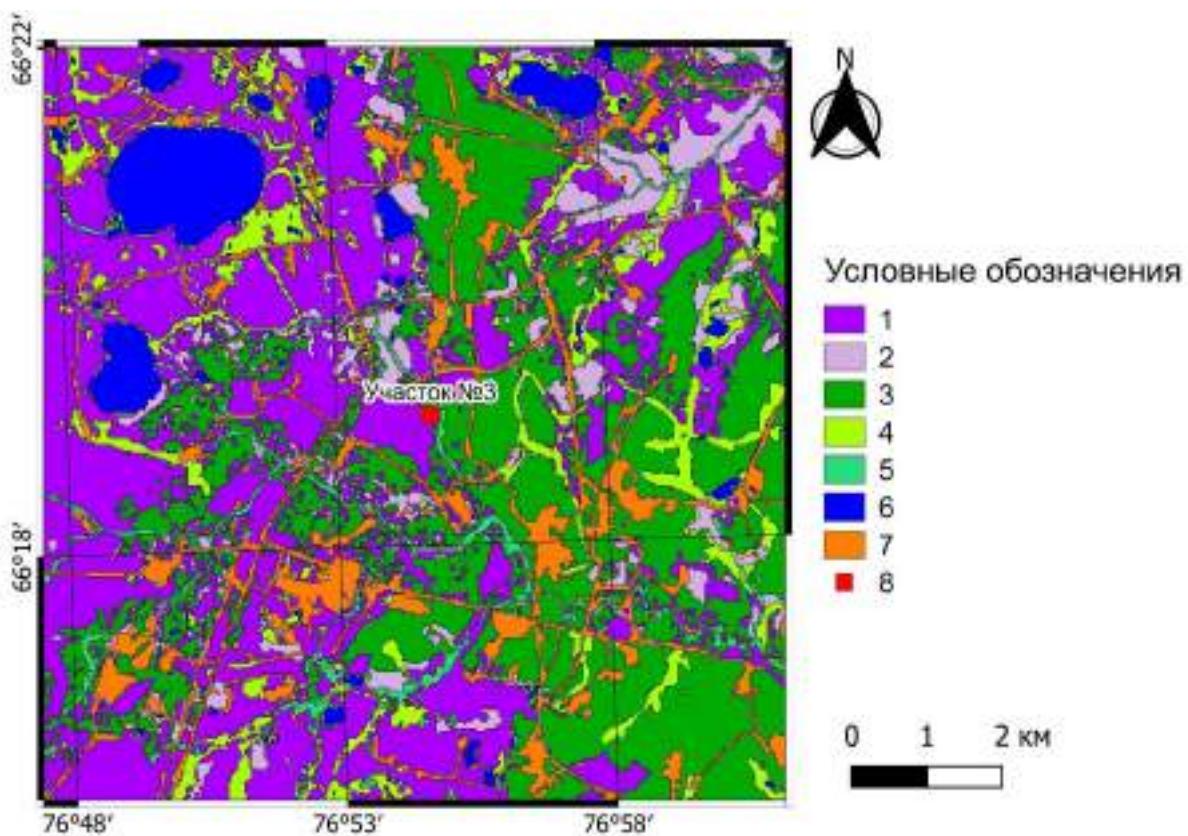


Рисунок 2.3 – Участок №3 (Южный Уренгой). Алгоритм “Minimum Distance”.

1 – водораздельные плоскобугристые кустарничково-лишайниково-сфагновые торфяники в сочетании с бугристыми кустарничково-моховыми заболоченными тундрами; 2 – придолинные полигональные ерниково-багульниково-лишайниковые торфяники; 3 – придолинные полигональные, местами бугристо-западинные, лиственничные лишайниковые редколесья; 4 – обводненные кочковатые кустарничково-травяно-моховые ложбины; 5 – плоские ивняково-ерниковые травяно-моховые заболоченные лога и мелкие долины рек и ручьев, фрагментами с лиственницей; 6 – водные объекты; 7 – антропогенные объекты (автодороги, промышленные площадки и т.д.), 8 – участок геокриологических исследований

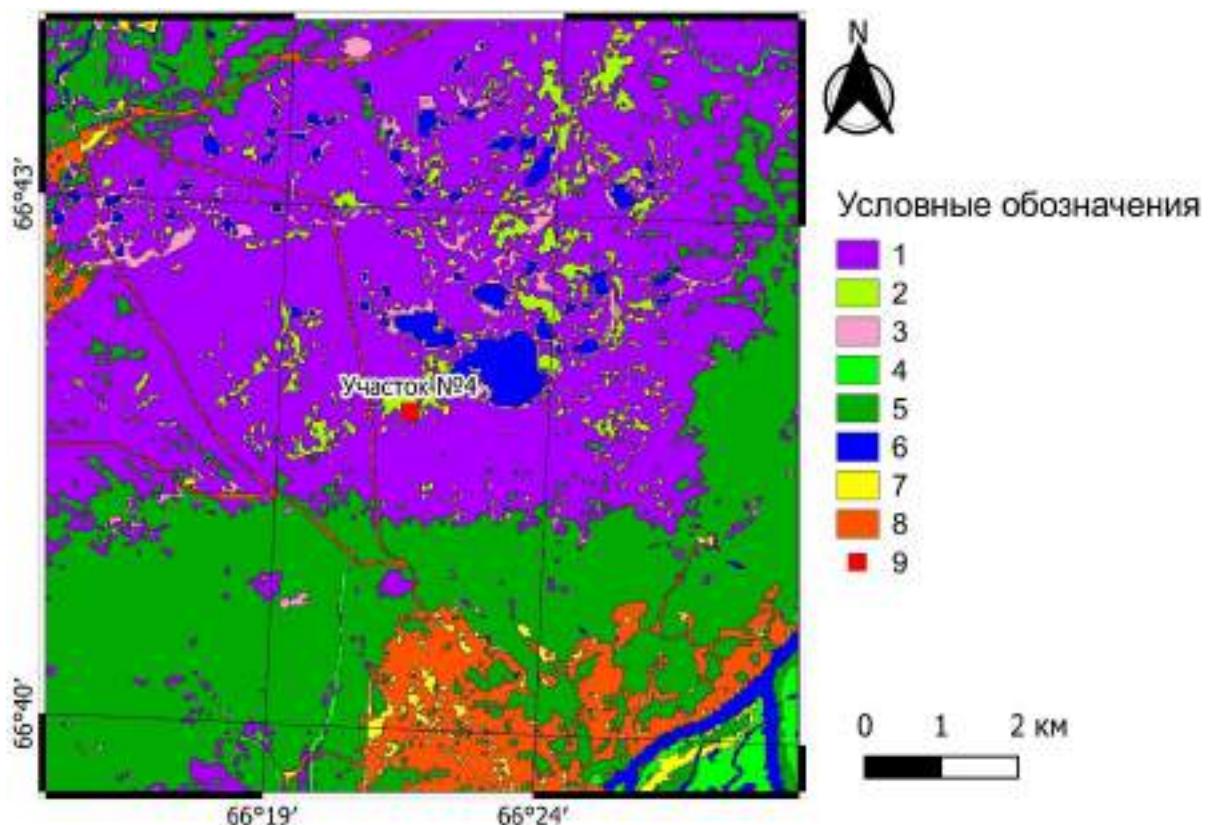


Рисунок 2.4 – Участок №4 (стационар Лабытнанги). Алгоритм “Minimum Distance”.

1 – водораздельные плоскобугристые багульниково-лишайниково-сфагновые торфяники в сочетании с бугорковатыми ерниковых лишайниково-зеленомошными тундрами;
 2 – кочковатые кустарничково-травяно-моховые болота; 3 – заболоченные приозёрные низины (хасыреи) с участками долинообразных заторфованных понижений, занятые ивняковой травяно-моховой растительностью; 4 – заболоченные поймы с осоково-гипновой и соровой луговой растительностью при участии кустарниковой ивы; 5 – долинные пологоволнистые и плоскозападинные берёзово-лиственничные и елово-лиственничные лишайниково-зеленомошные редколесья, осложненные мелкими долинами рек и ложбинами с ерниково-еловыми зарослями; 6 – водные объекты; 7 – песчаные поверхности; 8 – антропогенные объекты (городская застройка, автодороги, промышленные площадки и т.д.); 9 – участок геокриологических исследований

Приложение 5. Достоверность выделенных классов/ТП в пределах участков исследования по результатам управляемой классификации космоснимков Landsat-8

классы контрольных выборок	классы, полученные при классификации, и число отнесенных к ним пикселов									число контрольных пикселей	ошибка омиссии (пропуска), пиксели	ошибка комиссии (присоединения), пиксели	достоверность выделения класса, %
	1	2	3	4	5	6	7	8	9				
Район № 1 (природный парк «Нумто»). Метод “Minimum Distance”													
1	208	45	0	21	0	0	2	0	0	276	68	285	75,4
2	180	138	0	2	0	0	0	0	4	324	186	55	42,6
3	3	1	28	0	0	0	0	0	0	32	4	0	87,5
4	38	9	0	652	2	0	23	0	0	724	72	69	90,1
5	21	0	0	18	209	3	0	0	0	251	42	12	83,3
6	36	0	0	1	10	207	0	0	0	254	47	3	81,5
7	6	0	0	27	0	0	46	0	0	79	33	31	58,2
8	1	0	0	0	0	0	6	59	0	66	7	0	89,4
9	0	0	0	0	0	0	0	0	82	82	0	4	100,0
всего	533	153	28	721	221	210	77	59	86	2088	459	459	
Общая точность – 78,0%, коэффициент χ “каппа” – 0,73													
Район № 2 (Надымский стационар). Метод “Spectral Angle Mapper”													
1	586	1	0	1	0	0	0	0	0	588	2	111	99,7
2	3	226	0	0	0	0	0	0	0	229	3	32	98,7
3	0	3	687	0	0	0	0	0	0	690	3	14	99,6
4	19	2	14	877	0	0	0	0	0	912	35	5	96,2
5	71	26	0	4	103	0	0	0	0	204	101	0	50,5
6	18	0	0	0	0	42	0	0	0	60	18	0	70,0
7	0	0	0	0	0	0	113	0	0	113	0	0	100
8	0	0	0	0	0	0	0	24	0	24	0	0	100
9	0	0	0	0	0	0	0	0	21	21	0	0	100
всего	697	258	701	882	103	42	113	24	21	2841	162	162	
Общая точность – 94,3%, коэффициент χ “каппа” – 0,93													
Район № 3 (стационар Южный Уренгой). Метод “Minimum Distance”													
1	412	11	7	26	0	0	5			461	49	86	89,4
2	1	57	0	6	0	0	2			66	9	11	86,4
3	28	0	295	0	1	0	0			324	29	16	91,0
4	47	0	1	92	0	0	17			157	65	38	58,6

классы контрольных выборок	классы, полученные при классификации, и число отнесенных к ним пикселов									число контрольных пикселей	ошибка омиссии (пропуска), пиксели	ошибка комиссии (присоединения), пиксели	достоверность выделения класса, %
	1	2	3	4	5	6	7	8	9				
5	10	0	8	3	16	0	0			37	21	1	43,2
6	0	0	0	3	0	1041	0			1044	3	0	99,7
7	0	0	0	0	0	0	140			140	0	24	100,0
всего	498	68	311	130	17	1041	164			2229	176	176	

Общая точность – 92,1%, коэффициент χ “каппа” – 0,89

Район № 4 (стационар Лабытнанги). Метод “Minimum Distance”

1	51	34	0	0	0	0	0	2		87	36	18	58,6
2	17	102	0	0	0	0	0	20		139	37	34	73,4
3	1	0	15	1	0	0	0	1		18	3	3	83,3
4	0	0	3	13	0	0	0	0		16	3	1	81,3
5	0	0	0	0	988	0	0	6		994	6	0	99,4
6	0	0	0	0	0	89	0	1		90	1	0	98,9
7	0	0	0	0	0	0	27	54		81	54	1	33,3
8	0	0	0	0	0	0	1	195		196	1	84	
всего	69	136	18	14	988	89	28	279		1621	141	141	

Общая точность – 91,3%, коэффициент χ “каппа” – 0,85