

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

Никитин Кирилл Алексеевич

**Температурный режим многолетнемерзлых пород Западного
Ямала в условиях прогнозируемых климатических изменений**

1.6.7. Инженерная геология, мерзлотоведение и грунтоведение

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук,

доцент Комаров Илья Аркадьевич

Москва – 2026

Оглавление

Введение	4
Глава 1. Обзор современного состояния проблемы исследования	13
1.1. Проблема состояния многолетнемерзлых пород Западной Сибири в условиях современного изменения климата	13
1.2. Проблема прогноза температурного и водно-ионного режима засоленных пород	25
Выводы к главе 1	40
Глава 2. Геокриологические условия района исследований	42
2.1. Классификационные признаки для выделения границ Западного Ямала	42
2.2. Климатические условия	47
2.3. Строение верхней части геологического разреза	55
2.4. Распространение, строение и мощность многолетнемерзлых пород	60
2.5. Температурный режим и сезонное оттаивание многолетнемерзлых пород	63
2.6. Криогенное строение и льдистость многолетнемерзлых пород	68
2.7. Мерзлотные процессы и явления	71
2.8. Засоленность пород	74
2.9. Гидрогеологические условия	78
Выводы в главе 2	81
Глава 3. Методика экспериментальных исследований и прогноза температурного режима незасоленных и засоленных пород с учетом изменения климата	83
3.1 Выбор площадок для расположения термометрических скважин	83
3.2. Оборудование термометрических скважин и методика проведения термометрии	88
3.3. Методика и программный продукт для математического моделирования динамики температурного режима	89
3.3.1. Постановка задачи	89
3.3.2. Алгоритм реализации	91
3.3.3. Программный продукт	94
3.4. Количественный учет эффекта изменения климата в ходе геокриологического прогноза. Методика ретроспективного анализа данных многолетних наблюдений за температурой воздуха	96

3.5. Термодинамическая модель преобразования фазового и химического состава поровых растворов и криопэггов.....	103
3.6. Комплексная методика прогноза температурного и водно-ионного режима засоленных пород и криопэггов с учетом изменения климата	108
Выводы к главе 3	116
Глава 4. Выбор и нахождение параметров расчетной схемы прогноза температурного и водно-ионного режима пород	117
4.1. Выбор расчетных параметров для реализации модели	117
4.2. Верификация параметров расчетной схемы прогноза температурного режима пород.....	122
Выводы к главе 4	124
Глава 5. Прогноз температурного режима засоленных и незасоленных пород Западного Ямала в связи с изменением климата	125
5.1. Результаты обработки данных многолетних наблюдений температуры воздуха для трех районов полуострова Ямал	125
5.2. Прогноз динамики температурных полей в засоленных мерзлых породах с учетом изменения водно-ионного состава.....	132
5.3. Совместный прогноз динамики температурных полей для засоленных и незасоленных пород с учетом изменения климата	138
Выводы к главе 5	141
Заключение.....	143
Список литературы.....	146

Введение

Актуальность исследования. Состояние многолетнемерзлых пород в условиях изменения климата в Арктике – приоритетная проблема геокриологии в последние десятилетия, что связано, в частности, с более выраженным повышением температуры воздуха в арктическом регионе за последние 50 лет по сравнению с южными районами криолитозоны.

Разработка методики прогноза температурного режима многолетнемерзлых пород в условиях современных климатических колебаний имеет важное значение для количественной оценки их реакции на эти изменения. Прогнозные оценки температуры многолетнемерзлых пород являются основой для общего понимания закономерностей эволюции мерзлых толщ при кратковременных изменениях климата, а также служат обоснованием для разработки новых и усовершенствования существующих нормативных документов в области изысканий, проектирования, строительства и эксплуатации инженерных объектов на мерзлых грунтах.

На Западном Ямале распространены как засоленные, так и незасоленные многолетнемерзлые породы. Специфика засоленных пород по сравнению с незасоленными определяется их составом и строением, водно-ионным составом поровых растворов, скоростью и направленностью процессов промерзания-оттаивания. Водно-физические, теплофизические и физико-механические свойства засоленных грунтов определяются не только наличием ионов солей, но и их химическим составом. Неучет влияния минерализации природных вод приводит к несовершенству прогноза и определения свойств пород.

Криопэги предъявляют дополнительные требования к постановке научных исследований, методам проведения изысканий и проектирования инженерных объектов. Термин «пэги» ранее был предложен Ланге О.К., позже Толстихин Н.И. ввел термин «криопэг», согласно которому криопэги (криогалинные воды) – природные соленые растворы, имеющие отрицательную температуру. Согласно Трофимову В.Т., криопэги – это внутримерзлотные линзы высокоминерализованных напорных вод с отрицательной температурой.

Несмотря на важную роль физико-химических реакций в формировании свойств пород при промерзании поровых растворов, отсутствуют общепринятые методики для количественной оценки изменения фазового и химического состава

засоленных пород и криопэгов при изменении термобарических условий при разработке геокриологического прогноза. Применение комплексной методики геокриологического прогноза, учитывающей специфику происходящих процессов криогенного метаморфизма в засоленных породах и криопэгах при изменении термобарических условий, позволит более обоснованно подойти к разработке технических решений в части оснований и фундаментов на засоленных многолетнемерзлых грунтах, уменьшить величину запаса прочности при проектировании грунтовых оснований инженерных объектов, избежать развития опасных геокриологических процессов и явлений в ходе их строительства и эксплуатации.

Одним из факторов, определяющим кондиционность геокриологического прогноза, является выбранный сценарий климатических изменений, в первую очередь, температуры воздуха. Для разработки климатических сценариев доступны результаты как гидрометеорологических моделей, так и эмпирические методы обработки многолетних данных с метеостанций. Методы обработки метеоданных многочисленны, как в теоретическом плане, так и в алгоритмах реализации, поэтому погрешность геокриологического прогноза существенно зависит от выбора методики для разработки климатического сценария.

Степень разработанности темы исследования. Проблемой прогноза температурного режима многолетнемерзлых пород при изменении климата занимались Анисимов О.А., Балобаев В.Т., Брушков А.В., Булдович С.Н., Васильев А.А., Горелик Я.Б., Гречищев С.Е., Дроздов Д.С., Ершов Э.Д., Железняк М.Н., Комаров И.А., Кудрявцев В.А., Мельников Е.С., Павлов А.В., Пармузин Г.П., Пермяков П.П., Пустовойт Г.П., Романовский В.Е., Сергеев Д.О., Хрусталева Л.Н., Чернядьев В.П., Шполянская Н.А. и многие др.

Экспериментальным исследованием характеристик засоленных пород посвящены работы Аксенова В.И., Алексева С.В., Анисимовой Н.П., Барковской Е.Н., Бровка Г.П., Велли Ю.А., Волкова Н.Г., Гаврильева Р.И., Глобус А.М., Иванова Н.С., Иоспа А.В., Кияшко Н.В., Комарова И.А., Коновалова А.А., Кроника Я.А., Лосевой С.Г., Минкина М.А., Молочушкина Е.Н., Мотенко Р.Г., Павловой Н.А., Пускова В.И., Смирновой Н.Н., Степанова А.В., Филиппова П.И., Чеверева В.Г., Частотинова Л.В., Чудновского А.Ф., Шейкина И.В. и многих др.

Исследованиями вопросов формирования и развития засоленных пород и криопэгов, особенностями изменений их свойств при промерзании-оттаивании занимались Аксенов В.И., Алексеев С.В., Анисимова Н.П., Бадю Ю.Б., Баулин В.В., Брушков А.В., Васильчук Ю.К., Дубиков Г.И., Жигарев Л.А., Иванова Н.В., Кононова Р.С., Крицук Л.Н., Неизвестнов Я.В., Савельев Б.А., Стрелецкая И.Д., Толстихин Н.И., Трофимов В.Т., Фотиев С.М. и многие др.

Наиболее значимые обобщения особенностей формирования свойств засоленных пород, методов их исследований и результатов лабораторных и натуральных экспериментов представлены в работах Ершова Э.Д., Аксенова В.И., Брушкова А.В., Комарова И.А.

Однако до сих пор отсутствует комплексная методика расчета температурного поля многолетнемерзлых пород при изменении химического и фазового состава поровых растворов.

Объектом исследования является слой годовых теплооборотов многолетнемерзлых засоленных и незасоленных пород Западного Ямала.

Предметом исследования является динамика температурного и водно-ионного режима в слое годовых теплооборотов многолетнемерзлых пород Западного Ямала при изменении климата.

Цель исследования – разработка методики и проведение геокриологического прогноза температурного режима многолетнемерзлых пород с учетом водно-ионных преобразований и предполагаемых климатических изменений.

Задачи исследования:

1. Проанализировать современное состояние проблемы прогноза температурного и водно-ионного режима многолетнемерзлых пород.
2. Рассмотреть геокриологические условия территории исследования, формирующие температурный режим пород.
3. Выявить закономерности динамики процесса сезонного оттаивания, трансформации температурного режима пород, изменения состава и водно-физических свойств верхних горизонтов криолитозоны с помощью комплекса экспериментальных полевых исследований.

4. С помощью модифицированной методики авторетроспективного анализа разработать сценарий изменений среднегодовой температуры воздуха на основе многолетних длинных рядов данных с метеостанций Западного Ямала.

5. Разработать комплексную методику прогноза температурного режима многолетнемерзлых засоленных пород и криопэгов, которая учитывает преобразование водно-ионного состава поровых растворов за счет процессов криогенного метаморфизма, а также эффекты, связанные с изменением климата.

6. Выполнить прогноз температурного режима в слое годовых теплооборотов многолетнемерзлых засоленных и незасоленных пород к середине века.

Фактический материал, использующийся в работе, собран и обработан автором в течение 4 полевых сезонов на Западном Ямале в составе отряда Института криосферы Земли. В ходе выполнения работ изучены разрезы мерзлых и сезонно-талых морских, прибрежно-морских, аллювиально-морских и аллювиальных отложений неоплейстоцен-голоцена. Привлечены фондовые материалы ООО НТФ «Криос» о характеристиках засоленных пород Ямала, любезно предоставленные В.В. Кондаковым и А.Б. Осокиным.

Научная новизна работы определяется следующими результатами.

По полевой части исследования:

- за 4-х летний период проведения полевых исследований выявлены закономерности динамики температурного режима в слое годовых теплооборотов пород Западного Ямала (район Марре-Сале) в условиях климатических изменений, заключающиеся в повышении среднегодовой температуры многолетнемерзлых пород со скоростью до 0,6 °С/10 лет;

- выделены участки, для которых фиксируется количественно ощутимое повышение среднегодовой температуры многолетнемерзлых пород в условиях изменения климата. На основе ранее проведенной типизации ландшафтно-мерзлотных условий наибольшие изменения отмечены на слабонаклонных увлажненных участках, сложенных позднеплейстоцен-голоценовыми прибрежно-морскими и озерно-аллювиальными отложениями. Наименьшие изменения зафиксированы в пределах плоскобугристых заболоченных участков, сложенных позднеплейстоцен-голоценовыми озерно-болотными отложениями – до глубины 2 м торфом, подстилаемым оторфованными песками.

По методической части исследования:

- впервые разработана методика комплексного прогноза температурного и водно-ионного режима засоленных многолетнемерзлых пород и криопэгов, которая учитывает преобразование химического состава поровых растворов при изменении термобарических условий. Методика является уникальной, не имеющей аналогов в отечественной литературе;

- пренебрежение процессами криогенного метаморфизма, которые происходят в засоленных породах и криопэгах, приводит к погрешности при определении среднегодовой температуры пород, значения которой оказываются заниженными по сравнению с результатами решения задачи с учетом изменений величины водно-физических и теплофизических характеристик пород на период прогноза.

По прогнозной части исследования:

- с помощью методики авторетроспективного анализа выполнена обработка многолетних наблюдений за температурой воздуха для ряда метеостанций Ямала, которая позволила выявить тренды ее повышения до 0,2-0,4 °C/10 лет к середине века;

- количественная оценка, учитывающая преобразование водно-ионного состава поровых растворов засоленных пород и связанное с этим изменение их теплофизических и водно-физических свойств, показала, что пренебрежение влиянием засоленности приводит к погрешности прогнозных расчетов для условий Западного Ямала к середине XXI века до 0,4-0,5 °C.

Защищаемые положения

1. Повышение среднегодовой температуры многолетнемерзлых пород Западного Ямала в условиях климатических изменений, составляющее от 0,3 °C/10 лет в пределах заболоченных водосборных понижений и котловин до 0,5 °C/10 лет °C на возвышенных, умеренно увлажненных водораздельных поверхностях, имеет тенденцию к сохранению до 2050 г., что определяется прогнозируемым повышением среднегодовой температуры воздуха до 0,4 °C/год и увеличенным в 1,5-2 раза снегонакоплением в отрицательных формах рельефа относительно водораздельных пространств.

2. Методика прогноза температурного режима мерзлых засоленных пород и криопэгов является инновационной разработкой, реализующей учет влияния на

динамику температурных полей пород эффектов потепления климата и эволюцию водно-ионного состава поровых растворов. Программный комплекс включает расчет температурного режима пород; учет тренда повышения температуры воздуха; оценку изменения концентрации поровых растворов, их фазового и химического состава и теплофизических параметров.

3. Прогноз изменения температуры многолетнемерзлых засоленных пород к 2050 г. для ряда районов Ямала, проведенный с учетом ожидаемых климатических изменений, выявил существенное различие между значениями среднегодовой температуры пород, полученными двумя независимыми подходами – с постоянными и изменяющимися на период прогноза теплообменными характеристиками засоленных пород. Эта разница, составляющая до 0,6 °С, обусловлена, в частности, изменением состава поровых растворов с хлоридно-натриевого на северо-западе Ямала до хлоридно-сульфатно-натриевого в нижнем течении Оби.

Теоретическая значимость работы заключается в следующем. Разработаны общие положения методики комплексного совместного применения термодинамического и математического моделирования для целей проведения геокриологического прогноза. Исследовано влияние процессов криогенного метаморфизма, проявляющееся в изменении водно-физических и теплофизических свойств пород, на региональные оценки их температурного режима с учетом изменения климата. Выявлены общие региональные особенности влияния химического состава поровых растворов на динамику температурных полей засоленных пород. Показано, что применение методики комплексного прогноза температурного и водно-ионного режима засоленных пород существенно корректирует погрешность при определении их среднегодовой температуры.

Практическая значимость. На фоне наблюдаемого изменения климата, наиболее выраженном для северных районов распространения многолетнемерзлых пород, отмечено увеличение количества и степени деформации фундаментов и надфундаментных конструкций зданий и сооружений, спроектированных, в первую очередь, по первому принципу, то есть с сохранением мерзлого состояния грунтов оснований на период эксплуатации. Технические решения, заложенные в основу проектирования, были разработаны в соответствии с существующими на тот момент нормами, которые не учитывали эффекты резкого изменения климата. Кроме того

для многолетнемерзлых засоленных пород существующие количественные методы геокриологического прогноза не учитывают преобразования фазового и химического состава поровых растворов при изменении термобарических условий.

Уточнение методики геокриологического прогноза для криолитозоны Западного Ямала имеет важное значение для целей соблюдения проектного температурного режима мерзлых грунтов в основании зданий и сооружений, обеспечения их безаварийной эксплуатации в условиях климатических изменений. От грамотно проведенного прогноза в значительной степени зависит определение принципа использования мерзлых грунтов в качестве оснований, разработка технических решений по устройству фундаментов и выбор методов инженерной защиты территории от опасных геологических процессов.

Личный вклад автора. При написании работы были использованы результаты исследований, выполненных автором в течение 4 полевых сезонов в составе полевого отряда Института криосферы Земли на Западном Ямале в районе метеостанции Марре-Сале. Автор принимал непосредственное участие в проведении полевых работ, камеральной обработке и интерпретации полученных данных.

На основе модификации методики авторетроспективного анализа, с привлечением результатов многолетних наблюдений на метеостанциях Ямала автором разработаны сценарии изменений температуры воздуха к середине века.

Выполнен комплексный прогноз температурного режима многолетнемерзлых пород для участков исследований с привлечением опубликованных, фондовых и полевых данных. С использованием программ «Qfrost», «Freezbrine» и рассчитанного нами тренда изменения температуры воздуха выполнен прогноз температурного режима многолетнемерзлых пород с учетом водно-ионных преобразований на 30-летний период.

Основные методы исследования. Использован комплексный подход, основанный на последовательной интерпретации полевых инженерно-геологических данных и результатов термодинамического и математического моделирования применительно к засоленным и незасоленным мерзлым породам, что позволило значительно повысить достоверность определения их среднегодовой температуры на фоне климатических изменений.

Выполнен авторетроспективный анализ многолетних рядов наблюдений на метеостанциях Ямала для разработки сценарием изменения среднегодовой температуры воздуха к середине века. Применение методики термодинамического моделирования на основе общих положений классической и статистической термодинамики в программе «Freezbrine» позволило оценить преобразование свойств пород в процессе протекания химических реакций в диапазоне отрицательных значений температуры. На основе использования методов математического моделирования для прогноза динамики температурных полей в мерзлых породах с учетом граничных условий в программе «QFrost» получены значения среднегодовой температуры пород к середине века.

Степень достоверности работы подтверждается квалифицированным рецензированием публикаций, а также полнотой и представительностью литературных и фактических материалов, полученных в ходе полевых, камеральных и лабораторных исследований; применением современных методов термодинамического и математического моделирования с использованием современных компьютерных технологий.

Апробация работы. Результаты и положения диссертационной работы докладывались и обсуждались на международных и всероссийских конференциях: на Всероссийской молодежной научной конференции с международным участием «Проблемы устойчивого развития региона» (Улан-Удэ, 2023); на Международном молодежном научном форуме ЛОМОНОСОВ-2024 (Москва, 2024); на Всероссийской студенческой конференции с международным участием «Геоэкология: теория и практика» (Москва, 2024).

Публикации по теме диссертации. Результаты проведенных исследований, основные положения и проблемы, рассматриваемые в диссертации, изложены в 5 публикациях, в том числе в 3 публикациях в рецензируемых научных изданиях, рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ.

Структура и объем работы. Диссертационная работа состоит из введения, пяти глав, заключения, списка литературы (215 наименований, в том числе 34 на иностранном языке). Материал работы изложен на 167 страницах машинописного текста, содержит 5 таблиц, 53 иллюстрации

Благодарности. Автор выражает благодарность научному руководителю, профессору, д. г.-м. н. Комарову И.А. за помощь, поддержку и внимание, проявленные на всех этапах работы над диссертацией. Автор признателен сотрудникам кафедры геокриологии за рекомендации и ценные советы при написании работы. Автор благодарит к. г.-м. н. Мироненко М.В., к. г.-м. н. Кияшко Н.В. за сотрудничество и совместное обсуждение результатов моделирования и магистранта кафедры геокриологии Латыпову А.Э. за помощь при проведении исследований. Автор с благодарностью вспоминает плодотворное сотрудничество и полевые работы в составе отряда Института криосферы Земли под руководством д. г.-м. н. Васильева А.А.

Глава 1. Обзор современного состояния проблемы исследования

1.1. Проблема состояния многолетнемерзлых пород Западной Сибири в условиях современного изменения климата

Состояние многолетнемерзлых пород в условиях наблюдаемых и ожидаемых климатических изменений – приоритетная проблема геокриологии в последние десятилетия (Ершов, 1997; Павлов, Перльштейн, Типенко, 2010; Васильев и др., 2020; Мельников и др., 2022; Брушков и др., 2024). Это связано с влиянием криосферы, и многолетнемерзлых пород, в частности, на многие глобальные и региональные процессы – планетарный круговорот влаги и углерода, развитие опасных геологических процессов и явлений, функционирование арктических и субарктических экосистем, условия хозяйственного освоения и недропользования в криолитозоне, особенности эксплуатации инженерных объектов на мерзлых грунтах.

По данным Всемирной метеорологической организации (2024), в 2024 году средняя глобальная температура поверхности Земли превысила аналогичный показатель за 1850-1900 гг. на $1,55 \pm 0,13$ °C, средняя глобальная температура воздуха превысила доиндустриальный уровень более чем на 1,5 °C. По данным Росгидромет, на территории России темпы повышения температуры воздуха с 70-х гг. XX века превосходят среднеглобальные более чем в 2 раза (Третий оценочный доклад..., 2022).

Многолетние изменения среднегодовой температуры воздуха находят отражение в нормативно-технической документации. Согласно СП 131.13330 «Свод правил. Строительная климатология. СНиП 23-01-99*» в версиях 2012, 2020 и 2025 гг. среднегодовая температура наружного воздуха на севере Западной Сибири составляет в Надыме -5,5; -5,3; -4,9 °C, в Салехарде -6,2; -5,9; -5,5 °C; в Марре-Сале -8,0; -7,8; -7,3 °C; в Уренгое -7,8; -7,0; -6,5 °C соответственно. Согласно пункту Г.8 СП 25.13330.2020 «СНиП 2.02.04-88 Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах» при проведении прогнозных расчетов температурного режима грунтов оснований рекомендуется учитывать региональные особенности климата с учетом сценариев их изменений или линейную зависимость, определенную по ближайшей репрезентативной метеостанции. В Распоряжении Правительства Российской Федерации от 11.03.2023 г. № 559-р представлены результаты многолетних

гидрометеорологических наблюдений на территории страны. Согласно им средний темп повышения среднегодовой температуры воздуха для территории России с середины 70-х гг. XX века составляет $0,51\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет. Для Арктической зоны Российской Федерации этот показатель равен $0,71\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет, то есть в 3,9 раза больше.

Для российского сектора Арктики характерно повышение среднегодовой температуры поверхности на $3,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ по сравнению с 1971 г. (АМАР, 2021). Анализ трендов температуры воздуха показывает, что для территории Ямала характерно значение $0,5\text{-}0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет за период 1960-2020 гг. При этом среднемноголетние межсезонные различия в трендах не выявлены. В последней трети XX века температура воздуха и грунтов в Западной Сибири увеличивалась со скоростью $0,03\text{-}0,08\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$, что в 1970-1980 гг. предсказывалось как наиболее «радикальный» сценарий потепления (Дучков, Соколова, Павлов, 2000). Изменение температуры приземного воздуха по-разному происходит в различных регионах Ямала. Повышение температуры воздуха после 1975 г. в Западной Сибири составило $0,32\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет, на северном Ямале $0,48\text{ }^{\circ}\text{C}/12$ лет (Второй оценочный доклад..., 2014). На территории Бованенковского НГКМ за период 1998-2010 гг. увеличились годовые минимумы и максимумы температуры воздуха, разница между ними сократилась за счет более быстрого увеличения минимумов, уменьшилось число морозных дней (Подборный, Чепикова, 2013). Отмечено незначительное сокращение количества осадков на 2-4 % от нормы в холодный период на Ямале (Третий оценочный доклад..., 2022).

В ходе изменения климата увеличивается количество деформаций зданий и сооружений, при проектировании которых не всегда было учтено значительное повышение температуры наружного воздуха и динамика свойств грунтов (Гребенец и др., 2022; Алексеев и др., 2025). Экономический ущерб инженерным объектам от повышения температуры мерзлых пород и их оттаивания в Западной Сибири является одним из самых высоких в стране (Мельников и др., 2021). Расчеты несущей способности по методике из СП 25.13330 (2020) показывают ее снижение в среднем на 17 % на севере Западной Сибири в 2010 г. по сравнению с 1960-1990 гг., при этом вблизи южной границы криолитозоны сокращение несущей способности составляет более 30 % (Стрелецкий, Шикломанов, Гребенец, 2012). По оценкам

Фалалеевой А.А. с соавторами, к середине XXI века сокращение несущей способности на севере Западной Сибири может достигнуть 100 % в сценарии изменения климата RCP 8,5 (Фалалеева и др., 2023).

На этом фоне развиваются научно-методические основы для резервирования надежности оснований и фундаментов зданий и сооружений до конца периода их эксплуатации с учетом изменений климата и техногенных воздействий (Меньшиков и др., 2017). По оценкам авторов, за последние 40 лет температурный режим мерзлых грунтов Западно-Сибирского промышленного комплекса претерпел серьезные изменения, что выражается, в первую очередь, в повышении среднегодовой температуры пород в диапазоне 1,0...4,0 °С. Наиболее выражена эта тенденция для возвышенных водораздельных пространств с низкой фоновой температурой пород. В целях обеспечения устойчивости оснований и фундаментов промышленных объектов, сокращения рисков развития опасных геологических процессов и явлений принято решение об учете при проектировании динамики мерзлотно-геологических условий и климатических изменений в течение жизненного цикла объектов. При проведении прогнозных теплотехнических расчетов было предусмотрено повышение температуры воздуха на 1,5...2,0 °С. Соблюдение мерзлотных условий по проекту достигается использованием системы температурной стабилизации грунтов совместно с выполнением режимных наблюдений в рамках геотехнического мониторинга.

Проблема наблюдения, оценки и прогноза состояния многолетнемерзлых пород при изменении климата является одной из причин для создания и развития сети государственного мониторинга мерзлых пород как в ненарушенных, так и в техногенно-измененных условиях (Мельников и др., 2022; Брушков и др., 2024). Для выполнения комплексного геокриологического мониторинга необходима система, основанная на единстве фоновых и геотехнических видов мониторинга. Режимные наблюдения на пунктах сети, выбранных и обустроенных с учетом научно-методического обоснования в области геокриологии, позволят не только уточнить региональные прогнозные оценки состояния мерзлых пород, но и разработать технические решения в части оснований, фундаментов и инженерной защиты для сокращения возможного негативного влияния от изменений климата на инженерные объекты, грунты оснований которых используются преимущественно по I принципу.

Влияние повышения температуры воздуха на среднегодовую температуру грунтов и площадь многолетнемерзлых пород в глобальных и региональных масштабах трудно поддаются количественной оценке. Анализ результатов термометрических наблюдений в скважинах показал повышение в 2007-2016 гг. среднегодовой температуры мерзлых пород на $0,20 \pm 0,10$ °C в зоне их прерывистого распространения и на $0,39 \pm 0,15$ °C в зоне сплошного распространения (Biskaborn et al., 2019). Однако не решен вопрос о том, какая часть этих изменений обусловлена повышением именно температуры воздуха.

Многолетние режимные наблюдения в течение более 40 лет за мерзлыми породами преимущественно в ненарушенных условиях показывают существенные изменения геокриологических условий на севере Западной Сибири (Павлов, 1997; Дубровин, 2003; Москаленко, 2009; Дубровин, Крицук, 2010; Васильев и др., 2020; Малкова и др., 2021; Nikitin, Belova, Vasiliev, 2023). Отмечен общий выраженный тренд на увеличение глубины сезонного оттаивания, повышение среднегодовой температуры пород, имеющий местные особенности, связанные с ландшафтно-мерзлотными условиями (рисунок 1.1).

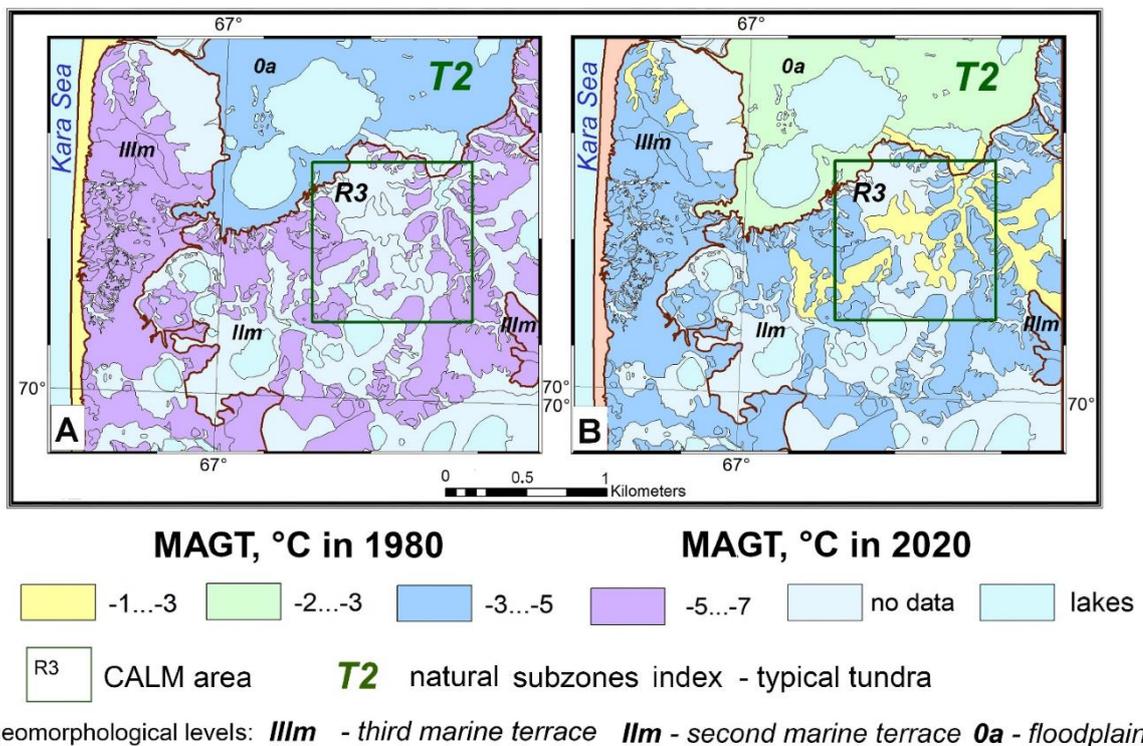


Рисунок 1.1 – Изменение среднегодовой температуры пород (MAGT) в 1980-2020 гг. в зоне типичной тундры, район полярной станции Марре-Сале, Западный Ямал (Malkova et al., 2022)

За период наблюдений инструментально выявлено, что оттаивание мерзлых пород с поверхности и образование несквозных таликов начинает происходить в породах с низкой льдистостью (Васильев, Дроздов, Москаленко, 2008). К ним относятся возвышенные дренированные участки, сложенные песками или опесчаненными суглинками. Наличие торфа существенно уменьшает глубину сезонного оттаивания и скорость опускания кровли мерзлых пород. По данным многолетнего мониторинга за глубиной сезонного оттаивания с 2010 г. линейный тренд увеличения максимальной глубины сезонного оттаивания в регионе изменяется от 0,8 см/год в суглинках (остров Белый) до 7,3 см/год в песках, в верхней части оторфованных (Еркута) [Электронный ресурс. URL: <https://www2.gwu.edu>. Дата обращения: 15.10.2025].

В зоне северной тайги и лесотундры Западной Сибири с прерывистым распространением мерзлых пород среднегодовая амплитуда температуры на глубине 10 м находится в диапазоне 0...-1 °С (Дроздов и др., 2010; Васильев, Дроздов, Москаленко, 2008). Продолжается увеличение мощности и боковое расширение таликов. В зоне сплошного распространения мерзлых пород повышение их среднегодовой температуры отмечено на всех участках наблюдений вне зависимости от литологического состава отложений, положения в рельефе, типа растительного покрова. Наиболее значительные изменения характерны для возвышенных поверхностей террас, сложенных песками и супесями, с редким, маломощным растительным покровом. Средний тренд повышения температуры пород составил 0,056 °С/год (Васильев и др., 2020).

По данным наблюдений на геокриологическом стационаре вблизи полярной станции Марре-Сале, глубина нулевых годовых амплитуд составляла в 2020 г. 5-21 м, в большинстве скважин затухание годовых амплитуд происходило на глубине 12 м. Среднегодовая температура пород в период 2008-2020 гг. изменилась с -4,9 °С до -3,9 °С (Федотов, Дубровин, Лисицына, 2022). Наиболее низкая температура отмечается в полигональной слабодренированной тундре с моховым покровом или на песчаных сухих раздувах. Наиболее высокая температура фиксируется в устье ручья (Дубровин, Крицук, 2010; Дубровин, Крицук, 2011).

По оценкам Петрова Б.В. с соавторами (2021) на территории Ямбургского месторождения на фоне повышения среднегодовой температуры воздуха в 1986-

2020 гг. на 3,7 °С увеличение среднегодовой температуры пород составило в среднем 2,3 °С. Изменение термического режима грунтов в слое годовых теплооборотов выявлено во всех ненарушенных ландшафтно-мерзлотных условиях, скорость процесса составляет от 0,5 °С/10 лет в заболоченных ложбинах и понижениях до 0,7 °С/10 лет на плоских дренированных участках. Более контрастные условия в формировании температурных полей грунтов проявляются на кустовых площадках газодобывающих скважин, что связано с особенностями как дополнительного тепловыделения от сооружений, так и теплообмена на поверхности грунтов. В пределах отсыпанных площадок темпы повышения температуры грунтов ниже, чем в фоновых условиях. Показано, что для отдельных сеноманских скважин тепловое влияние на мерзлые грунты оснований почти не отмечается. При повышении устьевой температуры газа до 15...25 °С в зоне обвязки газодобывающих скважин фиксируется ореол оттаивания радиусом до 10 м (Петров, Курбатов, Поляков, 2022). Высокая плотность и компактное расположение инженерных объектов создают трудности для регулярной отчистки отдельных частей площадок от снега, что оказывает дополнительное отепляющее воздействие на мерзлые грунты приустьевой зоны скважин.

Бабкина Е.А. с соавторами (2022) приводит результаты наблюдений за глубиной сезонного оттаивания и температурой пород на стационарах севера Западной Сибири. Наименьшие значения глубины сезонного оттаивания с 2016 г. отмечены на торфяниках – до 0,40-0,47 м в зоне типичной тундры, до 0,53 м в южной тундре. Наибольшее оттаивание более 2 м фиксируется в песчаных породах на слабозадернованных поверхностях. Температура пород, измеряемая на глубине 10 м в пределах слабозадернованной суглинистой поверхности Центрального Ямала, за последние 30 лет имеет тенденцию к повышению со скоростью до 0,10-0,17 °С/год.

Основной задачей для исследования ожидаемой реакции мерзлых пород на изменение климата является выполнение геокриологического прогноза численными методами. Достижения в области моделирования климата и развития глобальных и региональных климатических моделей могут повысить точность прогноза состояния мерзлых толщ во времени и пространстве (Анисимов, Белолуцкая, Лобанов, 2003; Riseborough et al., 2008). Важно отметить, что существующие прогнозные оценки регионального масштаба для многолетнемерзлых пород в фоновых (ненарушенных)

условиях учитывают преимущественно динамику граничных условий на поверхности горных пород, то есть температуры воздуха, наличия и свойств естественных покровов (водного, растительного, снежного и др.). В связи с этим сохраняется значимость результатов прогнозов, дополнительно учитывающих водно-физические, теплофизические свойства мерзлых и талых пород и их возможное изменение в ходе промерзания-оттаивания.

Одна из первых отечественных работ, посвященная прогнозу температурного состояния мерзлых пород в XXI веке, осуществлена Вяловым С.С. с соавторами (1993). Оценка изменений температуры и несущей способности грунтов выполнена для двух климатических сценариев – 0,033 °С/год и 0,066 °С/год. Результаты показывают, что изменение температуры пород составит 0,1-3,3 °С, максимальное потепление будет наблюдаться на севере криолитозоны. В южных районах произойдет заглубление кровли мерзлых пород на 5-9 м и смена сезонного оттаивания на сезонное промерзание. На севере Западной Сибири к середине века изменение климата может привести к повышению среднегодовой температуры пород на 0,4-2,5 °С.

Ершовым Э.Д. (1997) проведено моделирование процесса деградации мерзлых пород с учетом повышения температуры воздуха на 4-8 °С на территории криолитозоны России к 2100 г. Результаты расчетов показывают, что при тренде потепления 0,06 °С/год, скорость оттаивания мерзлого торфа составит около 6 см/год, суглинка 13 см/год, песка 20 см/год. К концу века максимальное оттаивание может превысить 25 м в песчаных и 15 м в глинистых грунтах на участках распространения высокотемпературных мерзлых пород, в зоне их островного и массивно-островного распространения. В зоне сплошного распространения глубина оттаивания может превысить 15 м в песчаных и 10 м в глинистых грунтах.

Павлов А.В. и Гравис Г.Ф. (2000) на основе анализа трендов климатических изменений прогнозируют повышение среднегодовой температуры воздуха на севере России к 2020 г. на 0,9-1,5 °С и к 2050 г. на 2,5-3 °С при увеличении количества атмосферных осадков до 15 %. Глубина сезонного оттаивания к 2020 г. может увеличиться на 20 см в песках. Температура дневной поверхности может увеличиться на 1,5 °С к 2020 г. и на 2,5 °С к 2050 г.

При сохранении существующих трендов потепления в XXI веке выделяются четыре зоны, для которых прогнозируется существенное оттаивание мерзлых пород. Первая зона расположена вдоль южной границы криолитозоны, где к 2020 г. будет происходить повсеместное оттаивание мерзлых пород. Южная граница может отступить к северу на 300 км и более. Во второй зоне прогнозируется повсеместное оттаивание пород к 2050 г. На севере европейской России южная граница криолитозоны отступит в северном и северо-восточном направлениях на 50-100 км, в Западной Сибири – на 100-250 км, на юге Среднесибирского плоскогорья – на 600 км. Оттаивание мерзлых пород прогнозируется на Енисейском кряже и в горной криолитозоне Южной Сибири, Забайкалья. В третьей зоне к середине века сезонно-мерзлыми могут стать малоледистые высокотемпературные грунты. Ширина этой зоны может достичь 100 км на севере европейской России, 200 км на севере Западной Сибири и 800 км в Восточной Сибири. Наибольшую площадь в выделенной зоне занимают горные страны юга Сибири, Дальнего Востока, Камчатки. В четвертой зоне расположены относительно низкотемпературные породы, отличающиеся слабым изменением температуры на фоне прогнозируемых климатических изменений. Глубокого оттаивания мерзлых пород в этой зоне не ожидается, фрагментарно могут развиваться несквозные талики.

Павловым А.В. с соавторами (Павлов и др., 2002; Павлов, 2003; Павлов и др., 2005; Павлов, Малкова, Скачков, 2007; Павлов, Малкова, 2009; Павлов, Перльштейн, Типенко, 2010) на основе анализа трендов изменений среднегодовой температуры воздуха выполнена оценка будущего термического состояния криолитозоны России. Повышение среднегодовой температуры воздуха в Арктике составит в среднем 0,6 °С в 2025 г., 1,6 °С в 2050 г. и 2,0 °С в 2100 г. К середине XXI века максимальное увеличение температуры мерзлых пород составит 1 °С, в то же время значительного увеличения глубины сезонного оттаивания не произойдет, что связывается с незначительным похолоданием теплого периода и естественными механизмами саморегуляции ландшафтов.

Хрусталева Л.Н., Пармузин С.Ю., Емельянова Л.В. (2011) представили оценки изменений температуры мерзлых грунтов Западной Сибири в условиях меняющегося климата к 2060 г. Особенностью выбранных граничных условий в тепловой модели стала прогнозная температура воздуха, определенная на основе

методики авторетроспективного анализа многолетних рядов метеонаблюдений. Расчет динамики температурных полей выполнен на ЭВМ по программе «Warm» (Хрусталева и др., 1994). По результатам прогноза определено, что наибольшую площадь в регионе к 2060 г. могут занимать территории, на которых среднегодовая температура многолетнемерзлых пород не превысит $-3,0$ °С. Увеличение глубины сезонного оттаивания может составить до 20 %.

Романовский В.Е. представил мелкомасштабные карты прогнозируемых изменений площади мерзлых пород к 2050 и 2100 г. (Romanovsky et al., 2008). Принятая модель кондуктивного теплообмена с учетом фазовых переходов показывает, что при продолжающемся потеплении климата к середине века может начаться широкомасштабное оттаивание мерзлых пород. В то же время сохранение мерзлых пород возможно на значительной площади юга Восточной Сибири и Дальнего Востока. При продолжающемся потеплении деградация мерзлых пород может наблюдаться во всей криолитозоне Евразии. В России наиболее сильное оттаивание прогнозируется на севере Западной Сибири и Европейском Севере.

Шмелев Д.Г. (2010) приводит итоги численного моделирования среднегодовой температуры мерзлых пород и глубины сезонного оттаивания в Западной Сибири к 2050 г. с учетом трех климатических сценариев – двух на потепление и одного на похолодание. Расчет выполнялся как для модельных разрезов песков и суглинков («условные толщи» у автора), так и для фактических мерзлотно-грунтовых условий ряда районов севера Западной Сибири на основе термометрических наблюдений в скважинах. Результаты математического моделирования для модельных разрезов показывают возможное изменение среднегодовой температуры пород – повышение на $2-4$ °С или понижение на $0,5-2,0$ °С к 2050 г. Глубина сезонного оттаивания может увеличиться на $15-50$ см или сократиться на $5-20$ см. Уменьшения площади распространения мерзлых пород в разных сценариях не ожидается. Результаты моделирования на основе термометрических наблюдений подтверждают наблюдаемую тенденцию изменения геофизиологических условий в регионе. Вблизи южной границы криолитозоны на территории Заполярного и Уренгойского месторождений среднегодовая температура пород на глубине 10 м к 2050 г. может увеличиться на 2 °С с заглублением кровли на $3-5$ м. В более северных районах (Бованенковского и Ямбургского месторождений) ожидается повышение

среднегодовой температуры пород на 1,0-1,5 °С на глубине 10 м с увеличением глубины сезонного оттаивания на 20-40 %. С учетом сценария постепенного похолодания температура пород на той же глубине может уменьшиться на 2,0-2,5 °С.

Шполянская Н.А. рассматривает наблюдаемые климатические изменения и связанную с ним эволюцию криолитозоны в контексте разнопериодного развития глобального климата (Шполянская, 2010; Шполянская, Осадчая, Малкова, 2023). На основе анализа различных циклов изменения температуры воздуха за последние 4,5 миллиарда лет показано, что современное потепление является составной частью естественных колебательных ритмов, имеющих определенную тенденцию, что позволяет при необходимости прогнозировать ожидаемые климатические изменения. Потепление климата за последние 100 лет рассматривается в качестве начала нового векового климатического ритма, характерного после Малого ледникового периода (Шполянская, 2019). Оттаивания мерзлых пород в северных районах криолитозоны, в том числе в Западной Сибири, не ожидается, что связано с их сплошным распространением, низкой температурой грунтов, малой высотой растительных покровов, особенно на водораздельных поверхностях. Повышение среднегодовой температуры пород, отмеченное в ходе многолетних режимных термометрических наблюдений, подтверждает реакцию верхних горизонтов криолитозоны на короткопериодное потепление климата, но с существенными отличиями в зависимости от ландшафтно-мерзлотных условий.

Прогнозные оценки температурного режима мерзлых пород Западной Сибири последних лет выполнены с учетом сценарных подходов на основе результатов климатического моделирования в рамках проекта CMIP (Coupled Model Intercomparison Project) (Taylor, Stouffer, Meehl, 2012; Eyring et al., 2016).

Slater A.G. и Lawrence D.M. (2013), анализируя результаты проекта CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project, Phase 5), оценили возможную площадь криолитозоны к 2099 г. на основе базового периода 1986-2005 гг. в глобальном масштабе с использованием ансамблей климатических моделей для сценариев RCP 2,6; 4,5; 6,0; 8,5. Ожидаемые изменения температуры воздуха и высоты снежного покрова были использованы для трех методов: модели Кудрявцева; модели теплопередачи в грунтах; расчета индекса замерзания (surface frost index (SFI)),

необходимого для оценки возможности существования мерзлых пород, их температуры и сезонного оттаивания на основе числа градусо-дней замерзания и оттаивания. Результаты применения методов демонстрируют значительный разброс в оценке температуры и площади мерзлых пород как в период 1986-2005 гг., так и к концу века. Сделан вывод о том, что ансамбли климатических моделей CMIP5 в целом неудовлетворительно воспроизводят наблюдаемые параметры мерзлых пород. К концу века по результатам использования трех методов для наиболее «жесткого» сценария RCP 8,5 ожидается сохранение мерзлых пород Западной Сибири лишь на севере Ямала.

Анисимов О.А. и Кокорев В.А. (2017) представили прогнозную оценку изменений глубины сезонно-талого слоя в зависимости от вариации температуры воздуха, высоты снежного покрова и свойств растительности в различных регионах криолитозоны России на основе результатов климатического моделирования. Вычисления выполнены к середине века на основе ансамбля из 15 климатических моделей проекта CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project, Phase 5) для сценария RCP 8,5. По результатам расчетов показано, что наибольшее увеличение глубины сезонного оттаивания ожидается на севере Западной Сибири – 30 ± 14 см относительно средних значений за период 1961-1990 гг.

Александров Г.А. с соавторами представил результаты прогнозов изменений среднегодовой температуры воздуха в Западной Сибири, усредненной для нескольких десятилетий (рисунок 1.2) (Alexandrov et al., 2021). Работа основана на использовании ансамбля климатических моделей проекта CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project, Phase 6) с учетом сценария SSP5-8.5, что предполагает наиболее выраженные климатические изменения («жесткий» сценарий). При сравнении смоделированных значений температуры с ее средними показателями за 1961-1990 гг. установлено, что в рамках сценария сохранение многолетнемерзлых пород в регионе маловероятно, ожидается их масштабная деградация во второй половине века.

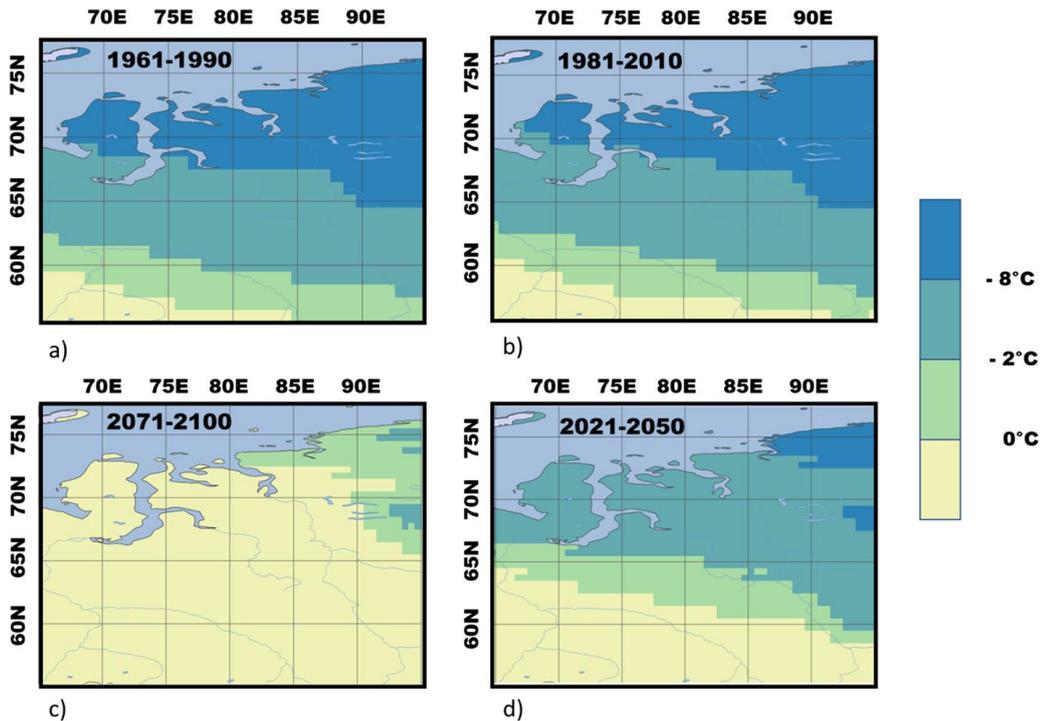


Рисунок 1.2 – Ретроспективные и ожидаемые изменения среднегодовой температуры воздуха на севере Западной Сибири на основе результатов климатического моделирования (Alexandrov et al., 2021)

Бердников Н.М. с соавторами (2022) выполнил оценку температуры мерзлых пород Западной Сибири в 1960-2100 гг. на основе динамической картографической модели. Для прогноза возможных изменений температуры пород использован климатический сценарий RCP 4,5 проекта CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project, Phase 5) с учетом поправочных коэффициентов на местные ландшафтно-мерзлотные условия. В зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород выделяются два района по их среднегодовой температуре. В первом, охватывающем большую часть полуострова, в том числе западное побережье, среднегодовая температура пород может составлять $-2,0...-5,0$ °C. Второй район, занимающий восточное побережье Ямала и большую часть Гыдана, отличается распространением пород со среднегодовой температурой $-5,0...-10,0$ °C. Масштабного смещения южной границы криолитозоны на север не ожидается.

Развиваются подходы для совместной оценки изменений климата, температуры пород и интенсивности экзогенных процессов, связанных с климатическими факторами (Kislov et al., 2023). Исследование проведено для территории Ямало-

Ненецкого автономного округа на основе результатов метеонаблюдений и климатического моделирования проекта CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project, Phase 6). Прогнозирование было выполнено на период 2035-2065 гг. на основе 42 климатических моделей для сценария SSP5-8.5. Повышение температуры воздуха в сочетании с увеличением количества осадков может интенсифицировать такие процессы, как лавины, водоснежные потоки, абразия, суффозия, солифлюкция, термокарст и другие экзогенные процессы.

Дроздов Д.С. с соавторами (2024) представил прогнозную карту температуры мерзлых пород на основе результатов полевых наблюдений и ожидаемых изменений температуры воздуха к 2050 году с учетом «умеренного» сценария RCP 4,5 с использованием ансамбля глобальных климатических моделей проекта CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project, Phase 5), а также коэффициентов чувствительности мерзлых пород к изменению климата. На территории Ямала наибольшую площадь могут занимать участки со среднегодовой температурой пород $-1 \dots -3$ °С. В северной части полуострова фрагментарно сохраняются участки с температурой до -7 °С.

1.2. Проблема прогноза температурного и водно-ионного режима засоленных пород

К засоленным мерзлым породам относятся все литологические типы дисперсных осадочных отложений, содержащих в своем составе растворимые соли в количестве более 0,05 % и находящихся в мерзлом состоянии (ГОСТ 25100-2020). Согласно СП 25.13330.2020 «СНиП 2.02.04-88 Основания и фундаменты на вечномёрзлых грунтах» пылеватые грунты на арктическом побережье Севера с преобладанием ионов калия и натрия в поровой влаге могут быть отнесены к засоленным.

Степень засоленности грунта (D_{sal} , %) характеризует относительное содержание в грунте водорастворимых солей, ее следует определять по ГОСТ 25100-2020 «Грунты. Классификация» как отношение массы солей, содержащихся в водной вытяжке, к массе сухой навески грунта, включая массу содержащихся в ней солей. Мерзлые породы считаются засоленными, если величина D_{sal} выше: 0,05 % – для песков; 0,15 % – для супесей; 0,20 % – для суглинков и глин.

Выделяются многолетнемерзлые породы морского и континентального типа засоления. В первом случае в поровом растворе преобладают катионы натрия и хлориды, во втором – хлориды и сульфаты (Брушков, 1998; Аксенов, 2008). Для многолетнемерзлых пород территории исследования характерен морской тип засоления (Дубиков, Иванова, 1987; Брушков, 1998; Дубиков, 2002).

Выполнение прогноза температурного режима для многолетнемерзлых пород существенно усложняется при наличии легкорастворимых солей по разрезу, особенно в слое годовых теплооборотов, в зоне заложения свайных фундаментов многих инженерных объектов. Засоленные мерзлые грунты являются основанием для большинства промышленных объектов добычи, транспортировки, подготовки и переработки углеводородов на полуострове Ямал. Инженерные сооружения на засоленных грунтах предъявляют особые требования к изысканиям, проектированию, строительству и эксплуатации подобных объектов (Аксенов, 2008). В условиях наблюдаемых и прогнозируемых климатических изменений, особенно температуры воздуха, увеличивается количество и интенсивность деформаций строительных конструкций, повышаются затраты на поддержание проектного состояния инженерных объектов в части оснований и фундаментов (Мельников и др., 2021; Гребенец и др., 2022; Алексеев и др., 2025).

Процессы промерзания-оттаивания засоленных пород сопровождаются не только кристаллизацией воды и плавлением льда. Серия численных экспериментов Максимова А.М. и Цыпкина Г.Г. показали, что при замерзании бинарных растворов с учетом теплопереноса и диффузии (термодиффузионной модели) отмечается переохлаждение влаги перед фронтом, более сложный механизм ее перераспределения и содержащихся в ней примесей (Максимов, Цыпкин, 1987; Васильев и др., 1996). Дополнительно при моделировании процессов кристаллизации в засоленных грунтах необходимо учесть образование и растворение солей, захват кристаллами льда отдельных ионов, ионный обмен и другие физико-химические процессы, приводящие к изменению водно-ионного состава и концентрации растворенных газов, минеральных и органических веществ (Комаров, 2003). Совокупность подобных физико-химических реакций, результатом которых является изменение состояния химических систем при формировании-таянии льда в диапазоне температуры ниже 0 °С, принято обозначать «криогенным

метаморфизмом» (Иванов, Власов, 1968; Иванов, 1998). Криогенный метаморфизм, происходящий в широком температурном диапазоне от $-1,8^{\circ}\text{C}$ до -32°C , включает такие процессы, как криогенное минералообразование, концентрирование солей, вовлечение солей в лед и другие (Фотиев, 2009). При описании процессов криогенного метаморфизма автор имеет в виду процессы, происходящие в поровой влаге и приводящие к преобразованию водно-ионного состава поровых растворов.

Так как влажность пород и концентрация солей в поровой влаге не являются постоянными величинами, то их изменения участвуют в формировании водно-физических, теплофизических и физико-механических характеристик, которые в свою очередь определяют интенсивность и направленность тепло- и массообмена в породах (Ершов, 1979; Гречищев, Чистотинов, Шур, 1984; Савельев, 1989). Поэтому существует взаимозависимость между тепло- и массообменными процессами с одной стороны и изменением влажности и минерализации с другой. Количественное описание и параметризация этих взаимосвязей представляет существенную трудность в ходе геокриологического прогноза.

Оценки изменений геокриологических условий Западной Сибири, представленные в главе 1.1, как правило, не учитывают на период прогноза специфики засоленных пород и процессов, происходящих в них. В модели задаются свойства, определенные в полевых, лабораторных условиях, по эмпирическим зависимостям, при этом изменчивость свойств, связанная с наличием солей по разрезу, часто игнорируется. В то же время актуальность выбора способов описания фазовых переходов в засоленных грунтах связана со спецификой кристаллизации растворов солей (Комаров, 2020). Замерзание воды приводит к диффузионному перераспределению соли и ее концентрированию в растворе, что в свою очередь изменяет термодинамические условия фазового перехода (Ершов, 1979; Васильев и др., 1996). В связи с этим необходимо рассмотреть результаты прогнозных расчетов, выполненных для тех мерзлотно-грунтовых условий, для которых невозможно не учитывать наличия засоленности пород и специфики кристаллизации растворов солей.

Основное количество научных работ, посвященных региональному прогнозу температурного режима многолетнемерзлых и/или охлажденных пород с акцентом на их засоленность с применением численных методов, относится преимущественно

к области шельфа. Авторы справедливо указывают на определяющую роль солей при формировании массообменных и теплообменных свойств пород, однако параметризация созданных моделей не всегда позволяет достоверно изучить влияние водно-ионных преобразований на динамику температурных полей с учетом изменяющихся граничных условий. Основное внимание уделяется выбору граничных условий для расчетной области, определяющих особенности теплообмена пород с окружающей средой. При моделировании процесса трансгрессии и связанной с ним динамики температуры пород начальная температура поверхности грунтов скачкообразно меняется на среднегодовую температуру придонной воды, близкой к температуре фазового перехода. Изменения температурного поля пород оцениваются по результатам решения уравнения теплопроводности Стефана с учетом модификации граничных условий в основном на верхней границе расчетной области (Молочушкин, Гарильев, 1970; Соловьев, 1981; Lachenbruch et al., 1982). При описании изменений засоленности пород в ходе трансгрессий-регрессий в моделях учитывается преимущественно диффузионный механизм перемещения солей.

Одна из первых прогнозных моделей совместного теплопереноса и диффузии солей для субаквальных многолетнемерзлых пород моря Бофорта была предложена W.D. Harrison, T.E. Osterkamp (1978). Основанием для развития подобной модели послужила значительная погрешность в оценке распространения, температуры и строения субаквальных пород в задачах, основанных исключительно на теплопереносе с учетом фазовых переходов. В предложенной сопряженной модели диффузия солей в льдистых мерзлых породах в результате трансгрессии приводила к смещению температуры фазового перехода, увеличению их концентрации в поровом растворе и переходу придонных слоев грунта в охлажденное состояние. Диффузия солей ниже в собственно мерзлых породах не рассматривалась.

Гусева В.В. (1986) приводит результаты решения прогнозной задачи теплопередачи в минерализованном грунте с учетом диффузии солей. Анализируя расчеты с постоянными и переменными коэффициентами диффузии, показано, что при заданных значениях коэффициентов перераспределение солей в талой зоне происходило медленнее, чем отжим солей в талую зону движущейся фазовой границей. При определении температуры без учета минерализации промерзание

талых пород происходит медленнее из-за того, что значения удельной теплоты фазового перехода по сравнению с незасоленными грунтами оказываются больше. На результатах решения конкретных задач показано, что концентрация поровых растворов является существенным фактором даже при ее небольших значениях, поскольку в результате перераспределения солей из-за движения фазовых границ могут формироваться зоны их повышенной концентрации.

Дубина М.М. с соавторами (1996) представил результаты разработки методики и особенности термомеханического моделирования для мерзлых грунтов Ямала при обустройстве и эксплуатации месторождений. Для решения механических задач использованы модели, основанные на уравнениях термодинамики, массообмена и физико-химических особенностей процессов при промерзании-оттаивании, тепловом и механическом взаимодействии в системе «сооружение-грунт». Наличие в поровой влаге легкорастворимых солей, как и техногенных примесей, приводит к зависимости температуры начала замерзания от их концентрации, что усложняет постановку и численное решение совместной термомеханической задачи. Теплоперенос происходит в среде, где характеристики фильтрационного потока влаги с растворенными солями определяется неоднородными и нестационарными граничными условиями.

Серия вычислений механического поведения сооружений с учетом потепления климата, выполненных для мерзлотно-грунтовых условий поймы р. Сеяха, доказывает незатухающее развитие деформаций грунтового основания даже при проектном режиме эксплуатации инженерных объектов. Развитие и внедрение проектных и эксплуатационных мероприятий и технических решений способствуют повышению надежности сооружений при потеплении климата.

Типенко Г.С. со соавторами (1999), выполняя совместное моделирование динамики субмаринных мерзлых толщ и зоны стабильности газовых гидратов, отмечает, что из-за недостатка фактических данных невозможно учесть влияние засоленности пород на процесс гидратообразования. В то же время авторы обращают внимание, что влияние поровых растворов с соленостью морской воды на процесс гидратообразования при различных термобарических условиях невелико. Температура фазового перехода в породах различного состава принята равной $-2,0$ °С.

Холодов А.Л. с соавторами (2000) приводит результаты моделирования динамики геокриологических условий на приморских низменностях и прилегающем шельфе моря Лаптевых в течение последних 400000 лет. В используемой одномерной модели принималось, что отложения насыщены морской водой, при этом концентрация солей в поровых растворах и температура фазового перехода не менялась в течение продолжительных циклов промерзания-оттаивания как в субаквальной, так и в субаэральной обстановке. На период прогноза температура начала замерзания в засоленных породах составляла $-2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. При учете засоленности отложений в ходе моделирования в разрезе криогенной толщи в прибрежной полосе отмечается горизонт охлажденных пород мощностью до нескольких десятков метров. В результатах аналогичных расчетов для незасоленных пород охлажденные горизонты отсутствуют. По мнению авторов, основными факторами, определяющими условия возникновения и развития мерзлых пород на шельфе и приморских низменностях, являются геотермический поток, длинно-периодные колебания среднегодовой температуры пород.

Комаров И.А. и Луковкин Д.С. (2001) предложили методику количественной оценки влияния процессов солепереноса на деградацию субаквальных многолетнемерзлых пород на шельфе Баренцева моря. Модель основана на совместном тепломассосолепереносе в породах в ходе плейстоцен-голоценовой трансгрессии и учитывает свойства грунтов, определенные в ходе инженерно-геологических изысканий. Поставленная задача тепловлагосолепереноса с учетом фазовых переходов относится к классу нелинейных и являются одной из сложнейших в геокриологии. В работе решалась краевая задача типа Стефана, основными уравнениями которой являлись уравнения теплопроводности, влажностеплопроводности, диффузии ионов NaCl , оформленные в виде системы отдельно для талой и мерзлой зон. Результаты решения задачи показали, что учет процессов солепереноса имеет решающее значение при интерпретации сценариев взаимодействия морской воды и многолетнемерзлых пород. Отказ от применения этого процесса в прогнозных моделях может привести к погрешности при определении мощности мерзлой толщи до 50 % и более.

Пермяков П.П. и Аммосов А.П. (2003) представили обобщение проблемы математического моделирования тепломассообменных процессов в мерзлых

грунтах при техногенном засолении. Для реализации совместного прогноза с учетом переноса тепла, влаги и солей применяется методика направленных разностей и естественного сглаживания с учетом конвекции-диффузии. Показано, что при высоких концентрациях раствора миграция влаги может полностью прекратиться. При этом возникает осмотический поток влаги из мерзлой зоны, приводящий одновременно к опреснению и иссушению. Результаты численного решения совместных задач доказывают, что в мерзлых толщах с криопэгами с концентрацией 150-200 г/л и более влагоперенос может отсутствовать, но перенос ионов сохраняется. Сформулированы основные требования к усовершенствованию математического моделирования в мерзлых грунтах – идентификация параметров моделей (влажность, давление, засоленность), развитие экспериментальных и вычислительных методов для исследования тепломассообмена в насыщенных-ненасыщенных грунтах при циклическом промерзании-оттаивании.

Хименков А.Н. и Мерзляков В.П. (2005) оценивают свойства засоленных мерзлых грунтов севера Западной Сибири при изменении климата. Обобщая результаты регионального инженерно-геологического и геокриологического картирования, климатические прогнозы и особенности формирования механических свойств засоленных грунтов, предложена региональная методика оценки этих изменений. Западное побережье Ямала расположено в зоне ожидаемых изменений среднегодовой температуры грунтов с $-6,0$ °С в начале XXI века до $-2,0$ °С к его концу. Значение засоленности грунтов составляет 0,5-1,5 %. Ожидается увеличение области распространения охлажденных грунтов. Относительная потеря прочности на срез при смерзании с бетонной поверхностью составляет до 86 %. Относительное сокращение значений сопротивления нормальному давлению составляет до 82 %.

Голубин С.И. (2009) приводит результаты математического моделирования теплового взаимодействия подземных газопроводов с засоленными мерзлыми грунтами на примере ямальского участка системы газопроводов от Бованенковского месторождения. Специфика мерзлых грунтов с морским типом засоления в рамках решения задачи учитывалась посредством теплофизических свойств грунтов и содержания незамерзшей воды в них. По результатам вычислений установлено, что засоленность мерзлых грунтов понижает температуры фазового перехода на 1 °С, что влияет на сложное сочетание по разрезу талых, высокотемпературных мерзлых

и охлажденных пород. Прогнозируемые значения прочностных и деформационных характеристик грунтов, определенные на основе разновременных конфигураций температурных полей, требуют разработки и применения технических решений по температурной стабилизации грунтов. Важен вывод автора о возможной погрешности определения температуры пород до 1 °С при проведении расчетов без учета содержания незамерзшей воды в засоленных грунтах.

Анисимов О.А. с соавторами (2012) представил результаты численного моделирования субаквальных мерзлых пород и эмиссии метана на шельфе морей Восточной Арктики на основе физически полной модели гидротермического режима грунтов (Лавров, Анисимов, 2011; Калюжный, Лавров, 2012). Для переноса солей учитывался диффузионный механизм. На период прогноза использованы постоянные теплофизические характеристики грунтов. По мнению авторов, полученные значения оттаивания многолетнемерзлых пород обусловлены не столько термическим воздействием водной толщи, сколько диффузией солей, приводящей к резкому увеличению их концентрации в поровом растворе и понижению температуры фазового перехода.

Dafflon В. с соавторами (2017) приводит результаты исследования процессов сезонного оттаивания и промерзания совместно с изучением водно-физических и теплофизических свойств пород на примере района Барроу (арктическое побережье Аляски). Работа выполнена на основе комплекса методов ландшафтно-индикационных, геофизических, термометрических и лабораторных исследований. Показано, что сложная взаимосвязь между составом, влажностью, засоленностью отложений, концентрацией солей в поровой влаге определяет особенности сезонного промерзания и оттаивания, формирование температуры пород на прибрежных участках со сложным пространственно-временным расположением мерзлых, охлажденных и талых пород на относительно небольшой площади. Сделан вывод о том, что содержание незамерзшей воды и засоленность пород влияют на потенциальную возможность активного таяния мерзлых пород на приморских низменностях Арктики.

В работе Angelopoulos М. с соавторами (2019) представлены результаты численного моделирования температурного режима субаквальных многолетнемерзлых пород в районе Быковского полуострова в ретроспективном

периоде продолжительностью 1400 лет. Особенностью выбранной модели стал совместный учет кондуктивного теплообмена и диффузии солей в породах. Краевая задача теплопроводности решена в программе CryoGRID2. Согласно начальным условиям, мощность многолетнемерзлых пород составляет 819 м, засоление по разрезу отсутствует. Граничные условия учитывают постепенное затопление суши, связанное с трансгрессией моря. По результатам моделирования оценивается распространение, строение, температура многолетнемерзлых пород на шельфе. Показано, что в ходе моделирования общая концентрация солей увеличивалась, но скорость диффузии постепенно замедлялась в ходе трансгрессии. За 1400 лет сокращение мощности мерзлой толщи составило 16,7 м против 12,3 м без учета диффузии солей при решении задачи. Основными ограничениями модели, по мнению авторов, являются неучет конвективного теплообмена, механизмов переноса солей в поровом растворе (кроме диффузии), осадки при оттаивании. Существенно может изменить результаты моделирования уточнение закономерностей формирования морского льда и температуры его поверхности, внесение в модель дополнительных теплотоков за счет р. Лена, количественный учет изменения солености прибрежных морских вод в ходе трансгрессии.

Гаврилов А.В. с соавторами (2020) представил результаты реконструкции эволюционного развития мерзлых пород шельфа Карского моря за последние 125000 лет. При решении тепловой задачи учитывалось, что все отложения засолены, и концентрация порового раствора соответствует таковой в придонной морской воде (32-34 ‰). Диффузия солей не учитывалась, что предопределило постоянную засоленность пород и температуру фазового перехода $-1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ на период прогноза.

Малахова В.В. и Елисеев А.В. (2020), исследуя влияние диффузии солей на распространение и состояние многолетнемерзлых пород и метан-гидратов на шельфе моря Лаптевых, показали, что количественный учет переноса солей способен в несколько раз замедлить скорость деградации мерзлых пород. Численный эксперимент основан на решении одномерной задачи типа Стефана. Температура начала замерзания поровой влаги в модели определяется концентрацией солей и давлением донных отложений, что приводит к зависимости переноса тепла и солей между собой в мерзлой зоне.

Rotem D. с соавторами (2023) представил результаты решения одномерной задачи теплопроводности для засоленных аллювиально-морских и водно-ледниковых отложений в западной части Шпицбергена. Основная цель работы заключалась в определении палеогеокриологических условий формирования засоленных мерзлых пород, промерзание которых происходило в течение последних 10-12 тысяч лет после завершившейся дегляциации и последующей морской трансгрессии в долине Адвентдален, запад Шпицбергена. Учет засоленности в модели происходил за счет изменения температуры фазового перехода влаги, значения которой принимались для различных сценариев 0; -2; -4; -5; -6 °C и оставались постоянными, хотя авторы указывают на известный факт повышения минерализации в жидкой фазе при формировании льда, что понижает температуру замерзания. По результатам вычислений установлено, что соотношение между среднегодовой температурой воздуха и температурой фазового перехода является ключевым при моделировании агградации мерзлых толщ. При отрицательной температуре воздуха, превышающей по значению температуру фазового перехода в грунтах, не отмечается формирования мерзлых пород, содержащих лед. Авторы указывают, что учет диффузии солей в модели может существенно изменить результаты, так как фронт промерзания должен продвигаться медленнее.

Таким образом, существующие прогнозные оценки температурного режима засоленных многолетнемерзлых пород не учитывают водно-ионные преобразования в поровых растворах и связанные с ними изменения теплофизических и водно-физических свойств. Влияние засоленности при формировании свойств пород в созданных моделях проявляется преимущественно в виде изменений температуры фазового перехода. Для количественного описания физико-химических процессов в засоленных грунтах необходимо решение краевых задач на основе дифференциальных уравнений теплопроводности, влагопроводности, солепереноса, с учетом обоснования и связи начальных и граничных условий (Комаров, 2003, 2025). Дополнительно должны учитываться фазовые и химические изменения в поровом растворе, что можно определить с помощью методов термодинамического моделирования. Уравнения с учетом фазовых переходом могут быть модифицированы в случае рассмотрения физико-химических реакций с выделением-поглощением тепла.

Математическое моделирование промерзания-оттаивания в засоленных породах может быть реализовано двумя принципиальными подходами (Комаров, 2003). В первом решается краевая задача теплопроводности типа Стефана с явным выделением фронта фазового перехода. При выборе второго подхода четкий фронт не выделяется, то есть фазовые переходы происходят в объеме массива.

В силу сложностей практической реализации связанной системы уравнений тепло-массо-солепереноса в отдельных случаях переходят к решению несвязанной задачи. На начальном этапе автономно реализуется краевая задача теплопроводности и находится распределение температурного поля в пространстве и во времени, а затем, с учетом найденного распределения температур, реализуется алгоритм нахождения полей влагосодержания и засоленности. Для нахождения последних возможно также использование различного рода многочисленных полуэмпирических соотношений (Комаров, 2022). Физически этот подход обосновывается скоростью релаксации различных полей. Изменение во времени и пространстве температурных полей происходят на несколько порядков быстрее, чем массовых полей. Из-за сильно различающейся инерционности полей массы и температуры при проведении прогноза можно допустить, что в каждый отдельный момент времени температурное поле является установившимся относительно изменения во времени полей влагосодержания и концентрации солей (Ершов, 1997).

Проблема прогноза водно-ионного режима поровых растворов при промерзании-оттаивании сопряжена с выбором определенной парадигмы для количественного описания этого процесса. Современное понимание закономерностей минералообразования в мерзлых засоленных породах в значительной степени основано на результатах анализа изменений ионного состава морской воды при промерзании, полученных в ходе лабораторных исследований. На основе выполненных экспериментов предложены парадигмы, описывающие последовательность изменения фазового и химического состава морской воды в диапазоне отрицательных значений температуры.

Эксперименты, выполненные Gitterman К.Е. (1937), выявили температурные условия стадийного формирования мирабилита ($-7,3$ °C), гипса ($-15,0$ °C), гидрогалита ($-22,9$ °C), сильвита ($-33,0$ °C), кристаллогидратов хлорида магния ($-36,2$ °C, что является температурой эвтектики). Определенная последовательность

приводит к достижению равновесия между минералами и рассолом. Особенностью выполненных исследований являлось постоянное нахождение образовавшихся минералов в рассоле, то есть взаимодействие между ними не прекращалось по мере изменения исходного состава рассола.

Работы, выполненные Ringer W.W. (1906), Nelson K.H. и Thompson T.G. (1954), отличаются от методики Gitterman K.E. тем, что образующиеся минералы сознательно удалялись из рассола, что исключало возможность их взаимодействия между собой. Выявлена несколько иная последовательность кристаллизации при отрицательной температуре: мирабилита при $-8,2$ °С, гидрогалита при $-22,9$ °С, сильвита и кристаллогидратов хлорида магния при $-36,0$ °С. Температура эвтектики составляет $-53,8$ °С, что соответствует формированию шестиводного хлористого кальция. Таким образом, выявленная разница в определении эвтектической температуры раствора более 17 °С обусловлена различиями в учете взаимодействия минералов между собой и рассолом.

Assur A. (1960) по результатам лабораторных экспериментов по замораживанию морской воды предложил серию математических зависимостей для количественного описания связи засоленности пробы и температуры начала замерзания рассола на основе баланса массы солей, воды и льда. Наибольшая сходимость уравнений в части баланса масс отмечалась при температуре $-8,0$ °С, что соответствовало условиям образования мирабилита в работе Nelson K.H. и Thompson T.G. (1954).

На основе обработки результатов лабораторных исследований химического состава криопэггов на побережье Байдарацкой губы предложена зависимость между минерализацией криопэга и содержанием хлора (Природные условия..., 1997):

$$S = 0,027 + 1,656 \cdot Cl, \quad (1.2.1)$$

где S – минерализация криопэга, ‰;

Cl – содержание хлора, ‰.

Фактическая зависимость между температурой замерзания поровой влаги и минерализацией имеет более сложный характер, что связано с влиянием структуры, состава (минералогического, гранулометрического и др.), влажности, особенностей водно-ионных преобразований в поровых растворах в течение субквальных и

субаэральных циклов промерзания-оттаивания и других факторов (Ершов, 1979; Анисимова, 1981; Брушков, 1998; Комаров, 2003).

Фотиев С.М., обобщая материалы полевых и лабораторных геокриологических и гидрогеологических исследований, разработал методику комплексного использования гидрогеохимической информации для целей эволюционной геокриологии. Основное внимание уделено выявленным закономерностям изменения состава природных вод при понижении температуры и формировании льда. Последовательность выпадения солей в осадок при замерзании позволяет определить температуру охлаждения пород. По предложенным палеткам, разработанным на основе экспериментальных исследований Gitterman К.Е. (1937), можно рассчитать не только текущую температуру, но и температуру глубокого охлаждения (Фотиев, 2009). Графоаналитический метод основан на анализе содержания иона хлора, однако корректность использования этого параметра соблюдается в том случае, если исходный состав морских вод близок к составу исследуемых лабораторных проб криопэггов.

Разработанные методы интерполяции гидрогеохимических данных могут рассматриваться в качестве аналитических методов прогноза водно-ионного состава поровых вод. Предложенная методика доказывает связь состава вод с условиями (климатическими, фаціальными, гидрогеологическими) формирования и развития многолетнемерзлых пород. Количественный учет влияния концентрации и преобразований химического состава проб, определенного по палеткам, позволяет прогнозировать возможные изменения температуры пород. Суть методики заключается в том, что стадиям криогенной концентрации присущи определенные состав и минерализация растворов. Для целей дальнейшего прогноза важен вывод о внутригодовой сезонности водно-ионного состава и концентрации поровых растворов при изменении температуры водовмещающих пород.

Для численного моделирования фазовых и химических преобразований поровых растворов в ходе геокриологического прогноза могут быть применены методы классической и статистической термодинамики. При таком подходе физико-химические преобразования в засоленных поровых водах могут рассматриваться отдельно от многофазных и многокомпонентных мерзлых, талых и охлажденных пород. Однако необходима научно-обоснованная методика, позволяющая

применить результаты термодинамического моделирования к решению краевой задачи тепловлагосолепроводности.

Из существующих термодинамических моделей, доказавших на практике свою применимость для условий криолитозоны, следует выделить программу «Freezbrine», являющуюся продолжением и усовершенствованием термодинамической модели «Frezchem». Программный продукт разработан в лаборатории The Cold Regions Research and Engineering Laboratory (CRREL) в рамках научно-прикладных работ с National Aeronautics and Space Administration (NASA) для экспериментального изучения поведения растворов солей на других планетах (Marion, Grant, 1994; Mironenko et al., 1997; Комаров и др., 2024). Программа предназначена для вычисления химического равновесия между водными растворами электролитов, льдом и солями, с использованием методов статистической термодинамики Питцера К.С. (Pitzer, 1987; Питцер, 1992; Мироненко, Поляков, 2009).

Серия вычислений, выполненная Marion G.M. (1999) в программе «Frezchem», показывает, что выявленная последовательность кристаллизации солей наилучшим образом соответствует результатам работ Gitterman К.Е.

На начальном этапе применения программы «Frezchem» к мерзлым породам возникла потребность в учете отдельных процессов и явлений, характерных для грунтовых условий Земли, а именно узкого температурного диапазона протекания реакций в приповерхностных горизонтах, давления вышележащих грунтов, химического взаимодействия поровых растворов с скелетом, выпадения твердых фаз солей и других. Указанных ограничений лишена программа «Freezbrine», в алгоритме реализации которой также заложена статистическая термодинамика Питцера К.С. (Pitzer, 1987; Питцер, 1992). Ее описанию посвящена глава 3.5.

Программный продукт использует методы программирования в сочетании с моделями, основанными на аппарате классической и статистической термодинамики. В ходе моделирования учитывается отклонение поведения порового раствора (криопэга) от модели идеального раствора или какого-либо стандартного состояния через термодинамические параметры (активность, коэффициент активности, фугитивность и др.) (Pitzer, 1987; Mironenko et al., 1997; Комаров и др., 2024). Он позволяет, исходя из валового химического состава пробы

криопэга, водных вытяжек поровых растворов, рассчитать содержание жидкой воды, ионов, твердых солей в жидкой фазе и во льду; состав газовой фазы; плотность и объемы фаз; осмотический коэффициент, ионную силу и рН растворов; химический потенциал и другие параметры (Комаров, 2003).

Дальнейшее развитие методов оценки температурного режима формирования химического состава криопэгов реализовано в работах Волкова Н.Г. с соавторами (2005). Разработка методики прогноза фазового и химического состава криопэгов различного генезиса, имеющих произвольную концентрацию и ионно-солевой состав, основана на расчете многокомпонентных химических систем, выполненного в программе «Frezchem». Температуру формирования криопэгов предложено определять по концентрации сульфат-иона.

Кияшко Н.В. (2014) по результатам использования программы «Freezbrine» предложила научные рекомендации для составления нормативных документов, регламентирующих определение водно-физических и теплофизических свойств засоленных мерзлых пород и криопэгов на примере полуострова Ямал. На основе результатов термодинамического моделирования были рассчитаны основные теплообменные характеристики пород, выполнен прогноз их изменений в определенных термобарических условиях для диапазона концентраций растворов от 0,8 до 40 г/л.

Шиманов А.А. с соавторами (2019) приводит результаты анализа изменений химического состава криопэгов Ямала в ходе криогенного концентрирования. В работе показано, что промерзание растворов происходит по закономерностям, схожими с процессами концентрирования при испарении. Накопление магния в растворах хлоридно-натриево-магниевое состава подтверждает гипотезу о формировании криопэгов Ямала при концентрировании морских вод (Кияшко, Комаров, 2012; Комаров, 2020). В то же время выделены криопэги, состав которых связан с процессами концентрирования инфильтрационных поверхностных вод, на что указывает пониженное содержание магния относительно состава морской воды.

Выводы к главе 1

В арктическом регионе по данным наземных гидрометеорологических наблюдений отмечается изменение климата с тенденцией к потеплению. Темп повышения температуры воздуха в российской Арктике превышает средние значения для территории страны в 3,9 раза и составляет 0,71 °С/10 лет.

Результаты многолетнего мониторинга на стационарах Западной Сибири показывают изменение мерзлотных условий на фоне потепления климата за последние 50 лет. При этом режимные инструментальные наблюдения ведутся преимущественно за глубиной сезонного оттаивания, температурой пород и интенсивностью проявления геокриологических процессов и явлений. Отдельные работы посвящены изменению свойств растительных покровов, влажности пород сезонно-талого слоя, трансформации рельефа и условий термовлажностного режима на поверхности пород. Установлено повышение среднегодовой температуры пород на всех пунктах наблюдений, но скорость процесса отличается в зависимости от ландшафтно-мерзлотных условий. Наиболее активные изменения геокриологических условий отмечены вблизи южной границы распространения мерзлых пород. Динамика температурного режима и глубины сезонного оттаивания в отдельные годы (периоды) может отличаться от хода температуры воздуха и режима выпадения осадков.

В Западной Сибири отмечены одни из самых значительных экономических рисков, связанных с повышением температуры мерзлых пород, сокращением несущей способности и развитием деформаций зданий и сооружений, построенных преимущественно по I принципу использования мерзлых грунтов в качестве оснований. Это доказывает актуальность развития научно-методических основ для создания и обустройства государственной сети мониторинга за многолетнемерзлыми породами как в фоновых, так и техногенных условиях.

В условиях потепления климата важны не только наблюдения и оценка трансформации мерзлотных условий, но и прогноз этих изменений на кратко- и среднесрочную перспективу с учетом свойств грунтов и особенностей теплообмена. Для создания термодинамических моделей мерзлых, охлажденных и талых грунтов доступны результаты климатического моделирования последнего поколения, однако их применение показывает серьезные различия между наблюдаемыми и

смоделированными значениями геокриологических характеристик, особенно температуры пород и глубины сезонного оттаивания. Важное значение приобретают модели, основанные и калиброванные с учетом результатов многолетних наземных наблюдений, выполняющихся по единой методике и программе.

Засоленные мерзлые породы существенно усложняют математические и физические модели геокриологического прогноза. Это связано как со спецификой процессов в засоленных грунтах при промерзании-оттаивании, так и с методическими подходами для описания и количественного учета этих процессов. При температуре ниже 0 °С в засоленных мерзлых породах происходит не только кристаллизация влаги, но и совокупность физико-химических реакций, приводящих к изменению состояния и водно-ионного состава растворов, что принято обозначать криогенным метаморфизмом. Для полуострова Ямал выполнены теоретические и практические исследования на основе термодинамического моделирования для выявления особенностей криогенного метаморфизма в засоленных породах и криопэгах в зависимости от генезиса отложений и минерализации растворов (Кияшко, 2014). Комаровым И.А. предложены экспресс-методы для оценки ряда водно-физических и теплофизических характеристик засоленных пород при изменении водно-ионного режима (Комаров, Мироненко, Кияшко, 2012). При этом повышается актуальность исследований влияния водно-ионных преобразований и связанных с ними изменений свойств грунтов на динамику температурных полей в грунтах, особенно при потеплении климата.

Глава 2. Геокриологические условия района исследований

2.1. Классификационные признаки для выделения границ Западного Ямала

Западное побережье Ямала является одной из наиболее изученных частей полуострова в части геокриологических условий и факторов их формирования (Баулин и др., 1967; Трофимов, 1977; Баулин, 1985; Григорьев, 1987; Стрелецкая, 1991; Природные условия..., 1997; Брушков, 1998; Дубиков, 2002; Грива, 2005; Дубровин, Крицук, 2010; Крицук, 2010; Баду, 2011; Васильев и др., 2020 и другие). Это связано как с существованием геокриологического стационара вблизи полярной станции Марре-Сале в течение более 40 лет, так с комплексными исследованиями на территории Бованенковского и Харасавэйского месторождений, а также по трассам многониточных коридоров коммуникаций для транспорта газа по линии Ямал-Центр. В то же время отсутствует единое мнение о районировании территории Западного Ямала на основе инженерно-геологических, ландшафтно-индикационных, структурно-геоморфологических и др. исследований. Вместе с тем для целей дальнейшего прогноза необходимо выделить и обосновать границы территории исследований.

Трофимов В.Т. с соавторами (1987) по особенностям распространения и среднегодовой температуры пород относит значительную часть западного побережья Ямала (от залива Шарапов Шар до Байдарацкой губы) к Западноямальской области с широким распространением супесчано-суглинистых морских и прибрежно-морских отложений. Многолетнемерзлые породы имеют сплошное распространение, несквозные талики фрагментарно представлены под акваториями крупных рек и озер. На молодых аккумулятивных приморских участках в разрезе криогенной толщи отмечены горизонты охлажденных пород. Среднегодовая температура пород на момент районирования составляла $-2,0 \dots -9,0$ °С. Общие закономерности ее пространственного положения определялись преимущественно орографическим фактором и условиями снегонакопления.

Баду Ю.Б. с соавторами (1982) на основе распределения льдистости и криогенного строения мерзлых толщ выделяет Центральномальскую криолитологическую область, охватывающую осевую, наиболее возвышенную и частично прибрежную часть полуострова. Криолитологические особенности толщ в пределах области являются результатом палеогеографических и мерзлотных

условий в течение плейстоцен-голоцена. В верхней части разреза залегают сильнольдистые и льдистые эпикриогенные глинистые толщи. Объемная льдистость составляет до 45-60 %. Криогенные текстуры преимущественно слоистые, сетчато-слоистые. Песчаные породы сильнольдистые, наиболее часто встречающаяся криогенная текстура по разрезу – массивная. Широкое распространение в верхней части разреза получили залежи пластовых льдов, повторно-жильные льды.

Баулин В.В. на Карте геокриологического районирования Западно-Сибирской равнины по верхнему горизонту мерзлой толщи (1982) на основе распространения мерзлых пород относит значительные прибрежные территории полуострова к Ямальской геокриологической области. В ее пределах обособляются геокриологические районы на основе стратиграфо-генетических комплексов поверхностных отложений, слагающих определенный геоморфологический уровень. В южной части западного побережья полуострова распространены преимущественно льдистые песчано-глинистые грунты, слагающие серию позднеплейстоценовых морских террас. Севернее в междуречье рек Сеяха, Мордыяха, Надуйяха широко представлены голоценовые льдистые аллювиальные отложения, слагающие обширные поймы.

Мельников Е.С. в ходе ландшафтного районирования севера Западной Сибири на основе выделения зональных и региональных факторов дифференциации природной обстановки выделяет на западном побережье полуострова три района, имеющих определенный характер эрозионного расчленения, заозеренности и заболоченности (Ландшафты криолитозоны..., 1983). В наиболее северном из них широкое развитие получили плоские морские равнины, часто заболоченные. Южнее в зоне средней тундры расположены пологоволнистые, заболоченные морские и прибрежно-морские равнины и террасы. Собственно стационар Марре-Сале расположен в Центрально-Ямальском районе, охватывающем южную часть западного побережья, и продолжающимся вдоль восточного побережья.

Согласно теории Кудрявцева В.А. (1978) для изучения условий формирования и развития мерзлых толщ во времени и пространстве необходимо определить условия теплообмена, состав, строение и свойства горных пород. Выделение природно-территориальных комплексов с характерным набором инженерно-геологических условий для целей геокриологического прогноза может быть

реализовано путем исследования природных закономерностей в региональном и зональном масштабах.

При выделении региона исследования были учтены факторы региональные и зональные. К региональным факторам формирования природно-территориальных комплексов Западного Ямала относятся тектоническое строение, плотность теплового потока, гипсометрическое положение и геоморфологическое строение территории, характер эрозионного расчленения рельефа. Специфика тектонического строения территории наиболее активно проявляется в величине теплового потока, мощности мерзлых толщ и температурном поле ниже слоя годовых теплооборотов. Характер морфометрии и расчлененности территории является наиболее важной характеристикой, которую необходимо учесть при районировании в пределах Ямала с широким развитием аккумулятивных форм рельефа (Трофимов и др., 1986).

Рассмотрим гипсометрическую схему западного побережья Ямала с элементами структурно-тектонического районирования (рисунок 2.1). Территория находится в пределах молодой Западно-Сибирской плиты, фундамент которой имеет двухъярусное строение. В соответствии со Схемой новейших структурных элементов Западно-Сибирской плиты (Трофимов, 1977) регион исследования расположен на границе двух структур платформенного чехла I порядка – Нурминского мегавала и Байдарацкого мегапрогиба. По Карте новейшей тектоники Западно-Сибирской равнины (1969) амплитуда неотектонических движений в пределах Нурминского мегавала составляет до +100 м. В течение плейстоценового этапа развития территория испытывала прогибание поверхности, что способствовало морскому осадконакоплению. Сформированная за период морской трансгрессии толща морских и прибрежно-морских глинистых засоленных сильноувлажненных отложений начала промерзать в субэаральной обстановке примерно 40-35 тысяч лет назад. В позднем плейстоцене-голоцене интенсивность тектонических движений сократилась, что находит косвенные подтверждения в разрезах перстративного аллювия молодых террас (Мельников, Спесивцев, 1995; Баду, 2011).

Согласно Карте теплового потока платформ Сибири (1994) западное побережье Ямала и северное побережье Байдарацкой губы находятся преимущественно в

области повышенного теплового потока – более 70 мВт/м². Рельеф региона равнинный, с абсолютными отметками до 75-80 м.



Рисунок 2.1 – Гипсометрическая схема западного побережья Ямала с элементами структурно-тектонического районирования (составлена автором)

Территория представляет собой плоскую аккумулятивно-эрозионную равнину, расчлененную овражной и речной сетью, заболоченную и заозеренную. По условному рубежу долины р. Нябыхи выделяется ступенчатое строение. Северная часть преимущественно низменная с абсолютными высотами до 40-60 м, с широким развитием плейстоцен-голоценовых незасоленных, реже слабозасоленных аллювиальных, озерно-аллювиальных отложений, слагающих плоские поймы и озерные террасы. В пределах обширных заболоченных и заозеренных пойм среднегодовая температура грунтов на 1,0-1,5 °С выше, чем на террасах (Суходольский, Ривкин, 1996). Наибольшее распространение получили сильнольдистые синкриогенные многолетнемерзлые породы (Карта генетических типов и льдистости..., 1982). Широкое развитие получили такие мерзлотные процессы и явления, как термокарст, термоэрозия, морозобойное растрескивание с формированием полигонально-жильных льдов, сезонное и многолетнее пучение грунтов.

Южная наиболее возвышенная часть с абсолютной высотой до 65-80 м представлена преимущественно плейстоценовыми морскими террасами с плоскими, полого-вогнутыми поверхностями, сложенными засоленными морскими и прибрежно-морскими отложениями. Среднегодовая температура пород на возвышенных участках ниже на 1,0-2,0 °С по сравнению с овражно-балочной сетью, поймами небольших рек (Malkova et al., 2022). Наибольшую площадь занимают генетически неоднородные толщи – синкриогенные мерзлые породы, подстилаемые эпикриогенными (Карта генетических типов и льдистости..., 1982). На низменных приморских участках развиты современные морские, аллювиально-морские террасы, лайды, представленные засоленными песчаными отложениями с линзами криопэгов и сложным чередованием талых, охлажденных и мерзлых пород по разрезу. Наиболее активно проявляются такие процессы, как термокарст и термоэрозия преимущественно по сети полигонально-жильных льдов, делювиально-солифлюкционное течение на пологих склонах террас, морозобойное растрескивание, сезонное пучение грунтов.

Таким образом, район исследования определен как южная часть западного побережья Ямала в пределах Байдарацкого мегапрогиба с широким распространением верхнеплейстоцен-голоценовых морских, прибрежно-морских

песчано-суглинистых отложений, слагающих ступенчатые поверхности морских террас.

Зональные факторы определяют соотношение приходящих потоков тепла и влаги, региональные связаны с геологическим строением и рельефом территории. Западный Ямал расположен в природной зоне тундры и подзоне типичной тундры. Зональность определяет, в первую очередь, геотемпературное поле горных пород, особенности сезонного промерзания-оттаивания. В пределах подзоны типичной тундры тундровой зоны отмечается избыточное увлажнение, среднегодовая температура воздуха в районе метеостанции Марре-Сале составляет $-7,3$ °С (СП 131.13330.2025 «Свод правил. Строительная климатология. СНиП 23-01-99*»). Преобладает лишайниково-кустарничковая растительность. На увлажненных поверхностях, сложенных супесями, суглинками, преобладает моховая растительность. На песчаных отложениях распространены кустарники, лишайники.

2.2. Климатические условия

Район исследования расположен в субарктическом поясе, подверженном влиянию воздушных масс с севера и юга. Большая часть года преобладает циклоническая деятельность. Южные и юго-западные ветры приносят теплые воздушные массы умеренных широт. С северными и северо-западными ветрами поступают арктические холодные и сухие воздушные массы.

Исследование климатических характеристик проводится на основе метеорологических данных из открытой базы Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации – Мирового центра данных [Электронный ресурс. URL: <http://meteo.ru>. Дата обращения: 10.11.2021]. Для оценки климатических изменений современное значение метеорологических параметров сравнивается с нормой, под которой понимается среднее значение этого параметра за 1961-1990 гг.

Западный Ямал отличается суровым климатом. Среднее количество дней с среднесуточной температурой воздуха меньше 0 °С в 1961-1990 гг. составляло 248 дней (рисунок 2.2). В 1960-1999 гг. значение параметра составляло около 250 дней. С 2000 г. фиксируется снижение количества холодных дней. В 2020 г. таких дней было 238, что на 10 дней меньше нормы.

Среднее количество дней с среднесуточной температурой воздуха больше или равной $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ в 1961-1990 гг. составляло 118 дней. В 1960-2004 гг. значение показателя находилось в пределах 100-150 дней. После 2005 г. отмечаются незначительные превышения. С 2000 г. наблюдается выраженное повышение количество теплых дней. В 2020 г. количество таких дней достигло 128, то есть превысило норму на 10 дней. Таким образом, количество теплых и холодных дней постепенно изменяется, но в противоположных направлениях. Абсолютные отклонения от нормы совпадают между собой.

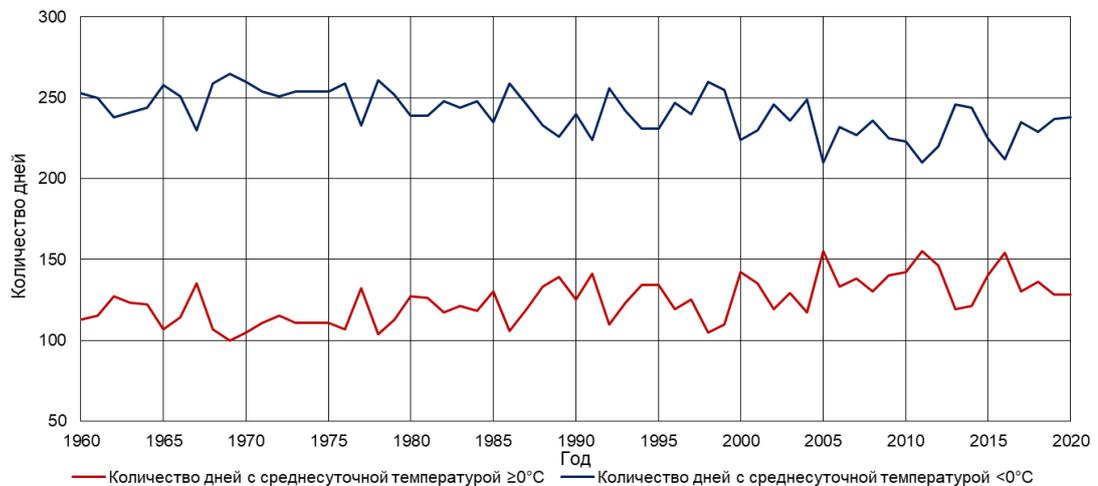


Рисунок 2.2 – Среднегодовое количество дней с среднесуточной температурой воздуха меньше $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ и больше или равной $0\text{ }^{\circ}\text{C}$

За 1961-1990 гг. среднелетняя температура воздуха была $4,9\text{ }^{\circ}\text{C}$, среднезимняя $-14,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рисунок 2.3). В 2020 г. среднелетняя температура была $3,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, что на $1,4\text{ }^{\circ}$ меньше нормы. Среднезимняя температура в 2020 г. достигла $-10,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, что превысило норму на $4,9\text{ }^{\circ}\text{C}$. С 90-х гг. отмечается повышение средних температур. Изменение среднезимней температуры в 3,5 раза происходит более интенсивно, чем среднелетней.

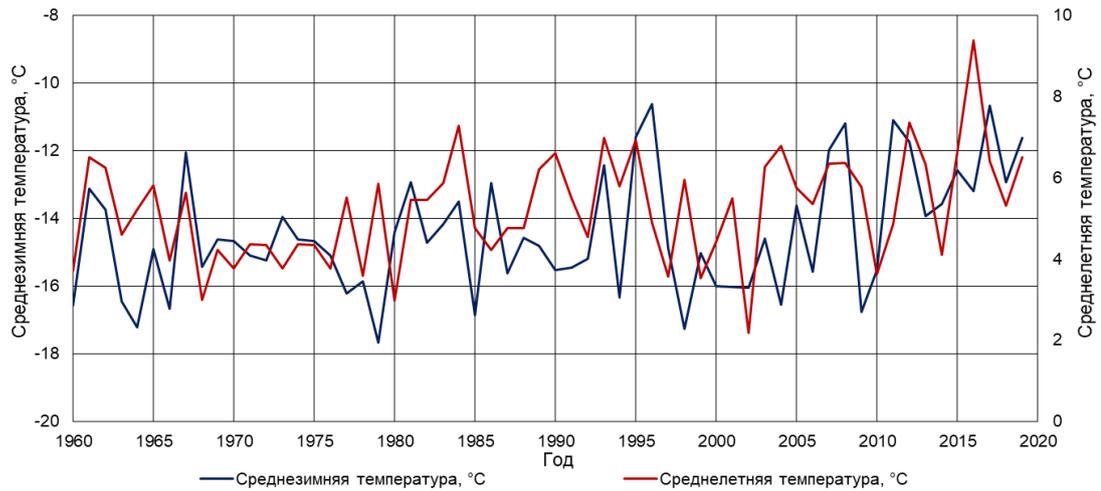


Рисунок 2.3 – Среднезимняя и среднелетняя температура воздуха

За период осреднения среднемесячная температура воздуха меняется от $-22,7$ °С (январь) до $7,1$ °С (июль). К 2019 г. температура января увеличилась на $3,1$ °С, температура июля сократилась на $1,4$ °С. Для всех месяцев кроме двух (июня, июля) отмечается положительное отклонение от нормы. Январская температура изменилась в 2,2 раза интенсивнее, чем июльская.

В 1961-1990 гг. для всех месяцев кроме февраля и апреля отмечался рост среднемесячной температуры воздуха. Наибольшая интенсивность характерна для марта $0,06$ °С/год, наименьшая для января и августа $0,01$ °С/год. В 1991-2019 гг. повышение среднемесячной температуры фиксировалось для всех месяцев. Наибольшая скорость изменений была в декабре $0,21$ °С/год, наименьшая в августе $0,03$ °С/год.

Годовая метеорологическая амплитуда температуры воздуха, рассчитанная на основе среднемесячных значений, в 1961-1990 гг. составляла $33,9$ °С (рисунок 2.4). В 1960-2019 гг. отмечается очень слабое снижение амплитуды. В 2019 г. ее значение составило $27,0$ °С, что ниже нормы на $6,9$ °С.

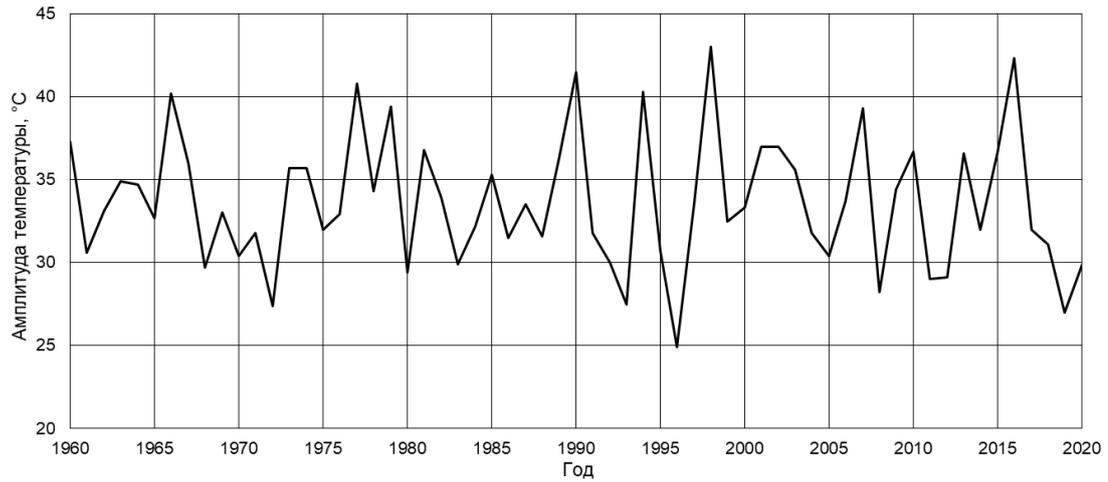


Рисунок 2.4 – Годовая метеорологическая амплитуда температуры воздуха

В 1961-1990 гг. средняя сумма летних температур воздуха составляла $18,8$ $^{\circ}\text{C}\cdot\text{мес.}$ (рисунок 2.5). Среднее значение суммы зимних температур воздуха достигло $-119,4$ $^{\circ}\text{C}\cdot\text{мес.}$, то есть зимняя сумма превышала летнюю более, чем в 6 раз. С 1999 г. отмечается повышение обоих показателей. Сумма зимних температур сокращается интенсивнее, чем летних. В 2019 г. сумма отрицательных температур превышает норму на 34 $^{\circ}\text{C}\cdot\text{мес.}$ Сумма положительных температур больше нормы на $1,5$ $^{\circ}\text{C}\cdot\text{мес.}$ Зимняя сумма отличается от летней более, чем в 4 раза.

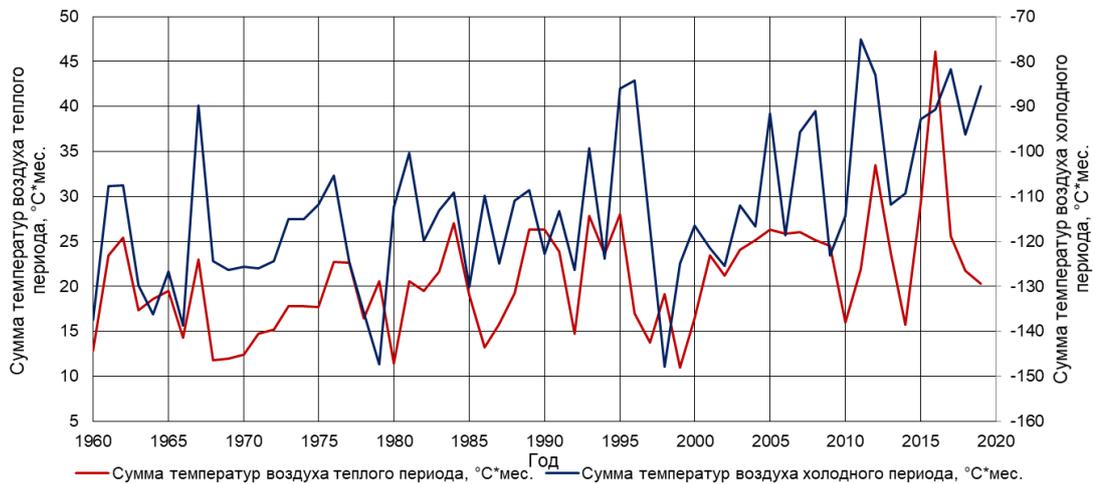


Рисунок 2.5 – Годовые суммы температур воздуха теплого и холодного периодов

Среднегодовая температура воздуха зависит от многих факторов и достаточно часто является важнейшим показателем для анализа климатических изменений (Гриб, Поляк, 1976; Максимова, 1983; Катцов, Порфирьев, 2017; АМАР, 2021). Флуктуации температуры подчиняются глобальным, региональным и локальным

факторам и обладают цикличностью (Полозова, 1970). Применяя полиномиальное сглаживание 6 степени для имеющихся данных о среднегодовой температуре за период 1914-2020 гг., выделяются периоды относительного потепления и похолодания (рисунок 2.6). С начала наблюдения до 40-х гг. происходило потепление, сменившееся с 50-х гг. похолоданием. Повышение среднегодовой температуры, начавшееся с 70-х гг. продолжается и сегодня. Линейный рост среднегодовой температуры с 1970 г. составляет $0,76\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$. Темпы современного потепления в районе Марре-Сале превышают ранее зафиксированные. Среднегодовая температура за 1961-1990 гг. составила $-8,4\text{ }^{\circ}\text{C}$. В 2020 г. ее значение превысило норму на $5,9\text{ }^{\circ}\text{C}$.

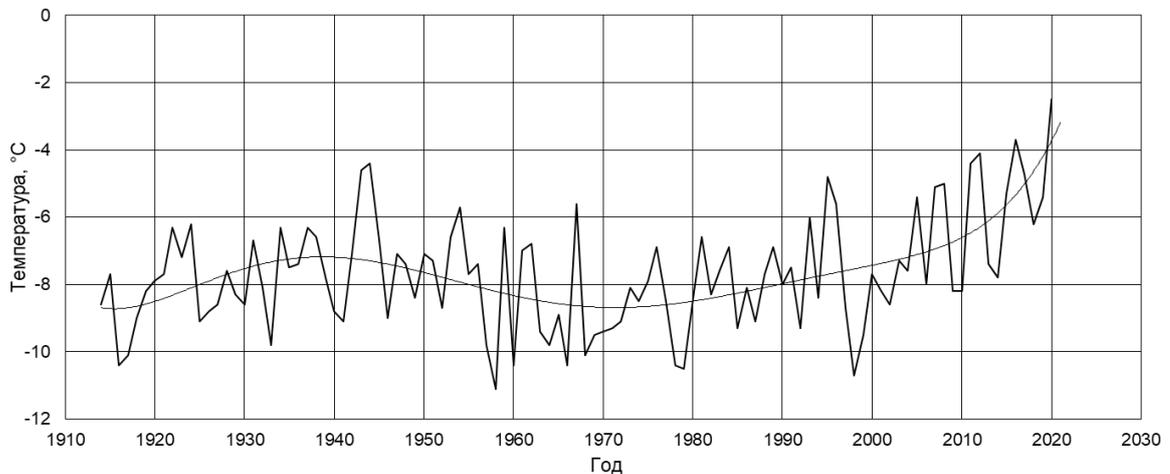


Рисунок 2.6 – Среднегодовая температура воздуха

Норма для годового количества осадков составляет 298 мм (рисунок 2.7). Наибольшее количество осадков выпадает в осенний период (до 110 мм в сентябре), наименьшее – в весенний (до 2 мм в апреле). Отмечается направленное увеличение количества осадков в 1979-1989 гг., и сокращение в 1993-2004 гг. С 2005 г. годовая сумма осадков находится в пределах, как правило, 300-400 мм. В 2019 г. сумма осадков превысила норму на 32 мм.

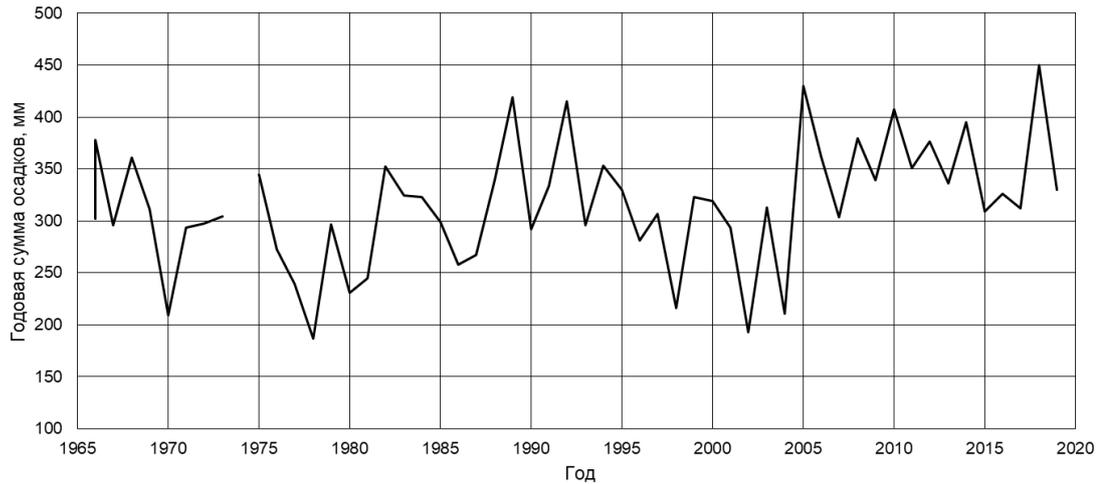


Рисунок 2.7 – Годовая сумма осадков

Устойчивый снежный покров образуется в октябре и сходит в конце мая – начале июня (рисунок 2.8). Максимальная высота (40-60 см) отмечается в конце апреля – середине мая. За 1961-1990 гг. средняя высота снега составила 25 см. Наиболее многоснежные зимы: 1966-1967, 1973-1974, 1977-1978, 1984-1985, 1990-1991, 1992-1993, 1995-1996, 1998-1999, 2007-2008, 2013-2015, 2016-2019 гг. Наиболее малоснежные зимы: 1963-1964, 1968-1969, 1981-1982, 1989-1990, 2008-2009 гг. В 2020 г. высота снега была меньше нормы на 7 см.

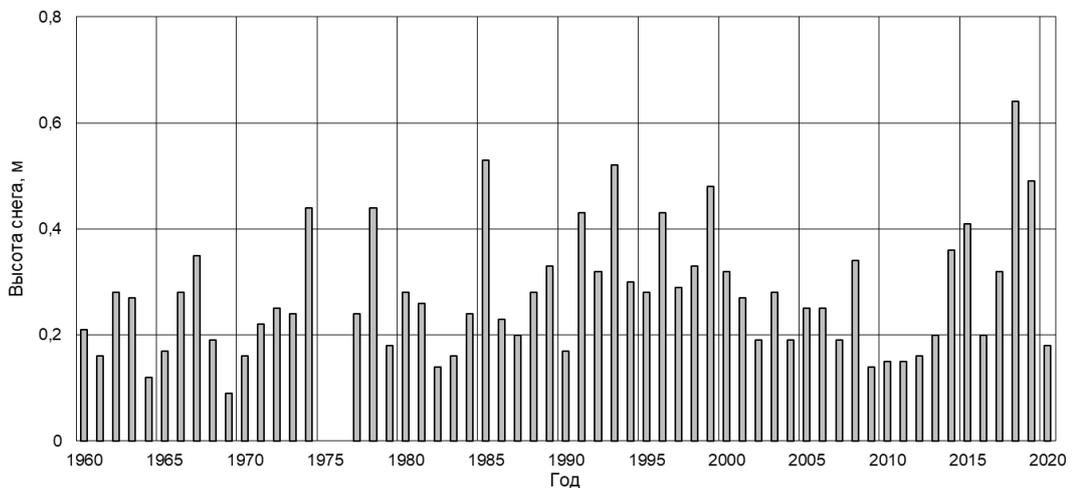


Рисунок 2.8 – Максимальная годовая высота снега

Количество дней без снега за 1961-1990 гг. составило 123 дня (рисунок 2.9). Бесснежным считается день, в течение которого средняя высота снега на метеоплощадке была равна 0. С 2003 г. отмечается слабое повышение показателя, достигшего в 2016 г. наибольшего значения с 1960 г. – 168 дней. После этого

наблюдается сокращение количества таких дней. В 2019 г. число бесснежных дней превысило норму на 1 день.

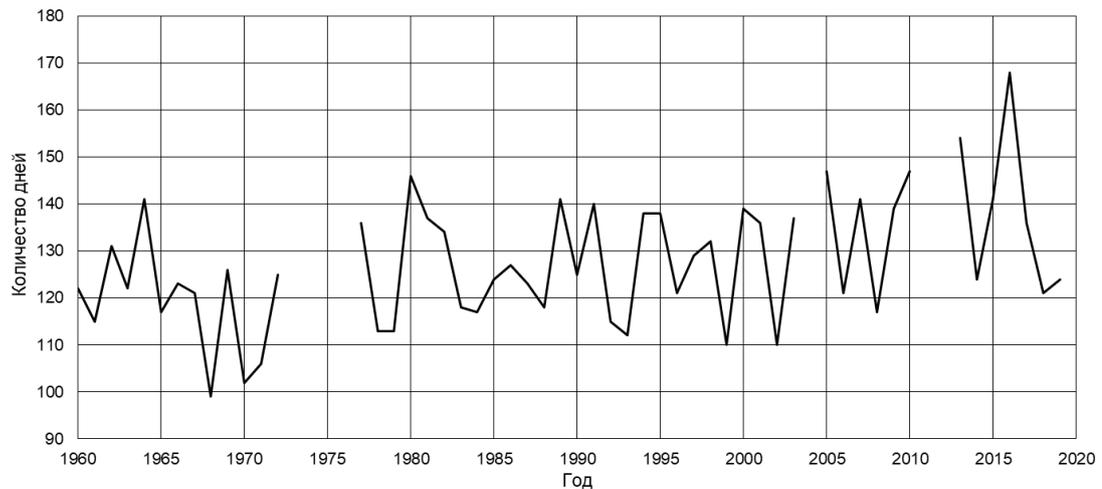


Рисунок 2.9 – Годовая сумма бесснежных дней

Среднемесячная скорость ветра, тесно связанная с коэффициентом турбулентного теплообмена, за период 1966-1990 гг. (более ранние данные не доступны) меняется от 5 м/с (июль, август) до 7 м/с (октябрь, декабрь) (рисунок 2.10). Используя полиномиальное сглаживание 6 степени, заметно, что изменение показателя обладает выраженной цикличностью. Отмечается повышение среднемесячной скорости с начала 70-х гг. до начала 90-х гг., сменившееся постепенным падением до 2005 г. После этого наблюдается ее незначительное повышение. В 2020 г. зафиксированные значения превышали норму почти для всех месяцев, кроме января, июня и июля. Положительное отклонение достигло 2 м/с в декабре, а отрицательное 1 м/с в январе.

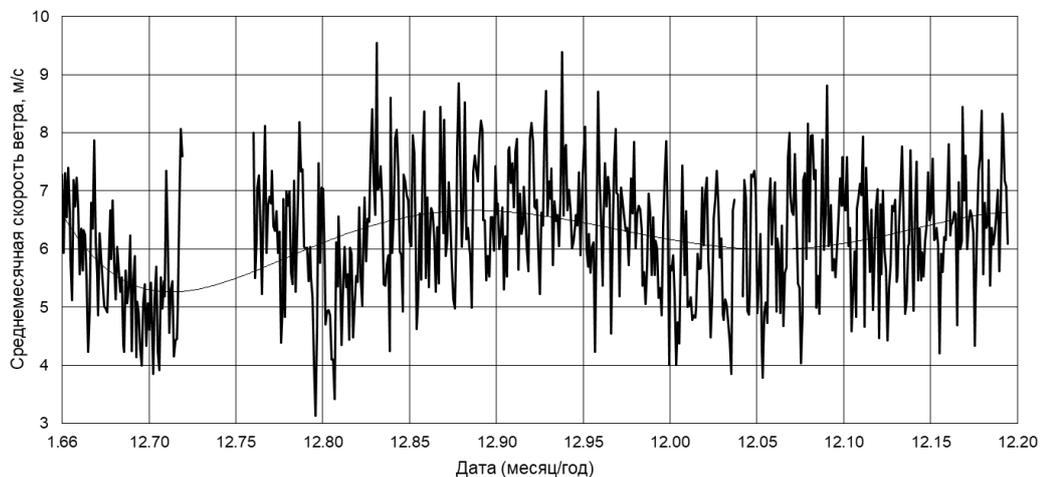


Рисунок 2.10 – Среднемесячная скорость ветра

Температура дневной поверхности измеряется на метеостанции в теплый период на взрыхленной незадернованной поверхности почвы, в холодный период на поверхности снега. За период 1966-1990 гг. (более ранние данные не доступны) среднегодовая температура составила $-8,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рисунок 2.11). Среднегодовая радиационная поправка равна $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$. С 1999 г. отмечается устойчивое повышение температуры поверхности со скоростью до $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$. В 2020 г. среднегодовая температура превысила норму на $3,9\text{ }^{\circ}\text{C}$. Радиационная поправка оказалась выше нормы на $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$.

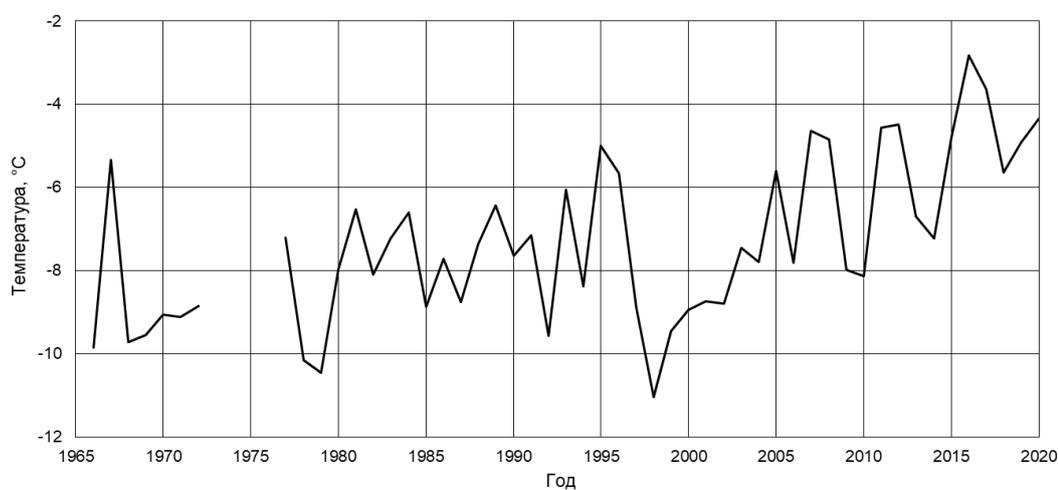


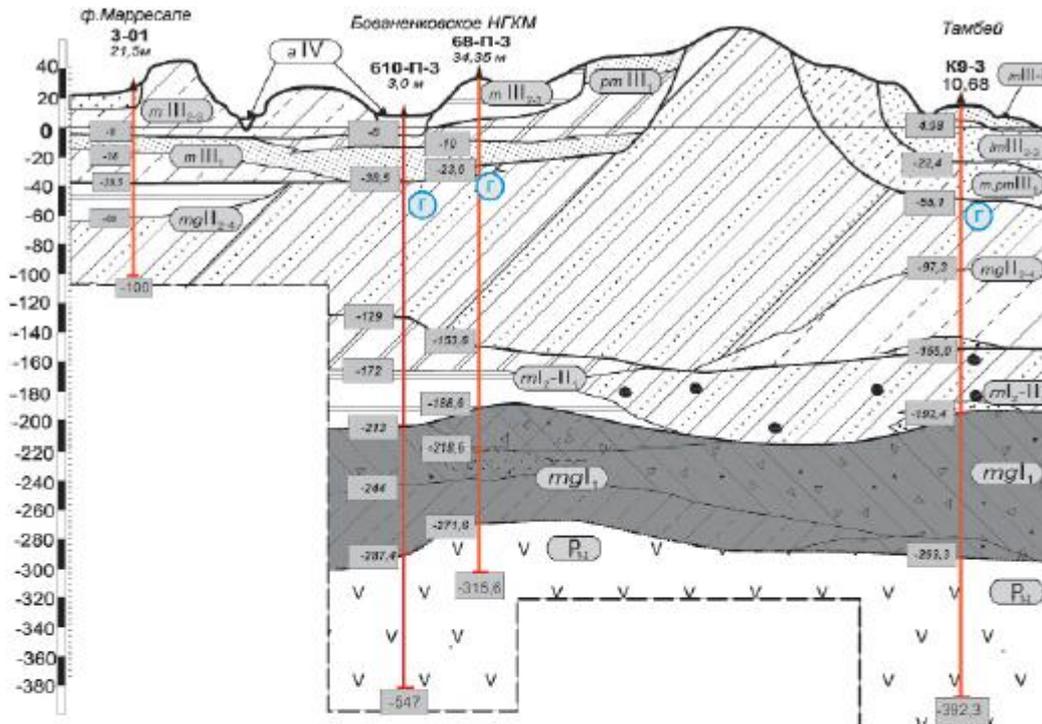
Рисунок 2.11 – Среднегодовая температура дневной поверхности

Систематические измерения на ключевых участках стационара Марре-Сале, проведенные в 1981-1993 гг., выявляют схожие закономерности пространственного распределения температуры поверхности (Павлов, Москаленко, 2001). На плоских пологих дренированных поверхностях среднегодовая температура поверхности находилась в пределах $-4,1...-5,2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Ее средние значения в теплый период года (июнь-сентябрь) составляли $5,1...9,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. На склонах северной экспозиции температура поверхности на $1,0-1,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ ниже, чем на южных. В днищах оврагов, балок, долинах водотоков температура ниже, чем на склонах северной и южной экспозиции (на $0,3-1,1$ и $1,2-2,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ соответственно) (Павлов, Дубровин, Харитонов, 1996).

2.3. Строение верхней части геологического разреза

Согласно геолого-геофизическим данным осадочный чехол севера Западно-Сибирской низменности и прилегающего шельфа имеет выдержанное ярусное строение (Конторович и др., 2001). Нижний ярус состоит из докембрийских и палеозойских осадочных образований, осложненных складками. Средний структурный ярус представляет собой слабодислоцированные складки метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород палеозойского и мезозойского возраста. Верхний структурный ярус образован мощной толщей осадочных, как правило, терригенных пород мелового, палеоген-четвертичного возраста. Породы неметаморфизованы, залегают горизонтально, мощность достигает 5 км (Скоробогатов, Строганов, Копеев, 2003). В развитии структур осадочного чехла отмечена унаследованность, поднятия чехла сформированы над выступами фундамента. Значительная роль в завершении формирования структуры Западно-Сибирской плиты принадлежит неотектоническому этапу развития, для которого характерна активизация тектонических движений, изменение структурного плана. По данным структурных карт в новейшее время выделены две тенденции перестройки структурного плана плиты. Во-первых, в неотектоническом этапе развития в верхних горизонтах платформенного чехла образовались наложенные структуры. Далее в это время происходила генерализация структур мезозойской части чехла в крупные тектонические формы.

В строении мерзлой толщи Западного Ямала участвуют преимущественно четвертичные отложения, реже – породы палеогенового возраста (рисунок 2.12). Среди палеогеновых отложений наиболее изучены морские отложения эоцена-олигоцена, охарактеризованные по кернам скважин КТС-8 (район Харасавэя) и скважины ТИГМИ (район Бованенково) (Дубиков, Баду, Иванова, 1986). Кровля палеогеновых отложений залегает на глубине 150-176 м. Отложения представлены глинами серыми, коричневыми с прослоями светло-серых песков. Отмечены включения обломков гальки и щебня, встречены обломки раковин, разложившиеся растительные осадки.



Условные обозначения к рисунку
 Возраст и генезис четвертичных отложений

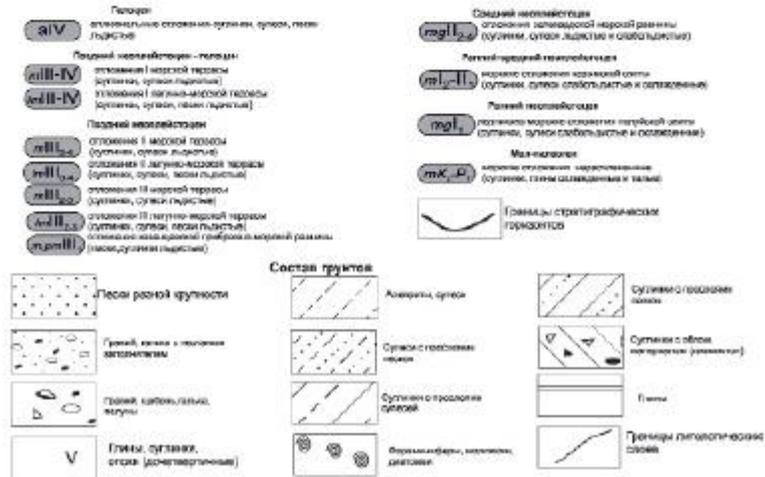


Рисунок 2.12 – Разрез толщи плейстоценовых отложений по линии Марре-Сале-Тамбей. Масштаб: вертикальный 1:2000; горизонтальный 1:1000000 (Баду, 2011)

На палеогеновых глинах залегает толща плейстоцен-голоценовых отложений с выраженными эрозийным несогласием. Вопрос о генезисе плейстоценовых отложений в пределах Западной Сибири является дискуссионным. Имеется две противоположные точки зрения. Согласно первой, рельефообразующие отложения относятся по генезису к ледниковому ряду (Каплянская, Тарноградский, 1976; Тарноградский, 1982; Каплянская, 1982; Гросвальд, 1983; Гатауллин, 1991; Forman et al., 1999; Astakhov, Nazarov, 2010; Соломатин, 2013 и другие). С другой точки

зрения, эти отложения связаны с морским происхождением на фоне чередования трансгрессий-регрессий в ходе направленного охлаждения полярного бассейна (Дубиков, Корейша, 1964; Трофимов, Баду, Дубиков, 1980; Баду, Трофимов, Васильчук, 1982; Фотиев, 1999; Дубиков, 2002; Баду, Иванина, 2004; Кузин, 2005; Каневский, Стрелецкая, Васильев, 2005; Стрелецкая, Каневский, Васильев, 2006; Стрелецкая и др., 2009; Баду, 2011; Слагода и др., 2012; Васильчук, Васильчук, 2010; Шполянская, 2013 и другие). Автором принимается точка зрения о морском генезисе рельефообразующих плейстоценовых отложений.

На территории исследования выделяются морские, прибрежно-морские, аллювиально-морские, аллювиальные, озерные, делювиально-солифлюкционные, биогенные и эоловые отложения плейстоцен-голоценового возраста.

Нижнеплейстоценовые салехардские отложения ($mgII_{2-4}$) имеют мощность более 100 м. Представлены глинами, в нижней части опесчаненными, с редкими включениями гальки и гравия. В основании толщи залегает слоев песков, обогащенных детритом, мощностью до 5 м. На отложениях салехардской свиты залегают песчано-глинистые среднеплейстоценовые отложения мощностью до 80 м с высоким содержанием растительного детрита, торфа и следов ожелезнения. Выделены две разновидности типов разрезов – серо-зеленоватые глины и суглинки и мореноподобные суглинки и супеси с гравийно-галечниковыми материалом. Оба разреза фациально замещают друг друга (Баулин, 1985; Дубиков, 2002). Комплекс литолого-минералогических исследований показывает, что между ниже- и среднеплейстоценовыми породами имеются признаки сходства, которые при высокой сохранности фауны могут указывать на единый морской генезис. Химический состав поровых растворов и водных вытяжек доказывает общий хлоридно-натриевый тип их засоления (Дубиков, Иванова, 1987). В солевом составе преобладают ионы хлора, сульфатов, гидрокарбонатов, натрия, магния и кальция, характерные для морской воды и современных морских осадков.

Комплекс верхнеплейстоценовых отложений мощностью до 100 м образован песчаными, песчано-глинистыми толщами, сформированными в условиях колебания уровня полярного бассейна на фоне продолжительных климатических изменений.

Верхнеплейстоценовые отложения казанцевской свиты ($m, pmIII_1$) вскрываются в обнажении прибрежно-морской равнины и имеют мощность до 80 м (Трофимов и др., 1975; Дубиков, 2002). Нижняя часть разреза свиты сложена косослоистыми песками, выше залегают песчано-супесчаные породы прибрежно-морской фации. Четкая горизонтальная слоистость песков нарушается отдельными линзами суглинком с включениями органики (Бадун, Подборный, 2013). На южном Ямале верхняя часть толщи представлена иловатыми глинами, песками, нижняя – опесчаненными суглинками с обломками раковин.

Верхнеплейстоценовые зырянско-каргинские отложения ($mIII_{2-3}$), вложенные с разрывом в казанцевскую толщу и слагающие III морскую террасу, имеют мощность до 20 м. В разрезе выделяется две пачки – нижняя песчаная и верхняя глинистая (Кондаков и др., 2006). Глинистая пачка мощностью до 15 м содержит растительные осадки, прослой торфа. Нижняя песчаная пачка сложена песками и супесями с четкой горизонтальной или косо́й слоистостью, отмечены отдельные прослой органики.

Верхнеплейстоценовые каргинско-сартанские отложения ($mIII_{3-4}$) залегают с разрывом на зырянско-каргинских отложениях (Дубиков, 2002). Толщи мощностью до 15 м слагают II морскую террасу. В основании разреза преобладают глины, суглинки, которые перекрываются песками с растительными остатками и обломками морских раковин (Трофимов и др., 1986).

Верхнеплейстоценовые отложения II надпойменной террасы мощностью до 10 м локально распространены в долинах крупных рек и представлены песками мелкими, пылеватыми, реже супесями с включениями гальки, растительных остатков (Грива, 2005). Песчано-супесчаные отложения I надпойменной террасы имеют незначительное распространение и малую мощность до 4-6 м.

Верхнеплейстоцен-голоценовые отложения I морской террасы ($mIII - IV$) мощностью до 12 м отличаются песчано-суглинистым составом с четкой горизонтальной слоистостью. Верхняя часть разреза сложена преимущественно песками с растительными остатками, обломками раковин.

Голоценовые отложения представлены морскими и континентальными образованиями. Современные морские отложение (mIV) распространены вдоль побережья Карского моря и представлены песками, супесями, реже суглинками,

насыщенными растительными остатками (Грива, 2005). Мощность осадков существенно зависит от условий их накопления – от первых метров на плоских, пологих поверхностях до 20-25 м в заливах. Накопление осадков в настоящее время продолжается (рисунок 2.13).



Рисунок 2.13 – Современные лайды вблизи полярной станции Марре-Сале (фото автора)

Голоценовый аллювий (*aIV*) отличается высокой долей тонкодисперсных отложений, мощность может превышать 10 м. Отложения характеризуются повышенным содержанием пылеватых частиц. Русловая фация аллювия представлены мелкими, средними. К пойменной и старичной фациям аллювия относятся супеси, суглинки, реже глины. В низовьях рек выделяются аллювиально-морские отложения мощность до 7-10 м, для которых отмечается повышенная засоленность осадков, наличие криопэггов, ритмичность и чередование фаций, большое количество плохо разложившихся растительных остатков, обломков морской фауны (Трофимов, 1977).

Голоценовые, нередко нерасчлененные верхнеплейстоцен-голоценовые озерные отложения (*IV*, *III – IV*) мощностью до 5 м локально распространены на всех геоморфологических уровнях (Дубиков, 2002). Слагают днища хасыреев, современных озер, аккумулятивные участки озерных террас. Представлены

преимущественно суглинками, супесями с большим количеством органических включений. В отложениях отмечена выраженная ленточная слоистость с редкими линзами и прослоями песков и погребенного торфа.

Верхнеплейстоцен-голоценовые нерасчлененные делювиально-солифлюкционные отложения (*dsIII – IV*) мощность до 1,5-2 м распространены на склонах и их подножьях, представленные тонкодисперсными пылеватыми супесями и песками. Для них характерны частые включения органики, отсутствие слоистости и погребенные почвенные горизонты. Делювиально-солифлюкционные отложения значительно деформированы. Мощность отложений зависит от крутизны склонов – наибольшая характерна для пологих и слабопокатых поверхностей. Мощность постепенно увеличивается от приречной части к подножию склонов.

Голоценовые биогенные отложения (*bIV*) представлены торфом разной степени разложения мощностью до 1-1,5 м, локально распространенном в межхолмовых понижениях, долинах малых водотоков, реже на водоразделах морских террас (Баулин и др., 1967).

Голоценовые эоловые отложения (*vIV*) встречаются вблизи песчаных раздувов, чаш и котловин выдувания, расположенных на возвышенных, дренированных, лишенных растительности, часто приморских участках. Отложения представлены мелкими сортированными песками с волнистой, реже горизонтальной слоистостью мощностью до 0,4-0,5 м.

2.4. Распространение, строение и мощность многолетнемерзлых пород

Район исследования расположен в пределах Западно-Ямальской (Мордыяха-Хойской) области Харасавэй-Новоуренгойской подзоны Заполярной зоны Континентальной геокриологической провинции Западно-Сибирской плиты (Трофимов, Баулин, Васильчук, 1989).

Суровые климатические условия, господствующие на севере Западной Сибири в течение позднего плейстоцен-голоцена, повлияли на сплошное по площади распространение мерзлых пород, представленных на всех геоморфологических элементах. Сплошность мерзлых пород нарушается под руслами рек и крупных озер, где кровля может опускаться до нескольких десятков метров. Сквозные талики

возможны в низовьях крупных рек (Трофимов, 1977). Распределение мерзлых пород по разрезу может быть дополнительно осложнено линзами криопэггов.

В вертикальном строении мерзлые толщи суши подразделяются на два горизонта – верхний (мерзлый) и нижний (охлажденный). Верхний горизонт сложен песчано-глинистыми отложениями четвертичного возраста. Во всех литологических разностях отмечен лед, его максимально содержание приурочено к интервалу глубин 0-40 м. Нижний горизонт представлен палеогеновыми глинами, имеющими отрицательную температуру, которая выше температуры начала замерзания поровых растворов.

Мощность многолетнемерзлых пород на Ямале достигает 300 м (Карта мощности и строения толщ..., 1984). В районах, прилегающих к Карскому морю, она существенно ниже, чем на восточном побережье. Наибольшая мощность характерна для осевой зоны полуострова. В пределах прибрежно-морской равнины, морских, лагунно-морских, озерных и речных террас мощность постепенно сокращается с уменьшением возраста геоморфологического уровня (Трофимов и др., 1975).

Более подробные сведения о мощности криогенной толщи получены на территории Бованенковского НГКМ, расположенной, как и район исследования, в одной природной зоне и климатическом районе, имеющей аналогичные геолого-генетические комплексы в верхней части разреза.

Мощность криогенных пород в пределах месторождения по данным карты мощности и строения толщ многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской плиты (1984) составляет преимущественно 150-300 м. Глубина подошвы мерзлой толщи расположена выше положения изотермы 0 °С. Средняя мощность яруса мерзлых пород в разрезе Бованенковской структуры составляет 130-180 м, яруса охлажденных пород – 90-110 м. Средняя глубина положения изотермы 0 °С лежит в пределах 210-270 м (рисунок 2.14). Положение подошвы мерзлой толщи сокращается под крупными хасыреями, под которыми существовали талики, в средне- и сильнозасоленных грунтах, в пределах пойм и низких элементов рельефа, отсутствует в песчаных горизонтах, насыщенных криопэгами, увеличивается на наиболее холодных участках III морской террасы (Баду, Подборный, 2013). Подошва мерзлых пород и положение изотермы 0 °С погружаются с повышением абсолютных

отметок геоморфологического уровня. В крупных речных долинах уменьшение мощности проявляется более активно за счет увеличения отепляющего влияния рек, озер и снежного покрова, сдуваемого с более высоких геоморфологических уровней.

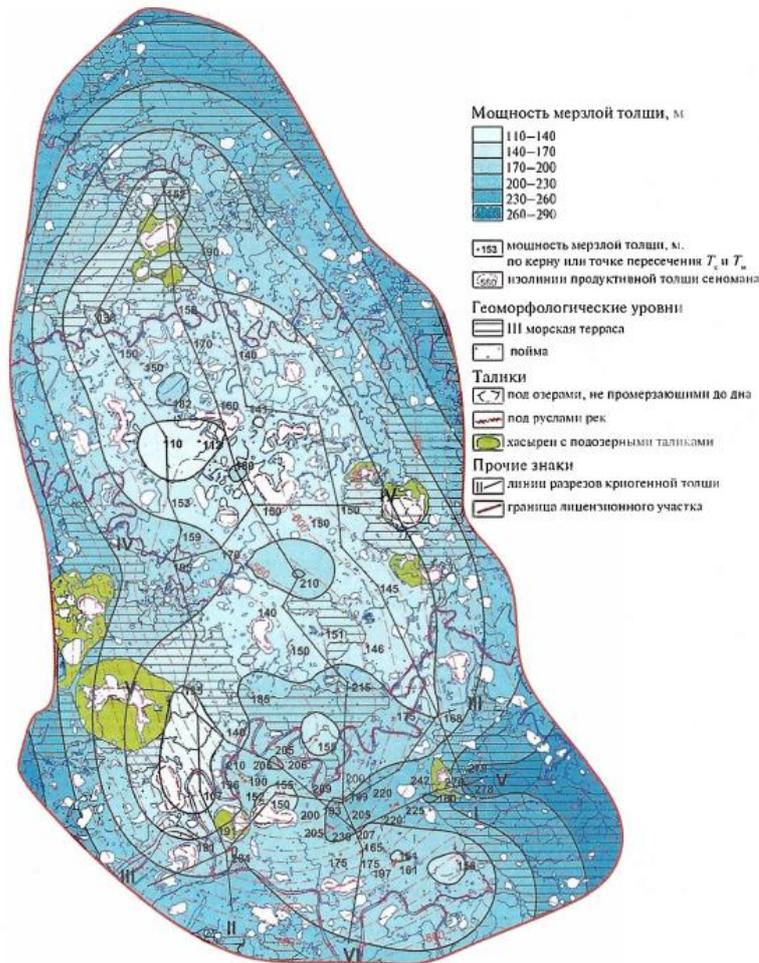


Рисунок 2.14 – Мощность мерзлой толщи Бованенковского НГКМ (Баду, Подборный, 2013)

На обширных молодых аккумулятивных поверхностях (лайды, пляжи, осушки и др.) накопление осадков сопровождается их промерзанием и увеличением мощности мерзлых пород. С небольшой глубины отмечается наличие охлажденных пород, линз водоносных песков, содержащих криопэги. Температура пород около 0 °С и высокая минерализация поровой влаги являются факторами, существенно препятствующими глубокому промерзанию. В случае смерзания припайных льдов с донными грунтами на мелководье формируются многолетнемерзлые породы с высокой засоленностью.

Бурением установлено, что в районе полярной станции Марре-Сале максимальную мощность имеют твердомерзлые породы прибрежно-морской равнины – до 90 м, постылаемые отрицательно температурными пластично-мерзлыми породами (Каневский, Стрелецкая, Васильев, 2005). На более молодых геоморфологических уровнях мощность сокращается. На голоценовой лайде она составляет 40 м. Геофизические исследования показали наличие несквозного талика под руслом р. Марре-Яха глубиной до 10 м, очертания которого повторяют рельеф дна (Мельников и др., 2010). Мощность талых пород является максимальной под тальвегом реки.

2.5. Температурный режим и сезонное оттаивание многолетнемерзлых пород

Температурный режим многолетнемерзлых пород формируется под воздействием зональных, региональных и местных условий. Район исследования расположен в одной природно-климатической зоне, что определило относительно слабое воздействие зональности климата на распределение температурного поля в пространстве. Существенное значение при этом оказывают региональные и местные факторы, такие как орографические, геоботанические, литологические, гидрогеологические. Влияние указанных факторов на формирование температурного режима пород является комплексным процессом, что не всегда позволяет достоверно оценить количественный вклад отдельных компонентов.

Одними из ведущих факторов являются орографический и геоботанический, определяющие особенности снегонакопления, влажностного и радиационно-теплового режима подстилающей поверхности. Наблюдения за пространственным распределением снежного покрова вблизи полярной станции Марре-Сале показали, что каждый тип ландшафта характеризуется относительно устойчивым индивидуальным отношением высоты снега по сравнению с метеоплощадкой, расположенной на плоской, возвышенной поверхности террасы (Никитин, Кузякин, 2022). Сравнивая высоту снега на метеоплощадке, определенную по снегомерным рейкам, с ее значениями в конкретном ландшафте, получены коэффициенты снегонакопления, позволяющие оценить закономерности этого процесса на разных участках. Наибольшее значение коэффициента 1,6

отмечено для долин рек, наименьшее 0,8-0,9 – для слабоволнистых водораздельных участков (Васильев и др., 2020; Nikitin, Belova, Vasiliev, 2023).

Влияние геоботанического фактора на температурный режим пород проявляется, главным образом, за счет охлаждающего влияния напочвенных растительных покровов. Наибольшее влияние характерно для участков с моховым покровом, наименьшее – для участков с разреженным лишайниковым покровом (Васильев, Облогов, Широков, 2022). Растительные покровы района исследований оказывают, в целом, слабое влияние на температурный режим верхних горизонтов пород. Многолетние наблюдения за толщиной моховых покровов вблизи полярной станции Марре-Сале и на площадке CALM R3 показали, что среднее увеличение толщины мохового покрова на 3 см в период 2002-2021 гг. может объяснить сокращение максимальной глубины сезонного оттаивания на 7 см за этот период (Oblogov et al., 2023).

Литологический состав пород и их увлажненность имеют взаимосвязь при формировании температурного режима за счет эффекта «температурной сдвижки», составляющей для территории Ямала десятки доли градуса (Геокриология СССР, 1989).

Опубликованные результаты термометрического мониторинга, выполненного преимущественно в 80-90-е гг. в районе метеостанции Марре-Сале, позволили выявить закономерности формирования и динамики среднегодовой температуры пород (Мельников, Крицук, Павлов, 1990; Павлов, 1994). Наиболее высокая температура пород до $-2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ отмечалась в песчано-супесчаных прибрежно-морских и озерно-аллювиальных отложениях (нередко оторфованных) в пределах заболоченных оврагов и хасыреев. Наибольшую площадь занимали участки с температурой пород $-4,0\text{...}-4,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, распространенные на плоских, возвышенных водоразделах морских равнин и на их пологих склонах. Такие участки были увлажнены, нередко заболочены, растительный покров на них – мохово-лишайниковый. Наиболее низкая среднегодовая температура пород до $-7,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ была характерна для возвышенных, дренированных участков морских террас с песчаными раздувами и редким растительным покровом, а также для межхолмовых заболоченных понижений с моховым покровом, сложенных с поверхности торфом.

На глубине 20 м от дна температура пород Приамальского шельфа составляет $-1,3 \dots -1,4$ °С (Дубровин, Крицук, Полякова, 2015). Мерзлая толща в районе стационара является безградиентной, что связано с перестройкой температурных полей после голоценового оптимума.

На участках с температурой пород ниже -5 °С развит устойчивый тип сезонного оттаивания по классификации В.А. Кудрявцева (1978). Для территорий с температурой пород $-2 \dots -5$ °С характерен длительно устойчивый тип оттаивания. При среднегодовой температуре пород выше -2 °С формируется полупереходный тип сезонного оттаивания. По величине амплитуды температуры на поверхности почвы ($13,5-17,0$ °С) сезонное оттаивание соответствует континентальному (Западно-Сибирскому) типу.

Глубина сезонно-талого слоя, несмотря на относительно однородный литологический состав верхней части разреза, меняется в широких пределах, что зависит от условий увлажнения, снегонакопления, температуры пород и типа растительного покрова. Процесс оттаивания наиболее тесно связан с среднесуточной температурой воздуха и происходит преимущественно с начала июня до середины сентября.

Многолетние измерения глубины сезонного оттаивания проводятся на площадке CALM R3 площадью 1 км^2 . В период 1995-2023 гг. глубина оттаивания изменялась от 22 см в заболоченном днище оврага до 185 см в среднеувлажненной тундре на водоразделе морской террасы [Электронный ресурс. URL: <https://www2.gwu.edu>. Дата обращения: 15.10.2025]. Характеристика среднемноголетней глубины оттаивания в различных условиях приводится в таблице 2.1.

Таблица 2.1 – Среднемноголетняя глубина сезонного оттаивания и содержание влаги в растительном покрове и почве различных природных комплексов Западного Ямала (по результатам наблюдений на площадке CALM R3)

Природный комплекс	Состав пород сезонно-талого слоя	Среднемноголетняя глубина СТС (1995-2023 гг.), см	W_{tot} (растительный покров, почва), %
Межхолмовые понижения заболоченные плоскобугристые кустарничково-мохово-лишайниковые	Супеси оторфованные	61	56
Плоские поверхности заболоченные с мохово-лишайниково-кустарничковой растительностью	Пески, супеси	78	61
Слабонаклонные заболоченные кочковатые поверхности с ивово-пушицево-моховой растительностью	Супеси, суглинки	82	47
Плоские слабодренированные полигональные вершинные поверхности с мохово-лишайниковой растительностью	Супеси	91	49
Ровные дренированные поверхности с травяно-кустарничково-лишайниковой растительностью	Пески, супеси	111	40
Лога, овраги, ложбины стока с пушицево-осоково-сфагновыми болотами по днищам и разнотравными ивняками на склонах	Супеси, суглинки, оторфованные	114	44

Природный комплекс	Состав пород сезонно-талого слоя	Среднеголетняя глубина СТС (1995-2023 гг.), см	W_{tot} (растительный покров, почва), %
Плосковершинные пологие холмы с полигональными дренированными бруснично-зеленомошно-лишайниковой растительностью и песчаными раздувами	Пески	124	28
Плоскобугристые поверхности средней увлажненности с лишайниково-кустарничковой растительностью	Пески, супеси	148	15

Динамика сезонного оттаивания в регионе исследовалась на стационаре Марре-Сале (Мельников, Крицук, Павлов, 1990). Определено, что на участках, сложенных минеральными грунтами, за первую четверть теплого периода, оттаивание до 50 % мощности слоя, к середине лета – до 75 %. При наличии торфяных или оторфованных горизонтов темпы оттаивания несколько ниже и составляет до 30 и 65 % от общей мощности слоя за аналогичные периоды. Облогов Г.Е. с соавторами (2023) приводит оценки изменений средней по региону Западный Ямал глубины сезонного оттаивания. По данным полевых наблюдений на ключевых участках и площадке CALM R3, за период 1978-2021 гг. глубина сезонного оттаивания увеличилась с 87 до 101 см. Наиболее значимые изменения характерны для хорошо дренированных плоских полигональных поверхностей и полигональных торфяников на морских террасах (0,34 см/год и 0,22 см/год соответственно), наименее выраженные изменения – на возвышенных песчаных раздувах (до 0,75 см/год).

2.6. Криогенное строение и льдистость многолетнемерзлых пород

Совокупность процессов осадконакопления, режима промерзания и оттаивания дисперсных пород при изменении их температуры и влажности повлияли на формирование двух генетических типов мерзлых пород – эпигенетического и сингенетического (Дубиков, 2002). Льдистость пород, типы подземных льдов и закономерности их распределения в пространстве и по глубине существенно различаются в зависимости от состава и генезиса пород, условий литификации, водонасыщения и промерзания.

В морских и аллювиально-морских песках встречается в основном массивная криогенная текстура, льдистость достигает 0,20-0,35 д.е. Для морских, аллювиально-морских, аллювиальных и озерных супесей характерны слоистые, линзовидные, реже неполносетчатые криогенные текстуры. Льдистость отложений составляет 0,3-0,6 д.е. Средняя толщина шлиров льда достигает 5-7 мм, шлиры чередуются в разрезе через 0,5-1 см (Дубиков, Васильчук, Трофимов, 1989).

В целом, современные отложения на аккумулятивных поверхностях промерзают сингенетически, что обуславливает их высокую льдистость до 0,4-0,6 д.е., слоистые и слоисто-сетчатые криогенные текстуры в суглинках и супесях, массивные – в песках.

В озерных отложениях, льдистость которых составляет 0,3-0,5 д.е., с высоким содержанием органики отмечается косослоистая или линзовидно-слоистая текстура. Толщина шлиров льда составляет от 0,1 до 1 см, ширина минеральных прослоев достигает 10 см (Трофимов, Баду, Дубиков, 1980).

Аллювиально-морские и морские суглинисто-глинистые отложения характеризуются высокой льдистостью до 0,5-0,6 д.е. Отмечаются преимущественно слоистые криогенные текстуры с толщиной шлиров до 3-5 мм. В отдельных разрезах отмечены слоисто-сетчатые и сетчатые текстуры с толщиной шлиров до 6-8 мм с шириной между ними до 10-15 мм (Грива, 2005).

В сильнольдистых торфах не отмечается четкой вертикальной дифференциации криогенных текстур. Льдистость отложений составляет до 1,0-2,0 д.е. На подошве сезонно-талого слоя отмечаются отдельные прослои и линзы льда толщиной до 3 см и длиной до 10-15 см (Грива, 2005).

Наибольшей льдистостью обладают супеси и пески голоценовой поймы, лайды и суглинки поздненеоплейстоценовых морских террас. Континентальные и прибрежно-морские песчано-супесчаные отложения характеризуются более низким значением показателя. Делювиально-солифлюкционные супесчано-суглинистые отложения промерзают в настоящее время по сингенетическому типу и имеют льдистость до 0,2-0,4 д.е. Прослой льда толщиной 0,1-2,5 см образуют атакситовую, сетчатую криогенные текстуры.

Высокая льдистость сингенетической толщи зависит от большого количества сегрегационного льда, льда-цемента и полигонально-жильных льдов. Для поздненеоплейстоценовой эпигенетической толщи характерна невысокая льдистость – около 0,3 д.е. Характеристика влажности поздненеоплейстоцен-голоценовых отложений в районе Марре-Сале приводится в таблице 2.2.

Таблица 2.2 – Суммарная влажность, генетический тип и мощность мерзлых толщ в районе полярной станции Марре-Сале (Каневский, Стрелецкая, Васильев, 2005)

Стратиграфо-генетический комплекс	Генетический тип мерзлых толщ	Мощность, м	Состав	W_{tot} , %*
Аллювиально-морские отложения современной лайды (<i>amIV</i>)	Сингенетический	до 2	Супеси	<u>89-149</u>
				116
				<u>53-58</u>
Аллювиально-морские и озерно-болотные отложения позднеплейстоцен-голоценовые (<i>amIII₃ – IV, lbIII₃ – IV</i>)	Сингенетический	до 5-7	Пески и супеси	<u>33-84</u>
				55
				<u>23-33</u>
			Суглинки	26
				<u>30-50</u>
				39
Суглинки	<u>55-124</u>			
	91			
				68

Стратиграфо-генетический комплекс	Генетический тип мерзлых толщ	Мощность, м	Состав	W_{tot} , %*
	Сингенетический	до 3-4	Пески и супеси	$\frac{22-25}{24}$
			Эпигенетический	до 10-15
	Суглинки	$\frac{28-32}{30}$		
	Морские и прибрежно-морские плейстоценовые отложения $mIII_1$	Эпигенетический	до 20	Глины и суглинки
$\frac{22-36}{29}$				
$\frac{29-49}{39}$				
Пески и супеси				$\frac{14-30}{27}$
Сингенетический		до 10	Глины и суглинки	$\frac{36-43}{39}$
				$\frac{36-56}{47}$
	Пески и супеси		$\frac{28}{28}$	

* В числителе – диапазон значений, в знаменателе – среднее значение.

Характерной особенностью многолетнемерзлых пород Западного Ямала является наличие природных подземных льдов, образующих крупные залежи, неравномерно распределенные по территории. Основная их часть приурочена в основном к верхним горизонтам мерзлых пород до глубины 25-30 м. Залежи

подземных льдов встречены в разрезах всех стратиграфо-генетических комплексов плейстоцен-голоценового возраста.

2.7. Мерзлотные процессы и явления

В преобразовании поверхности и формировании рельефа основное значение имеют геологические криогенные процессы. На Западном Ямале широко распространены мерзлотные процессы, происходящие в слое сезонного оттаивания, интенсивность которых сокращается при уменьшении мощности этого слоя или повышении его среднегодовой температуры (Трофимов, 1977). Сложность морфологии рельефа обусловлена последовательным воздействием нескольких процессов.

Солифлюкционному течению в наибольшей степени подвержены сильнольдистые супесчано-суглинистые отложения, слагающие крутые склоны, так как их влажность при оттаивании выше, чем песчаных. Причиной течения может являться повышение температуры воздуха (особенно в теплый период), нарушение растительного покрова, что ведет к увеличению глубины сезонного оттаивания. Склоны большой крутизны (более 10°) отличаются мелкоступенчатой поверхностью. При крутизне более 20° часто происходит гравитационный отрыв грунтовых блоков и их оползание к подножью (рисунок 2.15).



Рисунок 2.15 – Солифлюкционное течение на склоне I морской террасы, вскрывшее залежь пластового льда вблизи полярной станции Марре-Сале (фото автора)

Морозобойное растрескивание пород развито практически на всех геоморфологических уровнях и представляет собой результат температурных изменений и связанных с ними напряжений в грунтах. Морозобойное растрескивание – основная причина возникновения морозобойных трещин и условие для формирования полигонально-жильных льдов (Романовский, 1977).

Криогенное пучение грунтов наиболее активно проявляется на хорошо увлажненных, обводненных участках всех геоморфологических уровней, сложенных преимущественно супесями, суглинками. Неравномерное сезонное пучение ведет к формированию плоских невысоких бугров и поднятий. Многолетнее пучение приводит к формированию более выраженных форм рельефа – инъекционно-сегрегационных минеральных и торфяно-минеральных бугров, гряд, реже – инъекционных бугров. Бугры сложены сильнольдистыми глинами, супесями с наличием ледяного или льдогрунтового тела.

Широкое распространение сильнольдистых пород влияет на значительное развитие термокарста, характерного для террасовых водоразделов и пойм. Основная причина процесса – изменение термического состояния мерзлых пород, что ведет к увеличению глубины сезонного оттаивания, таянию льда и осадке поверхности. Таяние жильных льдов и последующая термоэрозия по образовавшимся рытвинам приводят к широкому развитию овражно-балочной сети и озер разных размеров. Наиболее активно термокарст проявляется при вытаивании сингенетических полигонально-жильных льдов в позднеплейстоценовых и голоценовых отложениях поймы, лайды и морских террас (рисунок 2.16).



Рисунок 2.16 – Термокарстовое озеро на поверхности II морской террасы, заложенное по сети ПЖЛ вблизи полярной станции Марре-Сале (фото автора)

Интенсивность процесса сокращается от молодых поверхностей к более древним, что связано с большей влажностью низких аккумулятивных участков, меньшей глубиной залегания жильных и пластовых льдов и более высокими значениями температуры пород.

Термоэрозия и термоабразия связаны с тепловым и механическим воздействием поверхностных вод на многолетнемерзлые породы. Проявление термоэрозии характерно для склонов разной крутизны в виде врезов, канав, оврагов. Широкое развитие процесса связано с близостью базиса эрозии, сплошным распространением льдистых пород, небольшой высотой растительного покрова на большинстве территории.

Термоабразия проявляется на озерных, речных и морских берегах в виде водоприбойных ниш, приводящих к обрушению берегов в виде отдельных блоков (рисунок 2.17).



Рисунок 2.17 – Термоабразионный берег озера близ полярной станции Марре-Сале (фото автора)

Существенно скорость процесса зависит от состава пород, слагающих берег. Песчаные сильнольdistые берега с наличием полигонально-жильных, пластовых льдов размываются активнее суглинистых, торфяных, несмотря на большую льdistость последних.

2.8. Засоленность пород

Засоленные мерзлые породы территории исследования – это четвертичные отложения различных генетических типов, в основном морского и прибрежно-морского (Трофимов, 1977; Дубиков, 1986; Дубиков, Иванова, 1987; Дубиков, Иванова, 1989). Обобщение многолетних результатов геохимических исследований на основе их статистической обработки по районам и отложениям различного состава и генезиса, выполненных преимущественно для верхних горизонтов мерзлых толщ, позволило Дубикову Г.И. и Ивановой Н.В. впервые при мерзлотном картировании разработать Карту засоленности мерзлых грунтов Западной Сибири (Дубиков, Иванова, 1991). Карта основана на выделении степени засоления основных геолого-генетических комплексов, распространенных на севере Западной Сибири. Карта является обобщением основных закономерностей изменений состава и распространения по площади легкорастворимых солей. Южная граница

сплошного распространения засоленных мерзлых пород проходит примерно по широте устья р. Байдараты – пос. Новый Порт. Южнее границы выделяются незасоленные морские позднеплейстоценовые отложения, подвергшиеся выщелачиванию при оттаивании в период голоценового климатического оптимума до глубины 50-100 м. Наибольшие значения засоленности отмечаются в глинистых грунтах с малой льдистостью. Соотношение основных ионов в химическом составе поровых вод и водных вытяжек аналогично тому, что наблюдается в морской воде и современных морских осадках. Совокупность приведенных данных доказывает первичную седиментационную засоленность плейстоценовых морских и прибрежно-морских осадков, что связано с периодом осадконакопления в морском бассейне (Дубиков, Иванова, 1989).

Общие закономерности изменения засоленности и состава поровых вод в четвертичных морских и прибрежно-морских отложениях полуострова, выделенные по карте, заключаются в следующем:

1. Засоленность с севера на юг уменьшается с 0,5-2,5 % до 0,2-0,5 %. Глинистые породы способны содержать солей на порядок больше, чем песчаные, что связано со способностью глинистых частиц в большей степени сохранять первичную седиментационную засоленность.

2. В том же направлении изменяется ионно-солевой состав – с хлоридно-натриевого до сульфатно-гидрокарбонатно-натриевого, что связано не только с увеличением количества сульфатов и гидрокарбонатов, но и с сокращением концентрации хлора из-за рассоления. На территории сплошного распространения засоленных грунтов хлориды составляют более 90 % от общего количества солей.

3. Отмечены общие признаки в составе поровых вод и водных вытяжек как в плейстоценовых морских, прибрежно-морских осадках, так и в современных морских отложениях лайд, пляжей, что отражает схожие условия их накопления о засоления.

4. Континентальные отложения в целом характеризуются гидрокарбонатно-натриевым составом, кроме устьевых участков крупных рек, особенно на западном побережье полуострова, где в формировании химического состава аллювия могут участвовать морские воды в ходе приливов-отливов.

Закономерности формирования современных мерзлых отложения в береговой зоне описаны в работе Григорьева Н.Ф. (1987). На формирование молодых переувлажненных, сильнольдистых мерзлых осадков влияет глубина моря и толщина льда, что определяет продолжительность и глубину промерзания. На западно-ямальском побережье при толщине льда более 1 м сезонно-мерзлый слой оттаивает в теплый период. При минимальной толщине льда до 0,5 м может формироваться мерзлый перелеток, мощность которого постепенно увеличивается в ходе дальнейшего промерзания и аккумуляции наносов. Промерзающие сверху породы, насыщенные водой, имеют наибольшую засоленность до 2-2,5 % (Брушков, 1998; Дубиков, 2002; Буданцева и др., 2006). При продолжающихся колебаниях уровня моря, изменениях температурного режима и условий осадконакопления, дополнительного промерзания снизу формируются наблюдаемые особенности в распределении солей по разрезу.

Для территории Западного Ямала, как и для всего полуострова, характерно уменьшение степени засоления отложений в зависимости от их возраста. Наибольшее засоление характерно для морских, аллювиально-морских голоценовых отложений лайд и приустьевых участков речных долин (Трофимов и др., 1975; Дубиков и др., 1999). Влияние морской воды на засоление аллювия в результате приливно-нагонных явлений может осуществляться на расстоянии до нескольких десятков километров вверх по течению (Дубиков, 2002). Наиболее пестрое распределение солей по площади и разрезу отмечается для береговых, переходных участков «суша-море» (Дубиков и др., 1999; Ривкин, Иванова, Кузнецова, 2007).

Наиболее детальные исследования засоленных грунтов были выполнены на территории Бованенковского НГКМ, расположенного немного севернее района исследований. Засоление пород отмечено до глубины более 300 м, то есть в мерзлых и охлажденных породах (Дубиков, Иванова, 1987). Состав поровых растворов плейстоценовых пород морского и континентального генезиса преимущественно хлоридно-натриевый, засоленность достигает, в среднем, 1,5 % (Дубиков, Иванова, Стрелецкая, 1996; Баду, Подборный, 2013). Распределение легкорастворимых солей по разрезу определяется литологическим составом грунтов, фациальными условиями накопления, особенностями перераспределения поровых растворов при промерзании, результатами процессов криогенного метаморфизма, особенно

криогенного концентрирования. Наибольшее среднее содержание солей характерно для среднеплейстоценовых глин, слагающих цоколи морских террас. В позднеплейстоценовых прибрежно-морских и морских отложениях засоленность меньше в 2-2,5 раза (Дубиков, Иванова, 1989; Дубиков, 2002).

Породы сезонно-талого морского генезиса значительно рассолены, в растворах преобладают гидрокарбонаты и сульфаты. В слое годовых теплооборотов наблюдается увеличение концентрации солей с глубиной в 1,5-2 раза, что связано как с увеличением количества глинистых частиц по разрезу, так и с перераспределением солей в ходе субэврального промерзания (Крицук, 2010; Баду, Подборный, 2013). Ниже 20-30 м резких изменений в содержании солей не обнаруживается, вариабельность засоленности определяется литологическим составом пород.

Континентальные отложения преимущественно слабозасоленные или незасоленные. Наибольшая изменчивость засоленности континентальных отложений по площади и по разрезу отмечается в пределах речных долин, где процессы засоления и рассоления пород происходят при разнонаправленном влиянии пресных и морских вод, особенно в приустьевых зонах (Дубиков и др., 1999; Фотиев, 2009). Вверх по течению состав растворов заметно сменяется с хлоридного на гидрокарбонатный. В целом засоленность аллювиальных отложения ниже, чем морских, слагающих водоразделы.

Озерные позднеплейстоцен-голоценовые отложения незасоленные, редко слабозасоленные. Содержание солей в песках достигает 0,1 %, в глинах – 0,2 % (Дубиков, Иванова, Стрелецкая, 1996). Состав растворов в основном сульфатный, хлоридно-сульфатный. Так как озерные отложения залегают на морских, то по разрезу отмечается заметное увеличение засоленности и преобладание сульфатно-хлоридного состава растворов. При промерзании таликов после спуска озер могут формироваться отдельные горизонты и песчано-супесчаные прослои с повышенной засоленностью пород относительно фоновых значений в озерных отложениях.

Молодые делювиально-солифлюкционные отложения преимущественно голоценового возраста содержат незначительное количество солей, в среднем до 0,2 % (Баду, Подборный, 2013). В зависимости от возраста отложений может наблюдаться изменчивость засоленности по разрезу. В основании пологих склонов

террас могут залегать отложения до 2,5-3 м мощности, сформированные в ходе многочисленных циклов делювиально-солифлюкционного течения. Такие отложения полностью рассолены и характеризуются гидрокарбонатно-натриевым составом растворов. В маломощных, недавно образованных отложениях могут преобладать ионы хлора и натрия, засоленность составлять до 0,3 % (Дубиков, Иванова, Стрелецкая, 1996).

2.9. Гидрогеологические условия

Территория исследования расположена в пределах Западно-Сибирского артезианского бассейна. По соотношению с криогенным водоупором выделяются подземные воды надмерзлотные, межмерзлотные и внутримерзлотные (Фотиев, 1999).

Надмерзлотные воды сезонно-талого слоя существуют около 4 месяцев в году, примерно с начала июня до конца сентября. Залегают на глубине 0,1-2,0 м. Имеют сплошное распространение на всех геоморфологических уровнях. Воды безнапорные, источник питания – атмосферные осадки, подземные льды. Надмерзлотные воды слабоминерализованы, до 0,2-0,3 г/л, по химическому составу – гидрокарбонатно-кальциевые, гидрокарбонатно-натриево-кальциевые (Фотиев, 1999).

Несквозные радиационно-тепловые и гидрогенные талики, развитые в низовьях крупных рек и под озерами, часто имеют ярусное строение мощностью от первых метров до 20-30 м. Водовмещающие отложения – позднеплейстоценовые, голоценовые аллювиальные и аллювиально-морские отложения. В верхнем ярусе породы содержат положительную среднегодовую температуру, воды гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые с минерализацией до 3 г/л. В нижнем ярусе при отрицательной температуре пород минерализация вод достигает 10 г/л. В низовьях крупных рек в зоне действия приливно-отливных течений минерализация может быть увеличена до 20-25 г/л и более (Трофимов и др., 1975; Крицук, 2010).

Внутримерзлотные воды представлены высокоминерализованными криопэгами, вскрытыми на глубинах от нескольких метров до 200 м в виде изолированных линз разной мощности (Трофимов и др., 1973; Стрелецкая, 1991; Дубиков, 2002). По разрезу может быть расположено несколько линз, но с разной

минерализацией и напором. Мощность слоев с криопэгами достигает 10 м (реже до 20 м), размеры в плане до 500 м. Наибольшее количество таких линз приурочено к верхним горизонтам мерзлой толщи – до глубины 40-50 м (Васильчук, Буданцева, 2006; Паренкина, Подборный, 2013). Чаще всего криопэги отмечены в аллювии пойм, реже в морских отложениях террас. Актуальность изучения формирования и существования криопэгов связана не только с геологической историей региона в плейстоцен-голоцене, но и с особенностями геофизиологических условий в этот период (Фотиев, 2009).

Формирование криопэгов происходило при дифференциации солей по разрезу и формировании рассолов в ходе промерзания водонасыщенных морских и прибрежно-морских песчано-супесчаных отложений как в субаквальных, так и в субаэральных условиях (Трофимов и др., 1975; Дубиков и др., 1999).

Минерализация криопэгов не отличается постоянством по площади и по разрезу и достигает 150-200 г/л, что зависит как от условий их формирования, так и от среднегодовой температуры вмещающих отложений (Стрелецкая, 1991; Дубиков, 2002). Химический состав солей в криопэгах – хлоридно-натриевый, на эти ионы приходится до 90 % от общей массы солей. Соотношение жидкой и твердой фазы, особенности химического состава в криопэгах, расположенных в слое годовых теплооборотов, существенно определяются изменчивостью поверхностных термовлажностных условий. Глубокозалегающие криопэги ниже слоя годовых теплооборотов находятся в относительно стабильном химическом и термобарическом состоянии, однако изменение этих условий, например, от хозяйственной деятельности, может существенно изменить свойства криопэгов.

Криопэги в песчано-супесчаных аллювиальных отложениях отмечены на заболоченных, обводненных поверхностях, в пределах небольших спущенных старичных озер. Породы высокотемпературные, среднегодовая температура не ниже $-2,0 \dots -3,0$ °С. Минерализация рассолов 35-50 г/л (Паренкина, Подборный, 2013). Ее более высокие значения до 90 г/л отмечены на речных косах, обводненных протоках, где дополнительное засоление идет за счет нагонов морских вод вверх по течению рек. Минерализация может увеличиться до 80-100 г/л при промерзании слабозасоленных песчано-супесчаных аллювиальных и аллювиально-морских отложений в подозерных таликах со среднегодовой температурой до $-4 \dots -5$ °С

(Дубиков, Иванова, Стрелецкая, 1996; Фотиев, 1999). На побережье Байдарацкой губы ландшафтно-индикационных признаков наличия криопэггов в разрезе лайд и пляжей не выявлено (Природные условия..., 1997). Косвенным признаком может являться высокая температура мерзлых грунтов относительно фоновых значений.

В засоленных грунтах морских террас криопэги встречены на разных глубинах и приурочены к основаниям пологих склонов, днищам оврагов, хасыреям, есть к участкам повышенной относительно водоразделов температуры пород. В глинистых и песчано-глинистых отложениях морских террас криопэги залегают на глубине 3-15 м, то есть преимущественно в слое годовых теплооборотов. Минерализация растворов меняется в широких пределах от 10 до 120 г/л (Дубиков, Иванова, Стрелецкая, 1996; Дубиков и др., 1999).

Подмерзлотные воды залегают как под реликтовой мерзлой толщей, так и под современными многолетнемерзлыми породами. В первом случае водовмещающими породами являются палеоген-плейстоценовые отложения морского генезиса, во втором случае – голоценовые морские и прибрежно-морские. Подмерзлотные воды под современными многолетнемерзлыми отложениями характеризуются повышенной минерализацией до 100-150 г/л, нередко напорные (Фотиев, 1978).

Выводы в главе 2

Территорией исследования является Западный Ямал, расположенный в пределах Западно-Сибирской плиты, на границе двух структур платформенного чехла I порядка – Нурминского мегавала и Байдарацкого мегапрогиба. Рельеф представляет собой плоско-волнистую террасовидную аккумулятивную поверхность. Территория исследования, сформированная преимущественно в позднем неоплейстоцене, в настоящее время подвергается воздействию экзогенных процессов.

Охарактеризованы геокриологические условия района исследования. Верхние горизонты мерзлой толщи в слое годовых теплооборотов сложены плейстоцен-голоценовыми породами морского и прибрежно-морского генезиса. Менее распространены современные аллювиальные и аллювиально-морские отложения. Локально в верхней части разреза залегают озерные, делювиально-солифлюкционные, биогенные и эоловые отложения. Разрез плоских морских террас, образующих ступенчатый рельеф, имеет преимущественно двухслойное строение. В нижней части толщи преобладают песчаные породы морского генезиса, залегающие на денудированных салехардских отложениях. В верхней части залегают континентальные отложения озерного, биогенного, аллювиального, эолового, делювиально-солифлюкционного генезиса. На побережье распространены голоценовые морские и аллювиально-морские отложения песчано-супесчаного состава с чередованием по разрезу мерзлых и охлажденных пород с линзами криопэгов.

Западный Ямал расположен в субарктическом поясе с отрицательной среднегодовой температурой воздуха. Ее значения в 1961-1990 гг. составили $-8,4$ °С. В 2020 г. ее значение превысило норму на $5,9$ °С. С начала 70-х гг. на Западном Ямале заметна общая тенденция изменения климата с тенденцией к потеплению.

Регион расположен в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород, в разрезе которых отмечены подрусловые талики. Под мерзлыми породами залегают охлажденные, имеющие отрицательную температуру. Температура мерзлых пород на подошве слоя годовых теплооборотов находится в пределах $-2,0...-6,0$ °С. Наиболее высокая температура характерна для льдистых песчаных отложений в заболоченных днищах логов, хасыреев. Низкая температура отмечается

в оторфованных песках, супесях в межхолмовых понижениях, на плосковершинных холмах и песчаных раздувах морских террас. Глубина сезонного оттаивания в 1995-2023 гг. изменялась от 22 см в заболоченном днище оврага до 185 см на плоской водораздельной поверхности морской террасы. Последовательное воздействие комплекса мерзлотных процессов обуславливают сложность морфологии рельефа и специфику геокриологических условий.

Основные особенности распределения подземного льда по разрезу заключаются в следующем: в песчаных породах отмечено высокое содержание льда-цемента и развитие тонкослоистых текстур; в глинистых породах льдистость высокая, преобладают слоистые, сетчато-слоистые и сетчатые криогенные текстуры; отмечено неравномерное распределение криогенных текстур по глубине, связанное с условиями осадконакопления, чередования циклов промерзания-оттаивания, направленности и интенсивности перемещения влаги и солей по разрезу.

Для территории Западного Ямала с распространением засоленных пород характерно уменьшение степени засоления отложений в зависимости от их возраста. Наибольшее засоление характерно для морских, аллювиально-морских голоценовых отложений лайд и приустьевых участков речных долин. Распределение легкорастворимых солей по разрезу определяется литологическим составом грунтов, фациальными условиями накопления, особенностями перераспределения поровых растворов при промерзании, результатами процессов криогенного метаморфизма, особенно криогенного концентрирования.

Территория исследования расположена в пределах Западно-Сибирского артезианского бассейна. Слабоминерализованные надмерзлотные воды сезонно-талого слоя и несквозных таликов залегают на глубине от первых метров до 30 м. Внутримерзлотные высокоминерализованные воды представлены линзами криопэггов. Подмерзлотные воды залегают как под реликтовой мерзлой толщей, так и под современными многолетнемерзлыми породами.

Глава 3. Методика экспериментальных исследований и прогноза температурного режима незасоленных и засоленных пород с учетом изменения климата

3.1 Выбор площадок для расположения термометрических скважин

При выборе участков расположения термометрических скважин использованы методика ландшафтно-геокриологического районирования. Подход предполагает выделение наиболее типичных для данной территории природно-территориальных комплексов (ПТК) и выполнение тематических исследований по необходимой методике. Метод основан на том, что многолетнемерзлые породы имеют тесные прямые и обратные связи с различными компонентами ландшафтов, которые могут быть классифицированы. Природные-территориальные комплексы рассматриваются как результат совместного взаимодействия литосферы (стратиграфо-генетических, фациальных комплексов пород) с другими природными сферами (атмосферой, гидросферой и др.). Для каждого выделенного ПТК отмечается набор специфических геокриологических, инженерно-геологических характеристик, которые могут быть определены с привлечением комплекса методов. Для целей мониторинга выбранный подход позволяет проводить количественный прогноз изменений геокриологических условий как для ненарушенных участках, так и для техногенно-осваиваемых территорий. Основное значение при прогнозе геокриологических условий имеет выделение рядов природных комплексов различных рангов.

В главе 2.1 перечислены критерии выделения региона Западный Ямал для целей геокриологического прогноза в рамках данной работы. Основное внимание было уделено региональным факторам, определяющим общие черты строения и мощности мерзлых толщ, характер и интенсивность экзогенных геологических процессов. В данной главе рассмотрим методику и признаки выделения природно-территориальных комплексов более низкого ранга.

Сочетание генетических типов рельефа совместно с геолого-геоморфологическими особенностями территории и поверхностных отложений формируют провинции и подпровинции. Провинции представляют собой выровненные поверхности, верхняя часть разреза которых сложена дисперсными

отложениями различного генезиса. Провинции подразделяются на плоские, возвышенные водоразделы и широкие, низменные речные долины, лайды, пляжи.

Провинции водоразделов располагаются преимущественно в центральной части региона и занимают возвышенное орографическое положение. Верхние горизонты многолетнемерзлых пород представлены песчаными, супесчано-суглинистыми засоленными отложениями морского и прибрежно-морского генезиса. На основе геолого-геоморфологического строения и комплекса современных экзогенных геологических процессов в провинции выделены следующие подпровинции:

1. Водораздельные поверхности морских террас и прибрежно-морской равнины.
2. Склоны разной степени крутизны.
3. Днища овражной-балочной сети.
4. Долины малых водотоков.
5. Днища хасыреев.

Провинции речных долин, лайд, пляжей занимают низменное орографическое положение. Современный облик провинции сформирован, главным образом, эрозионным воздействием водотоков и приливно-нагонной деятельностью моря в позднем плейстоцене, голоцене. Поверхности выделенной провинции сложены морскими, прибрежно-морскими, аккумулятивно-морскими, аккумулятивными песчано-супесчаными засоленными отложениями с линзами криопэггов. На основе геолого-геоморфологического строения и комплекса современных экзогенных геологических процессов в провинции выделены следующие подпровинции:

1. Речные долины, сложенные аллювиальными, аллювиально-морскими отложениями.
2. Лайды, пляжи, сложенные морскими, прибрежно-морскими отложениями.

Отметим ограниченное распространение речных террас в рассматриваемом регионе, что связано условиями их формирования в каргинско-сартанское время при регрессии полярного бассейна и преобладании глубинной эрозии над боковой. Отдельные массивы террас, локально сформированные в долинах, в период голоценового климатического оптимума могли быть значительно переработаны комплексом термоденудационных процессов.

В пределах подзоны типичной тундры Западного Ямала на основе характера микрорельефа, сочетания растительных сообществ обособляются природно-территориальные комплексы, в пределах которых отмечается общность мерзлотно-грунтовых, климатических, термовлажностных условий, доминирующий тип экзогенных процессов. В качестве выделенных единиц типологической классификации нижнего ранга автор использует опубликованные результаты работ института ВСЕГИНГЕО, полученные в рамках региональных инженерно-геологических исследований в Западной Сибири для целей картирования и прогноза (Ландшафты криолитозоны..., 1983). Выделенные комплексы (урочища) приурочены к мезоформе рельефа или ее части, сложенной породами определенного литолого-фациального комплекса, для которых характерен отличительный тип термовлажностного режима, микрорельеф и доминирующий вид экзогенных геологических процессов.

На выделенных участках организован геокриологический мониторинг, в котором принимал участие автор в течение 4 полевых сезонов. Наблюдения проводятся на стационаре вблизи полярной станции Марре-Сале на побережье Карского моря. Стационар основан институтом ВСЕГИНГЕО в 1978 г. С конца 90-х гг. мониторинг геологической среды в регионе с акцентом на геокриологические условия осуществляется специалистами ФГБУ «Гидроспецгеология» и Институтом криосферы Земли. Основными целями мониторинга являются наблюдение, оценка и прогноз изменений мерзлотных условий на основе комплекса методов режимных наблюдений, лабораторных и геофизических исследований, аналитического и численного моделирования, осуществляемых на фоне наблюдаемых и ожидаемых климатических колебаний.

Программа мониторинга обладает комплексностью и предполагает использование полевых, дистанционных и лабораторных методов. В полевых условиях проводится ландшафтно-мерзлотное районирование, выбор ключевых участков и опытных площадок для детальных наблюдений, бурение и обустройство термометрических скважин, исследование пластовых и полигонально-жильных льдов в береговых обнажениях морских террас, наблюдения за активностью проявления геокриологических процессов. Дистанционные (аэрокосмосъемка,

геолокация) и лабораторные методы исследования грунтов используют результаты полевых исследований и дополняют их.

В равнинной криолитозоне отмечается соответствие между типами природно-территориальных комплексов в ранге урочищ и особенностями формирования температурного режима, сезонного оттаивания и промерзания горных пород (Кудрявцев и др., 1978; Ландшафты криолитозоны..., 1983). Поэтому объектом геокриологического мониторинга являются мерзлые породы в природно-территориальных комплексах типичной зоны тундры. Характеристика объектов мониторинга на основе исследований автора и опубликованных материалов (Ландшафты криолитозоны..., 1983; Мельников, Крицук, Павлов, 1990; Природные условия..., 1997; Дубровин, Крицук, 2011; Васильев и др., 2020; Malkova et al., 2022) представлена в таблице 3.1.

Таблица 3.1 – Характеристика площадок многолетних термометрических наблюдений

Площадка	Геоморфологический уровень	Положение в рельефе	Литологический состав грунтов	СТС, м	Температура ММП, °С	Растительность	Микрорельеф	Условия увлажнения поверхности	Экзогенный геологический процесс
1	II морская терраса, $mIII_{2-3}$	Горизонтальная, слабонаклонная незродированная поверхность II морской террасы	До глубины 5 м супеси, суглинки льдистые, ниже пески слабольдистые	1,1-1,2	-3,5...-4,0	Травяно-кустарничковая, лишайниковая	Ровный	Увлажненная	Термокарст
3		Слабонаклонная поверхность II морской террасы, расчлененная полосами стока, логами	Супеси, суглинки с линзами песков, до глубины 4 м сильнольдистые, ниже льдистые, слабольдистые	0,7-0,9	-4,5...-5,0	Осоково-моховая, лишайниковая	Мелкокочковатый	Слабодренированная	Сезонное пучение, растущие ледяные жилы
6		Склон II морской террасы, слабонаклонный	Пески с прослоями супесей слабольдистые	1,2-1,4	-4,0...-4,5	Зеленомошно-лишайниковая	Полигональный	Дренированная	Морозобойное растрескивание
17		Горизонтальная или плоско-выпуклая поверхность II морской террасы	До глубины 2 м торф, ниже пески оторфованные	0,5-0,7	-3,5...-4,5	Михово-лишайниковая, кустарничковая	Плоскобугристый	Заболоченная	Заболачивание
43	III морская терраса, $mIII_{3-4}$	Слабовогнутая поверхность III морской террасы	Пески, супеси с прослоями суглинков, до глубины 4 м льдистые, реже сильнольдистые, ниже слабольдистые	1,4-1,6	-3,0...-4,0	Лишайниковая	Ровный с котловинами выдувания	Средняя увлажненность	Дефляция

3.2. Оборудование термометрических скважин и методика проведения термометрии

Измерения температуры пород, выполненные автором в составе полевого отряда Института криосферы Земли в ходе 4 полевых сезонов на Западном Ямале, производились в термометрических скважинах глубиной до 12 м. В пределах слоя сезонного оттаивания-промерзания и глубже на 1 м скважина защищена обсадной трубой, верхняя часть которой заполнена теплоизоляционным материалом – торфом, пенным утеплителем. Для предотвращения попадания посторонних предметов и осадков предусмотрена герметичная крышка. До начала термометрических наблюдений проведена опытная оценка времени «выстойки» скважины, определяемого максимальным периодом стабилизации температуры на разных глубинах (Крицук, 1977).

В 80-е гг. регулярные измерения температуры грунтов с точностью $\pm 0,1$ °C проводились с помощью метеорологических ртутных «заленивленных» термометров. Перед спуском термометров в скважину проверялась ее рабочая глубина и отсутствие в ней воды, снега или посторонних предметов. После спуска термометр закрепляли во входном отверстии скважины и оставляли на период выдержки. По истечении периода выдержки термометры извлекались так, чтобы предотвратить попадание на них прямых солнечных лучей. Полученные данные в полевых условиях сравнивались между собой или с показаниями прошлых лет, при аномальных отклонениях измерения повторялись. Снятие показаний производилось минимальным количеством человек, чтобы избежать нарушений растительного и снежного покрова на опытной площадке. В камеральных условиях в показания термометров вносилась инструментальная поправка, выявленная во время последней поверки.

В настоящее время проводятся круглогодичные измерения температуры мерзлых пород с использованием автоматизированных датчиков для определения и хранения данных. Проведение термометрических наблюдений выполняется с учетом протокола международного проекта GTN-P (Global Terrestrial Network for Permafrost) (Biskaborn et al., 2015).

3.3. Методика и программный продукт для математического моделирования динамики температурного режима

3.3.1. Постановка задачи

Для реализации прогноза динамики температурного режима пород решается тепловая задача типа Стефана, являющаяся классическим описанием теплообмена с учетом фазовых переходов. Описание математической формулировки для решения задачи численными методами, представленное в данной главе, основано на обобщающих работах Рубинштейна Л.И. (1967), Кудрявцева В.А. (1978), Гречищева С.Е. (1984), Комарова И.А. (2003, 2025).

Краевая задача типа Стефана для параболических уравнений с коэффициентами, терпящими разрыв на подвижных границах раздела фаз, служит математической моделью процесса переноса энергии в средах с фазовыми переходами. Необходимо решить нестационарную задачу, в которой фазовый переход происходит в протяженной области, то есть в спектре значений температуры, основанном на экспериментальной зависимости содержания незамерзшей воды от температуры. Расчетная область представляет собой двухфазную среду, то есть с одной подвижной границей раздела фаз (Лыков, 1967). Задача является нелинейной и не имеет не только точных, но и приближенных аналитических решений. Нелинейность обусловлена наличием подвижных границ раздела фаз, то есть переменной областью интегрирования.

Массив горных пород рассматривается в качестве термодинамической системы, которая имеет слоистую структуру и состоит из сухого скелета и воды. Она может находиться в жидком или твердом состояниях. Скелет грунта не испытывает фазовых переходов. Используется гипотеза об однородности и изотропности каждого выделенного слоя горных пород.

Теплоперенос в пределах расчетной области осуществляется только за счет теплопроводности, то есть при расчете температурного поля массообменные процессы не учитываются. Фазовые переходы происходят в диапазоне отрицательных значений температуры, без изменения начальной влажности и объема.

Динамика температурного поля $t(x, y, \tau)$ во времени τ в поставленной задаче для области $D(x, y)$ определяется из нелинейного параболического уравнения вида:

$$\rho C_{\text{эф}} \frac{\partial t}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda_x \frac{\partial t}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda_y \frac{\partial t}{\partial y} \right), \quad (3.3.1.1)$$

Указанное уравнение должно удовлетворять начальным и граничным условиям для получения единственного решения. На нижней и боковых гранях задано граничное условие II рода. На нижней грани учитывается тепловой поток, поступающий из недр Земли, на боковых – тепловой поток, равный 0.

На верхней границе расчетной области учитывается граничное условие III рода, описывающее теплообмен по закону Ньютона. С помощью введения коэффициента теплообмена α (Вт/(м²·°С)) в зависимости от координаты и времени устанавливается пропорциональность между разностью значений температуры с разных сторон границы и плотностью теплового потока, проходящего через нее (Пустовойт, 1999). Использование граничного условия III рода позволяет количественно учесть влияние естественных покровов на формирование температурного поля горных пород на фоне разнопериодных изменений климата, особенно температуры воздуха. Коэффициент теплообмена учитывает термическое сопротивление каждого из слоев с учетом его толщины и теплопроводности.

Внутри расчетной области применяется условие «идеального» теплового контакта между соседними блоками. Задается неразрывность температуры и теплопотока при переходе из одного в другой:

$$t_{z-0} = t_{z+0}, \lambda_T \frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{z-0} = \lambda_M \frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{z+0}, \quad (3.3.1.2)$$

Породы рассматриваются в качестве однофазной системы с переменной теплоемкостью $C_{\text{эф}}(t_M)$. Эта величина определяется плавным изменением от «полностью талого» до «полностью мерзлого» значения $C_{\text{эф}}(t_M)$ и скрытой теплотой фазовых превращений. В таком случае коэффициент теплопроводности оказывается функцией температуры, описываемой нелинейным уравнением (Пустовойт, 1999):

$$C_{\text{эф}}(t_M) = C_M(t_M) + L_V \gamma_{\text{ск}} \frac{dW_{\text{нз}}(t_M)}{dt}, \quad (3.3.1.3)$$

где L_V – скрытая теплота фазовых переходов на единицу объема грунта, Дж/м³;

$\gamma_{\text{ск}}$ – объемный вес скелета, кг/м³;

$W_{\text{нз}}$ – влажность мерзлого грунта за счет незамерзшей воды, д.е.

В промерзающей и мерзлой зонах существуют непрерывные источники тепла, мощность которых определяется из выражения:

$$q(t, \tau) = L_V \gamma_{\text{СК}} \frac{dW_{\text{НЗ}}}{dt} \frac{\partial t}{\partial \tau}, \quad (3.3.1.4)$$

Математическая формулировка задачи на границе мерзлых и промерзающих пород имеет следующий вид:

$$\left. \begin{aligned} C_{\text{эф}}(t_M) \frac{\partial t_M(z, \tau)}{\partial \tau} &= \frac{\partial}{\partial z} \left[\lambda_M(t_M) \frac{\partial t_M(z, \tau)}{\partial z} \right], 0 < z < \xi(\tau) \\ \frac{\partial t_T(z, \tau)}{\partial \tau} &= a_T \frac{\partial^2 t_T(z, \tau)}{\partial z^2}, \xi(\tau) < z < l \end{aligned} \right\}, \quad (3.3.1.5)$$

где ξ – координата фазовой границы, то есть неизвестная функция времени;

l – глубина расчетной области;

a_T – коэффициент температуропроводности талой среды, м²/с.

На подвижной границе между талыми и промерзающими породами выполняются условия:

$$t_M(\xi(\tau), \tau) = t_T(\xi(\tau), \tau) = t_{bf}, \quad (3.3.1.6)$$

$$L_V \frac{d\xi(\tau)}{d\tau} = \lambda_M \frac{\partial t_M}{\partial z} \Big|_{z=\xi-0} - \lambda_T \frac{\partial t_T}{\partial z} \Big|_{z=\xi+0}, \quad (3.3.1.7)$$

где t_{bf} – температура фазового перехода, °С.

3.3.2. Алгоритм реализации

Для решения поставленной задачи на ЭВМ применяется метод конечных разностей, основанный на замене дифференциальных операторов их приближенными значениями через функции в отдельных дискретных точках (узлах сетки). Поставленная дифференциальная задача сводится к системе алгебраических уравнений. При использовании метода конечных разностей вводится дискретное множество точек вместо непрерывной области изменения аргументов. Для получения близких результатов задачи как в дифференциальной, так и в сеточной постановке, необходимо, чтобы разностная задача совпадала с исходной дифференциальной в пределе при стремлении к нулю шагов сетки в пространстве и времени (Самарский, 1989). При выполнении этого требования считается, что разностная задача аппроксимирует дифференциальную. Результаты решения разностной задачи всегда будут отличаться от точного решения дифференциальной,

что связано с шагом выбранной сетки (Израилев, 1981). Чем гуще сетка, тем выше точность разностного решения, чем «грубее» сетка, тем больше разница в решении относительно дифференциальной задачи.

Для решения поставленной краевой задачи теплопроводности с учетом фазовых переходов применена устойчивая разностная схема, что означает – при любых выбранных значениях шага по времени и пространству разностная задача является разрешимой. Устойчивость устанавливает непрерывную зависимость решения задачи с дискретными аргументами от входных параметров, то есть условие устойчивости определяется не исходной дифференциальной задачей, а свойств выбранной конечно-разностной схемы (Берковский, Ноготов, 1976).

При уменьшении шагов сетки разностное решение стремится (сходится) к точному решению дифференциальной задачи. Сходимость является одним из основных критериев точности результатов разностной схемы. Выбирая малые шаги сетки, можно получить решение дифференциальной задачи с заданной точностью. Таким образом, если разностная краевая задача, аппроксимирующая дифференциальную, устойчива, то решение разностной задачи при уменьшении сетки стремится (сходится) к точному решению исходной дифференциальной задачи, при котором порядок точности разностной схемы совпадает с порядком аппроксимации (Самарский, 1989).

Множество разностных уравнений и краевых условий, выраженных в разностной форме, представляют собой конечно-разностную схему, в которой сеточные функции определяются в узлах сетки в определенные моменты времени.

Выбранная разностная схема для решения задачи теплопроводности является явной, так как представляет собой формулу для явного выражения решения на определенном временном (итерационном) слое на основе известных значений, полученных на предыдущих слоях. Явная схема устойчива при выполнении условия (Берковский, Ноготов, 1976):

$$\tau < h^2, \quad (3.3.2.1)$$

где τ – шаг сетки по времени, ч;

h – шаг сетки в пространстве, м.

То есть выполнение требований устойчивости приводит к необходимости мелкой дискретизации временной переменной, что может увеличить время решения задачи на ЭВМ.

При использовании неявных схем возникает необходимость решения системы алгебраических уравнений на каждом временном шаге. Это является существенным недостатком по сравнению с явными схемами, при которых расчеты на одном временном шаге проводятся на основе результатов с предыдущих временных слоев, то есть повышается относительная сложность и продолжительность расчета. При этом при использовании неявных схем сходимость обеспечивается при любом значении временного шага. То есть шаг по времени может быть значительно больше, чем при использовании явной схемы аналогичной пространственной сетки (Самарский, 1989).

При использовании неявной схемы для решения задачи типа Стефана возникают трудности, связанные с количественным учетом фазовых переходов влаги при решении. При выборе значительного шага по времени определенная граница раздела фаз может быть пропущена сразу через несколько временных слоев, что является некорректным, так как в узлах сетки при фазовых переходах необходимо изменять теплофизические характеристики грунтов. Поэтому для узлов вблизи границ фазовых переходов необходимо проводить дополнительные итерации для отслеживания фактического положения этих границ, что значительно усложняет вычислительный алгоритм и увеличивает время счета.

Важным свойством выбранной разностной схемы является ее однородность, при которой во всех узлах сетки уравнения имеют одинаковый вид (Самарский, 1989; Пустовойт, 1999). Для достижения однородности задача формулируется с учетом энтальпии (H), определяющей плотность внутренней энергии из выражения:

$$H(t) = \int_{t_0}^t [C(u) + L_V \delta(u - t_{bf})] du, \quad (3.3.2.2)$$

где t_0 – произвольная температура в начальный времени, °С;

$\delta(x)$ – дельта-функция Дирака.

Энтальпийная формулировка применяется для решения задач, в которых определенная часть скрытой теплоты выделяется в диапазоне отрицательных

значений температуры, а другая – при определенной температуре фазового перехода.

В используемой разностной схеме применяется регуляризация, при которой в случае некорректно поставленной (неустойчивой) задачи подбирается алгоритм, несколько изменяющий последовательность решения, что приводит к незначительной дополнительной погрешности.

3.3.3. Программный продукт

Для решения краевой задачи теплопроводности при наличии фазовых переходов применяется численный метод, который реализован в программе «QFrost», разработанной Песоцким Д.Г. (2016) на кафедре геокриологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова. Расчетная область произвольной конфигурации накладывается на прямоугольную равномерную сетку таким образом, чтобы ее границы совпадали с линиями сетки (рисунок 3.1).

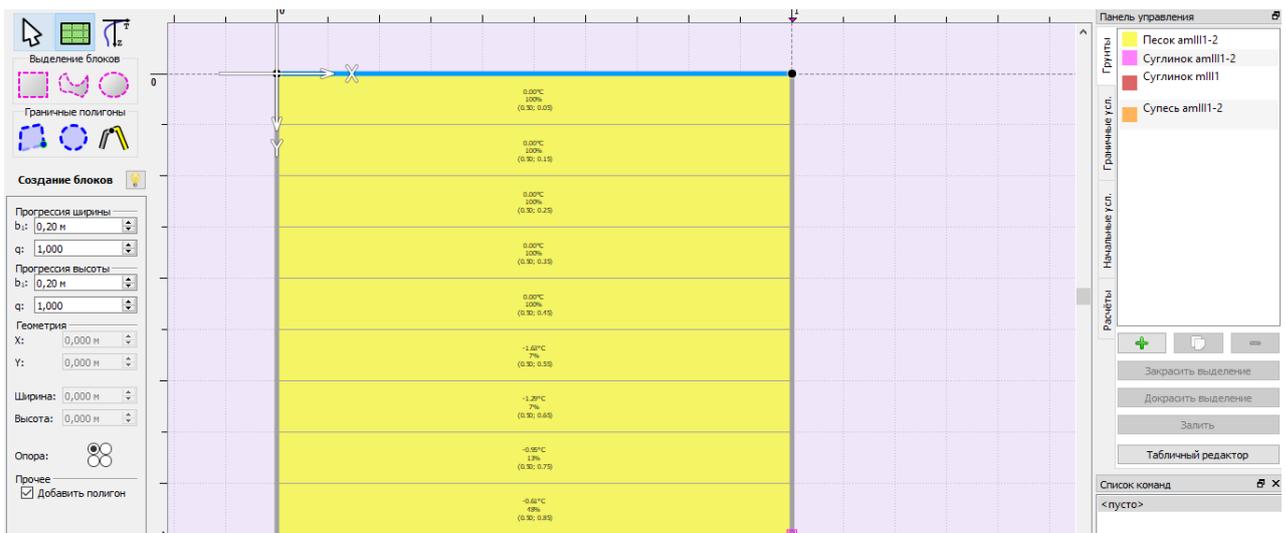


Рисунок 3.1 – Общий вид расчетной области в программе «QFrost»

Теплофизические свойства пород (коэффициенты теплопроводности, объемные теплоемкости грунта в талом и мерзлом состояниях), объемный вес скелета грунта и зависимость содержания незамерзшей воды от температуры вводятся пользователем в программу в системе СИ. Параметры вводятся для выделенных слоев, различных типов геологического разреза. Во внутренних блоках расчетной области задается начальное температурное поле. Для граней расчетной области устанавливаются граничные условия, вводятся параметры теплообмена.

При решении используется метод балансов, предложенный Хрустальевым Л.Н. для построения конечно-разностной схемы. При таком подходе выделенная сетка совпадает с границами расчетных блоков, имеющих определенные теплофизические характеристики. При расчете определяются тепловые потоки между соседними блоками с учетом уравнения теплового баланса (Пустовойт, 1999). Использование метода позволяет получить наглядную физическую интерпретацию результатов вычислений за счет определения относительного объема талой фазы V . По объему относительного содержания талой фазы V определяется фазовое состояние влаги в выделенных блоках. Если $V=0$, то поровая влага полностью кристаллизовалась. При $V=1$ блок находится в талом состоянии. При выполнении условия $0 < V < 1$ в блоке расположена фазовая граница. При вычислении в программе выполняется параллельный расчет как температуры, так и объема долей мерзлой и талой фаз в каждом блоке.

Использование энтальпийной формулировки задачи позволяет избежать чрезмерного использования памяти ЭВМ для хранения значений температуры и относительного объема V . Для перехода на последующий временной шаг разностные уравнения записываются аналогично для выделенных блоков:

$$H^{j+1} = H^j + \left(\frac{\tau}{V}\right) \sum q_k s_k, \quad (3.3.3.1)$$

где j – номер шага интегрирования по времени;

τ – шаг интегрирования по времени, ч;

V – объем блока, м³;

q_k и s_k – плотность теплового потока между соседними блоками и площадь их соседних граней, Вт/м²; м².

Плотность теплового потока между соседними блоками, номера которых i и $i+1$, определяется на основе их размеров r и коэффициентов теплопроводности грунта λ , находящегося в их границах, рассчитывается из выражения (Пустовойт, 1999):

$$q = \frac{2(t_{i+1} - t_i)}{\left(\frac{r_{i+1}}{\lambda_{i+1}} + \frac{r_i}{\lambda_i}\right)}, \quad (3.3.3.2)$$

Для блоков в верхней части расчетной области, примыкающих к границе, плотность теплового потока учитывается с учетом выбранного граничного условия III рода:

$$q = \frac{(T_c - T_i)}{\left(\frac{0,5r_i}{\lambda_i} + \frac{1}{\alpha}\right)}, \quad (3.3.3.3)$$

где T_c – температура внешней среды, °С.

Для решения задачи применяется явная схема, в которой вычисление происходит через несколько соседних точек имеющихся данных. Для ее устойчивости при дискретизации времени выполняется условие:

$$\tau \leq \frac{h^2}{2a}, \quad (3.3.3.4)$$

где h – шаг пространственной сетки, м.

3.4. Количественный учет эффекта изменения климата в ходе геокриологического прогноза. Методика ретроспективного анализа данных многолетних наблюдений за температурой воздуха¹

Для исследования будущего термического состояния мерзлых пород в условиях изменений среднегодовой температуры воздуха необходимо определить сценарий этих изменений.

В практике геокриологического прогнозирования последних лет широко используются результаты климатического моделирования (Анисимов, 2009; Аржанов, Мохов, 2014; Малахова, Голубева, 2016; Анисимов, Кокорев, 2017; Бердников и др., 2022; Фалалеева и др., 2023; Kislov et al., 2023; Котов, 2025 и другие). Наиболее известным международным проектом по сравнению

¹ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Никитин К.А., Комаров И.А., Мироненко М.В., Кияшко Н.В. Влияние засоленности на прогнозные оценки температуры мерзлых пород на примере полуострова Ямал // Арктика и Антарктика – 2024. – № 3. – С. 30-45.

Никитин К.А. Прогнозный сценарий изменения среднегодовой температуры воздуха на Западном Ямале к 2050 г. на основе авторетроспективного анализа // Мониторинг в криолитозоне: Сборник докладов Шестой конференции геокриологов России с участием российских и зарубежных ученых, инженеров и специалистов, Москва, 14-17 июня 2022 года / Под редакцией Р.Г. Мотенко. – М.: «КДУ», «Добросвет», 2022. – С. 284-288.

климатических моделей является Проект сравнения объединенных моделей (атмосферы и океана) CMIP (Coupled Model Intercomparison Project) (Третий оценочный доклад..., 2022). В проекте участвует около 5 десятков моделей, разработанных в различных исследовательских центрах. Результаты проекта являются основным источником для анализа сценарных прогнозов при подготовке оценочных докладов Межправительственной группы экспертов по изменению климата (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC). Для реализации геокриологического прогноза на территории криолитозоны России активно использовались результаты 5 фазы проекта CMIP, сценарная структура которых соответствует возможной концентрации парниковых газов, обозначаемой RCP (Representative Concentration Pathway или Репрезентативная траектория концентраций атмосферных примесей). В последней на сегодняшний день 6 фазе проекта CMIP, выполненной при подготовке доклада IPCC, сценарии изменения климата в период 2015-2100 гг. описаны в виде Путей совместного социально-экономического развития (SSP – Shared Socioeconomic Pathway) (Eyring et al., 2016). Числовые индексы в обозначении сценариев RCP и SSP соответствуют возможной величине глобального антропогенного радиационного воздействия, достигаемого к 2100 г. и составляющего 2,6; 4,5; 6,0 и 8,5 Вт/м².

Для целей мерзлотного прогноза актуален вопрос выбора и интерпретации климатических моделей для конкретных районов криолитозоны. По мнению Росгидромет, высокая сходимость между средними климатическими характеристиками и метеонаблюдениями, как правило, обеспечивается путем использования ансамблей моделей с осреднением их результатов (Третий оценочный доклад..., 2022). Однако единое мнение о критериях выбора моделей, принципах их оценки и ранжирования для построения ансамблей не сформировано (Анисимов, Кокорев, 2013; Herger et al., 2018; Burke, Zhang, Krinner, 2020).

Альтернативным методом разработки сценариев климатических изменений является эмпирический подход, основанный на анализе результатов многолетних наблюдений на метеостанциях. В основе метода лежит выявление цикличности, выделение разнопериодных колебаний разного генезиса. Совокупность ритмов, накладывающихся друг на друга, с различными периодами, амплитудами и сдвигами фаз определяют ход рассматриваемого параметра. На основе гармонического

анализа данных метеонаблюдений за температурой воздуха на кафедре геофизиологии геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова была разработана методика авторетроспективного анализа (Хрусталева, Медведев, Пустовойт, 2000). По ней можно выделить рубежный год, после которого начинается устойчивое изменение температуры, определить скорость этого процесса и получить кривую возможных изменений температуры воздуха на период прогноза. Метод базируется исключительно на данных инструментальных наблюдений, проведенных с высокой частотой по единой методике (Хрусталева, Пармузин, Емельянова, 2011).

Рассмотрим последовательность применения методики для ряда данных о температуре приземного воздуха, определенной на метеостанции Марре-Сале с 1914 г. (Никитин, 2022; Никитин, Комаров, 2023; Комаров и др., 2024).

Ретроспективный анализ данных о среднегодовой температуре воздуха основан на многолетних наблюдениях. Метод анализа базируется на нескольких предположениях. Естественные изменения температуры воздуха носят периодический характер и остаются неизменными как в период наблюдений, так и в период прогноза. Антропогенное изменение среднегодовой температуры подчиняется линейному закону и началось не ранее 1970 г. Рубежный год может быть другим, что будет соответствовать фактическим наблюдениям на конкретной метеостанции. То есть на Западном Ямале после 1970 г. к природным колебательным циклам добавился антропогенный фактор, обусловивший линейный тренд повышения температуры воздуха. Период до начала антропогенного влияния на климат – базовый ряд (генеральная совокупность), после этого – техногенный (антропогенный) ряд.

Периодические колебания температуры воздуха на базовом интервале аппроксимируются тригонометрическим рядом Фурье:

$$T(t) = T_{cp} + \sum_{j=1}^N A_j \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{y_j} \cdot t + \phi_j\right), \quad (3.4.1)$$

где t – время в календарных годах;

T_{cp} – средняя многолетняя температура на базовом интервале, °С;

A_j – амплитуда гармоники, °С;

ϕ_j – фаза гармоники, рад;

u_j – период, лет;

N – количество гармоник.

Разложение функции в ряды Фурье, определение параметров тригонометрического уравнения и статистическая обработка результатов производится в программе MS Excel с помощью базовых и расширенных пакетов анализа данных.

Подобранные параметры тригонометрического ряда должны соответствовать известным природным циклам и обеспечивать заданную точность разложения. Обычно выделяют короткопериодные (2-8 лет, 17-22 года, 35-40 лет), вековые (80-100 лет) и двух-трехвековые (210-308 лет) климатические ритмы (Полозова, 1970; Гриб, Поляк, 1976; Максимова, 1983; Дроздов, Григорьева, 1989).

На первом этапе необходимо определить рубежный год, после которого статистически проявляется антропогенное влияние. После этого рассчитываются параметры тригонометрического уравнения. Полученные амплитуды должны быть меньше 1, что подтверждает правильность выполнения расчетов. Использование найденных параметров тригонометрического ряда позволяет относительно точно воспроизвести фактический ход среднегодовой температуры воздуха.

Фактические и рассчитанные значения температуры на базовом ряде сравниваются между собой. Главными условиями для сравнения являются: схожесть фактических и рассчитанных средних значений температуры воздуха на базовом ряде, превышение дисперсии фактической температуры над дисперсией расчетной.

Далее находится разность (η) между фактическим и рассчитанным значением температуры воздуха для каждого года. Определяется дисперсия ряда флуктуаций η . Автокорреляционная функция достаточно быстро затухает, колеблется по разные стороны от нуля, и резких изменений не отмечается (рисунок 3.2). Это позволяет предположить, что рассматриваемый ряд флуктуаций температуры – «белый шум», то есть последовательность некоррелированных случайных величин с конечной дисперсией. Таким образом, ход среднегодовой температуры воздуха на базовом интервале – это периодический процесс с случайной составляющей η .

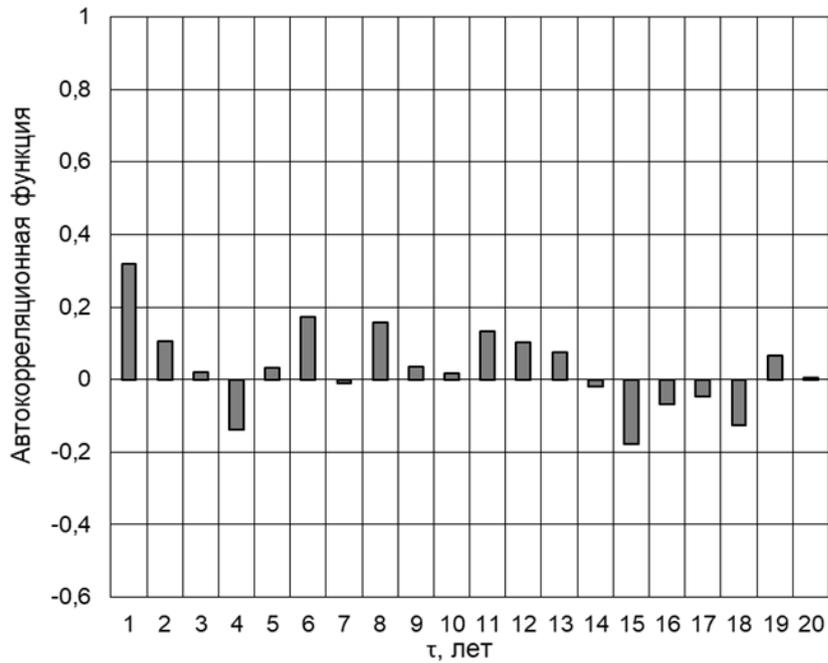


Рисунок 3.2 – Нормированная автокорреляционная функция флуктуации ряда η (пример для ряда данных с метеостанции Марре-Сале)

После этого проводится анализ рассчитанных значений температуры для техногенного ряда (после 1970 г.). Для выявления антропогенного тренда техногенный интервал разбивается на отрезки, определяющие частные выборки температуры. Выборки должны быть достаточно представительными для оценки генеральной совокупности и достаточно короткими для оценки момента начала антропогенного повышения температуры воздуха. Этим условиям отвечают выборки объемом $n=7$ лет (скользящие семилетия).

Для каждой выборки рассчитывается среднее значение η (η^*), температуры и ее дисперсия, которые сравниваются с аналогичными показателями базового ряда. Если отличия статистически незначимы, то рассматриваемая выборка является частью базового ряда. В противном случае наблюдается влияние антропогенного фактора на изменение температуры воздуха.

Для статистического сравнения используются критерии Стьюдента (S) и Пирсона (H):

$$S = (\eta^* - \eta_0) \left(\frac{n}{D_0} \right)^{0,5} \quad (3.4.2)$$

$$H = \frac{(n-1)D}{D_0} \quad (3.4.3)$$

Величины S и H имеют нормальное и «хи-квадрат» распределения с числом степеней свободы 6. Нулевая гипотеза заключается в равенстве средних значений и дисперсии. Противоположная гипотеза заключается в том, что $\eta^* > \eta_0$ и $D \neq D_0$, критические области значений являются, соответственно, односторонней и двусторонней. Нулевая гипотеза принимается, если выполняются условия:

$$S < S_{\text{кр}}, \quad (3.4.4)$$

$$\chi^2\left(1 - \frac{\alpha}{2}; n - 1\right) < H < \chi^2\left(\frac{\alpha}{2}; n - 1\right), \quad (3.4.5)$$

где $S_{\text{кр}}$ – критическая точка нормального распределения.

$$\Phi(S_{\text{кр}}) = \frac{1 - 2\alpha}{2}, \quad (3.4.6)$$

где $\Phi(x)$ – интеграл Лапласа.

Левая и правая критические точки распределения «хи-квадрат» определяются по таблицам χ^2 в зависимости от уровня значимости α и объема выборки n .

При выборке 7 лет и уровне значимости 0,05 неравенство можно переписать в виде: $S < 1,66$; $1,2373 < H < 14,4494$.

Считается, что основной причиной изменения ряда данных является линейный тренд повышения среднегодовой температуры воздуха, связанный с антропогенным фактором:

$$\Delta T(t) = a(t - x) + b, \quad (3.4.7)$$

Присутствие в уравнении свободного члена b указывает на то, что потепление началось раньше и только к моменту « x » достигло статистически значимого уровня.

Исправленный ряд флуктуаций на техногенном интервале находится из выражения:

$$\mu = \eta - \Delta T(t), \quad (3.4.8)$$

Среднее значение, дисперсия и стандартное отклонение величин η и μ , значения критериев Стьюдента и Пирсона на базовом и техногенном рядах не должны сильно отличаться друг от друга. В случае анализа результатов наблюдений за температурой воздуха на станции Марре-Сале ряд μ после начала статистически

значимого антропогенного потепления равен ряду η на базовом интервале. Введение линейной составляющей в формулу Фурье позволяет наиболее полно восстановить временной ход среднегодовой температуры воздуха.

На завершающем этапе необходимо рассчитать возможное отклонение среднегодовой температуры воздуха. Для этого используется распределение Стьюдента t_α для двусторонней критической области при уровне значимости $\alpha=0,85$ (СП 25.13330.2020 «СНиП 2.02.04-88 Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах»). Умножив t_α на стандартное отклонение μ , получим поправку к значению температуры. Это значение определяет размах возможных отклонений среднегодовой температуры воздуха.

Среднемесячная температура определяется с учетом поправки Δ , учитывающей климатические колебания естественного и антропогенного генезиса (Хрусталеv, Пармузин, Емельянова, 2011). Поправка для каждого года находится из выражения:

$$\Delta = T(t) - T_{\text{мн.}}, \quad (3.4.9)$$

где $T(t)$ – среднегодовая температура воздуха, рассчитанная по методике авторетроспективного анализа;

$T_{\text{мн.}}$ – среднемноголетняя годовая температура воздуха на базовом интервале, определенная на метеостанции.

После этого определяются среднемноголетние месячные температуры воздуха на основе наблюдений на базовом периоде. На период прогноза к каждому значению добавляется поправка Δ . Данный подход предполагает равномерное изменение среднемесячной температуры воздуха в результате многолетних климатических колебаний.

На основе данной методики разработаны сценарии изменения среднегодовой температуры воздуха для трех районов полуострова – Марре-Сале (Западный Ямал), Харасавэй (северо-западный Ямал), Салехард (нижнее течение Оби). Работа выполнена в рамках исследований для количественного влияния засоленности мерзлых пород Ямала на их температуру в ходе геокриологического прогноза.

3.5. Термодинамическая модель преобразования фазового и химического состава поровых растворов и криопэггов²

В рамках прогноза температурного режима засоленных мерзлых пород решается подзадача по реализации термодинамического моделирования поровых растворов в диапазоне температуры ниже 0 °С. Прогноз изменений водно-ионных систем в ходе промерзания-оттаивания сводится к количественному расчету фазового и химического состава растворов в определенном пространственно-временном диапазоне с учетом термобарических условий протекания реакций.

Валовый химический состав системы, температура и давление могут быть заданы априори или являться решением задачи с учетом тепломассопереноса (Комаров, 2022). При низких температурах (меньше -40 °С) скорости взаимодействия растворов с минералами вмещающих алюмосиликатных пород несопоставимо малы по сравнению со скоростями установления водно-солевых и водно-газовых равновесий, а также с замерзанием или оттаиванием растворов (Кияшко, 2014; Комаров и др., 2024). В поставленной задаче предполагается, что системы состоят из раствора электролита, солей, льда и газовой фазы. Алюмосиликатные породы полагаются химически инертными (Мироненко, Поляков, 2009; Комаров, 2020). Примененный в данной работе алгоритм расчета равновесного состава систем будет описан в терминах названных компонентов.

Расчет равновесного химического состава выполнен в термодинамической модели «Freezbrine», являющейся продолжением и усовершенствованием модели «Freechem», разработанной в лаборатории CRREL (США). Программа предназначена для расчетов химического равновесия между льдом, солями и электролитами на основе методов статистической термодинамики Питцера К.С. для семикомпонентной системы $Na - K - Ca - Mg - Cl - SO_4 - H_2O$ (Pitzer, 1987;

² При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Комаров И.А., Кияшко Н.В., Мироненко М.В., **Никитин К.А.**, Латыпова А.Э. Криогенный метаморфизм засоленных многолетнемерзлых пород и криопэггов п-ова Ямал // Инженерная геология – 2024. – Т. XIX, № 1. – С. 46-59.

Питцер, 1992; Мироненко, Поляков, 2009; Marion, Mironenko, Roberts, 2009; Комаров и др., 2024).

Особенность химического состава поровых растворов засоленных пород и криопэгов в криолитозоне – их более сложный химический состав, проявляющийся в наличии карбонатов, бикарбонатов и соответствующих солей кальцита, доломита, гипса, соединений железа и т.д. (Фотиев, 2009). Формирование процесса засоления пород в естественных условиях обосновывает необходимость количественного учета в термодинамической модели давления вышележащих пород; способности растворов взаимодействовать с окружающей средой; кристаллизации отдельных солей при отрицательной температуре, которые при ее повышении не переходят обратно в жидкую фазу (Мироненко, Поляков, 2009; Комаров и др., 2024).

Указанных ограничений лишена программа «Freezbrine», усовершенствованная на основе региональных гидрогеологических и геохимических работ (Алексеев, 2009; Фотиев, 2009). База данных программы «Freezbrine» содержит 8 катионов, 7 анионов, 8 нейтральных частиц, 8 газов и 56 твердых компонентов (Мироненко, Поляков, 2009; Marion, Mironenko, Roberts, 2009).

Результаты термодинамического моделирования поровых растворов и криопэгов для различных мерзлотно-грунтовых условий Ямала на основе опубликованных и фондовых данных показывают, что выявленная стадийность процессов криогенного метаморфизма существенно сложнее, чем лабораторное замораживание морской воды (Волков и др., 2005; Кияшко, 2014; Комаров и др., 2024). Характер протекания процессов подтверждает необходимость выделения четвертой стадии криогенного метаморфизма, связанной с наличием бикарбонатов. На основе термодинамического моделирования установлено, что при высоких значениях засоленности (более 10 %) и концентрации раствора (150 и более г/л) процессы криогенного метаморфизма в засоленных породах и криопэгах протекают схожим образом.

Для расчета фазового состава (твердые соли, лед, газовая фаза, раствор электролита) многокомпонентных водно-солевых систем в засоленных породах и криопэгах в широком интервале значений температуры и давления используется метод минимизации свободной энергии Гиббса многокомпонентных водно-солевых

растворов, который опирается на экспериментальное изучение более простых водно-солевых систем (Мироненко, Поляков, 2009; Комаров, Мироненко, 2010; Комаров и др., 2024). Математическое описание метода представлено на основе работ Питцера К.С. (1987, 1992).

Приведенная функция свободной энергии системы, содержащей M твердых фаз, водный J -компонентный раствор (вода и растворенные частицы) и L -компонентную газовую фазу, записывается следующим образом:

$$g = \frac{G}{RT} = \sum_{k=1}^M \mu_k^0 n_k + (\mu_w n_w + \sum_{j=1}^J \mu_j n_j) + \sum_{l=1}^L n_l \mu_l, \quad (3.5.1)$$

где g – приведенная свободная энергия системы, Дж; G – свободная энергия, Дж; R – универсальная газовая постоянная, Дж/(моль·К); T – абсолютная температура, К; M – количество твердых фаз; μ_k^0 – стандартный химический потенциал однокомпонентной твердой фазы k (соли или льда), Дж/моль; n_k – мольное количество компонента, моль; μ_w – химический потенциал воды, Дж/моль; n_w – мольное количество воды, моль; μ_j – химический потенциал растворенного компонента, Дж/моль; n_j – мольное количество растворенного компонент, моль; J – количество растворенных частиц; L – количество газовых частиц; n_l – мольное количество компонента газовой фазы, моль; μ_l – химический потенциал компонента газовой фазы, Дж/моль.

Химический потенциал частицы водного раствора в терминах моляльной концентрации (моль/кг воды) определяется как:

$$m_j = \frac{n_j}{n_w} \cdot 55,51, \quad (3.5.2)$$

$$\mu_j = \mu_j^0 + \ln a_j = \mu_j^0 + \ln(m_j \gamma_j), \quad (3.5.3)$$

где μ_j^0 – стандартный (при бесконечном разведении) химический потенциал, Дж/моль; a_j – активность компонента раствора, моль/л; γ_j – коэффициент активности растворенного компонента.

Химический потенциал воды может быть записан как:

$$\mu_w = \mu_w^0 + \ln a_w, \quad (3.5.4)$$

где μ_w^0 – стандартный химический потенциал воды, Дж/моль; активность воды a_w определяется через осмотический коэффициент раствора φ и моляльности растворенных частиц:

$$\ln a_w = -\varphi \frac{W}{1000} \left(\sum_j m_j \right), \quad (3.5.5)$$

где W – молекулярная масса воды (18,0153).

Химические потенциалы частиц газового раствора определяются как:

$$\mu_l = \mu_l^0 + \ln a_l = \mu_l^0 + \ln(x_l \gamma_l), \quad (3.5.6)$$

где μ_l^0 – стандартный химический потенциал компонента газовой фазы, Дж/моль; a_l – активность компонента газовой фазы, моль/кг; x_l – мольные доли частиц; γ_l – коэффициент активности (летучести) газового компонента.

Соответственно функция свободной энергии системы принимает вид:

$$g(\vec{n}) = \sum_{k=1}^M \mu_k^0 n_k + n_w \left(\mu_w^0 - \varphi \frac{\sum_{j=1}^J n_j}{n_w} \right) + \sum_{j=1}^J n_j \left(\mu_j^0 + \ln \left(\frac{n_j 55,51}{n_w} \gamma_j \right) \right) + \sum_{l=1}^L \left(\mu_l^0 + \ln \left(\frac{n_l}{N_L} \gamma_l \right) \right), \quad (3.5.7)$$

где \vec{n} – вектор количества молей компонентов; N_L – число частиц компонента газовой фазы.

Ограничения баланса масс, включая, при необходимости, уравнение электронейтральности, записываются в виде системы линейных уравнений:

$$\sum_{j=1}^{M+J+L} v_{ij} n_j = B_i; \quad i = 1, P, \quad (3.5.8)$$

где P – число независимых компонентов системы; v_{ij} – число молей (стехиометрических единиц) независимого компонента i в одном моле компонента j ; B_i – количество молей независимого компонента i в системе.

Для уравнения электронейтральности $B_i=0$, и $v_{ij}=z_i$, где z_i – заряд j -го компонента. В матричном виде система может быть записана как:

$$N \vec{n}^T = \vec{B}, \quad (3.5.9)$$

где N – стехиометрическая матрица; \vec{B} – вектор валового химического состава системы.

Таким образом, при выполнении термодинамического моделирования задача расчета равновесного состава системы сводится к нахождению минимума функции (3.5.1), удовлетворяющему системе линейных уравнений (3.5.8).

Выражение свободной энергии системы, наряду с неизвестными n , содержит параметры μ^0 – стандартные химические потенциалы (или стандартные свободные энергии Гиббса) компонентов, активность воды a_w и γ – коэффициенты активности растворенных компонентов и газов. Параметры, необходимые для расчета этих величин, содержатся в базе данных используемой термодинамической модели (Мироненко, Поляков, 2009).

Стандартная свободная энергия Гиббса определенного компонента представляет собой изменение свободной энергии реакции образования этого компонента из простых веществ в определенном термобарическом диапазоне. Из значений стандартных свободных энергий веществ могут быть рассчитаны изменения свободных энергий любых химических реакций с их участием (Кияшко, 2014). Изменение свободной энергии реакции ΔG связано с константой равновесия K этой реакции соотношением:

$$\Delta G = -RT \ln K, \quad (3.5.10)$$

При работе с программой необходимо подготовить данные об исходной минерализации и концентрации основных компонентов раствора, определенные по результатам лабораторных исследований. Результаты программы позволяют получить содержание воды, ионов и солей в жидкой, твердой и газообразной фазе; плотность и объемы фаз; осмотический коэффициент, ионную силу и pH растворов; химический потенциал и другие параметры. Эти характеристики рассчитываются для определенного выбираемого диапазона температуры или давлений с заданным шагом.

Несмотря на возможности применения термодинамического моделирования в геокриологии, используемая программа имеет ряд ограничений. При решении задачи в программе не учитываются органические примеси, сульфатредукция, отдельные окислительно-восстановительные реакции (например, восстановление сульфатов), химического взаимодействия растворов с вмещающими отложениями (Мироненко, Поляков, 2009; Комаров, Мироненко, 2010). Последним ограничением

возможно пренебречь, так как скорость взаимодействия с минералами существенно меньше скорости установления химического равновесия раствора.

3.6. Комплексная методика прогноза температурного и водно-ионного режима засоленных пород и криопэгов с учетом изменения климата³

Для выполнения прогноза температурного режима засоленных мерзлых пород и криопэгов полуострова Ямал с учетом преобразований водно-ионного состава поровых растворов и климатических изменений разработана методика, основные положения которой заключаются в следующем:

1. Методика является универсальной и применимой по отношению к засоленным породам разного генезиса, структурного и минерального происхождения.

2. Для реализации прогноза методика использует спектр характеристик пород (состав, состояние, водно-физические, теплофизические и др. свойства), которые могут быть получены или определены в полевых и лабораторных условиях, а также рассчитаны на основе формул/зависимостей/таблиц из справочной или утвержденной нормативно-технической документации.

3. Методика не ограничивает исследователей четким перечнем источников данных, необходимых для реализации прогноза. Например, сценарий изменений температуры воздуха может быть получен не только с помощью авторетроспективного анализа многолетних рядов метеонаблюдений. Это существенно расширяет сферу применения разработанной методики с учетом динамики граничных условий на верхней грани расчетной области. Модификация коэффициента теплообмена с учетом техногенных источников тепловыделения, засоления позволит применить методику для задач инженерной геокриологии.

4. Методика является открытой и доступной к развитию и усовершенствованию с учетом мерзлотно-грунтовых условий конкретных регионов. Существенным

³ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Никитин К.А., Комаров И.А., Мироненко М.В., Кияшко Н.В. Влияние засоленности на прогнозные оценки температуры мерзлых пород на примере полуострова Ямал // Арктика и Антарктика – 2024. – № 3. – С. 30-45

развитием может стать создание уникального программного продукта для решения совместной задачи термодинамического моделирования, определения теплофизических и водно-физических свойств пород, расчета температурных полей. Применение моделей переноса не только тепла, но и влаги, солей, с учетом кондуктивно-конвективной составляющей теплообмена позволит более обоснованно оценить динамику засоленных мерзлых толщ на фоне разнопериодных климатических колебаний. Применение данного положения для прогноза формирования и развития субмаринных мерзлых толщ в позднем плейстоцен-голоцене на фоне трансгрессий-регрессий полярного бассейна, чередований циклов засоления и опреснения молодых осадков позволит уточнить геокриологические условия на шельфе арктических морей.

5. Методика имеет существенный задел к ее применению и развитию для целей инженерной практики. Так как наличие легкорастворимых солей по разрезу является одной из основных проблем при проектировании оснований, фундаментов и инженерной защиты в криолитозоне, количественная оценка фазовых и химических изменений в поровых растворах при промерзании-оттаивании, может уточнить результаты прогнозных теплотехнических расчетов для засоленных грунтов в целях разработки технических решений. Данная проблема является актуальной не только для вновь возводимых объектов капитального строительства, но и для уже эксплуатирующихся объектов. Разработка и внедрение инновационных технических решений для обеспечения I принципа использования засоленных мерзлых грунтов в качестве оснований на фоне направленного потепления климата должно быть основано на научно-методических разработках, учитывающих специфику подобных грунтов.

Принципиальная схема примененной методики представлена на рисунке 3.3. Согласно схеме для реализации прогноза температурного режима в засоленных породах с учетом изменения климата необходимо выполнить термодинамическое моделирование поровых растворов, криопэгов, разработать сценарий повышения/понижения температуры воздуха, решить краевую задачу кондуктивного теплообмена с учетом фазовых переходов и динамики граничных условий (Никитин и др., 2024). Так как принятые граничные условия определяют результаты решения краевой задачи теплопроводности, то на верхней границе

дополнительно могут быть учтены многолетние прогнозируемые изменения высоты снега, свойств растительных покровов, особенности увлажнения.

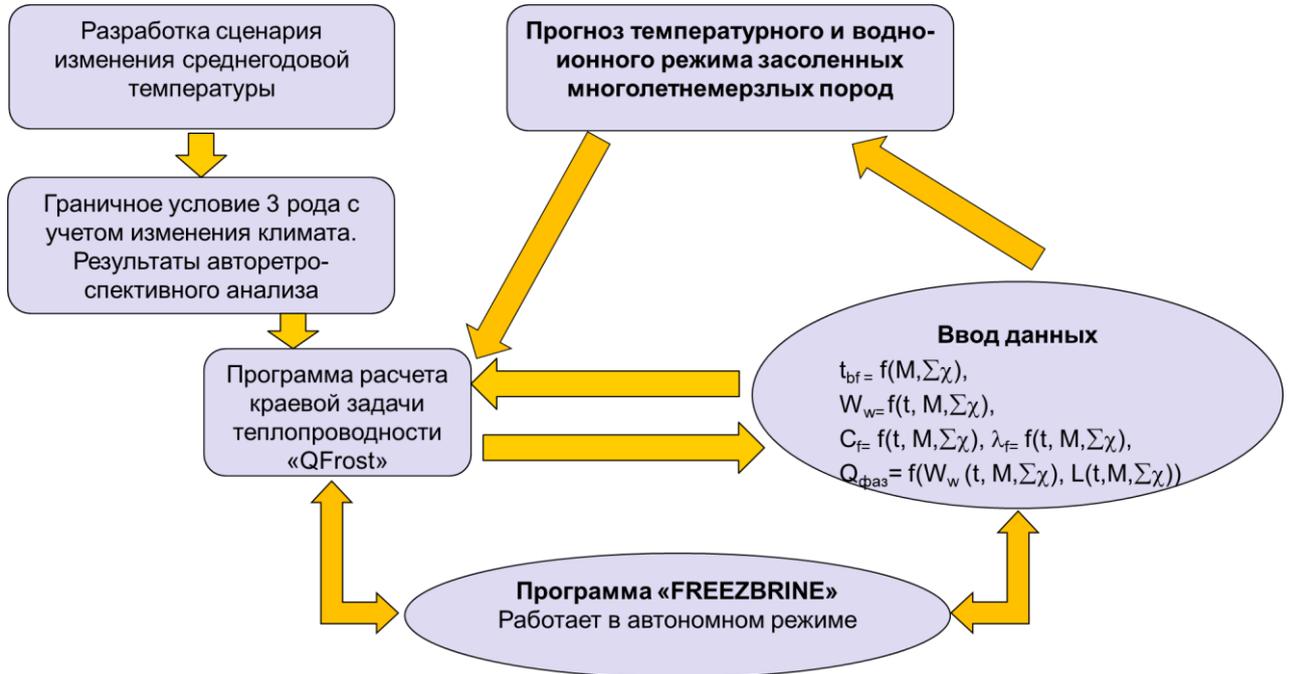


Рисунок 3.3 – Принципиальная схема решения тепловой задачи с учетом изменения водно-ионного режима засоленных пород (Комаров и др., 2024)

Для использования результатов термодинамического моделирования поровых растворов для прогноза свойств пород используется методика, реализованная в СП 25.13330.2020 «СНиП 2.02.04-88 Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах» и основанная на экспресс-методах оценки теплофизических свойств с учетом химического поведения растворов полиионного состава при отрицательной температуре (Комаров, Мироненко, Кияшко, 2012; Кияшко, 2014; Комаров и др., 2024). Основными параметрами, характеризующими влияние поровых растворов на теплофизические свойства пород и их температурное поле, являются концентрация порового раствора или засоленность, исходная общая минерализация, определенные на основе термодинамического моделирования (рисунок 3.4).

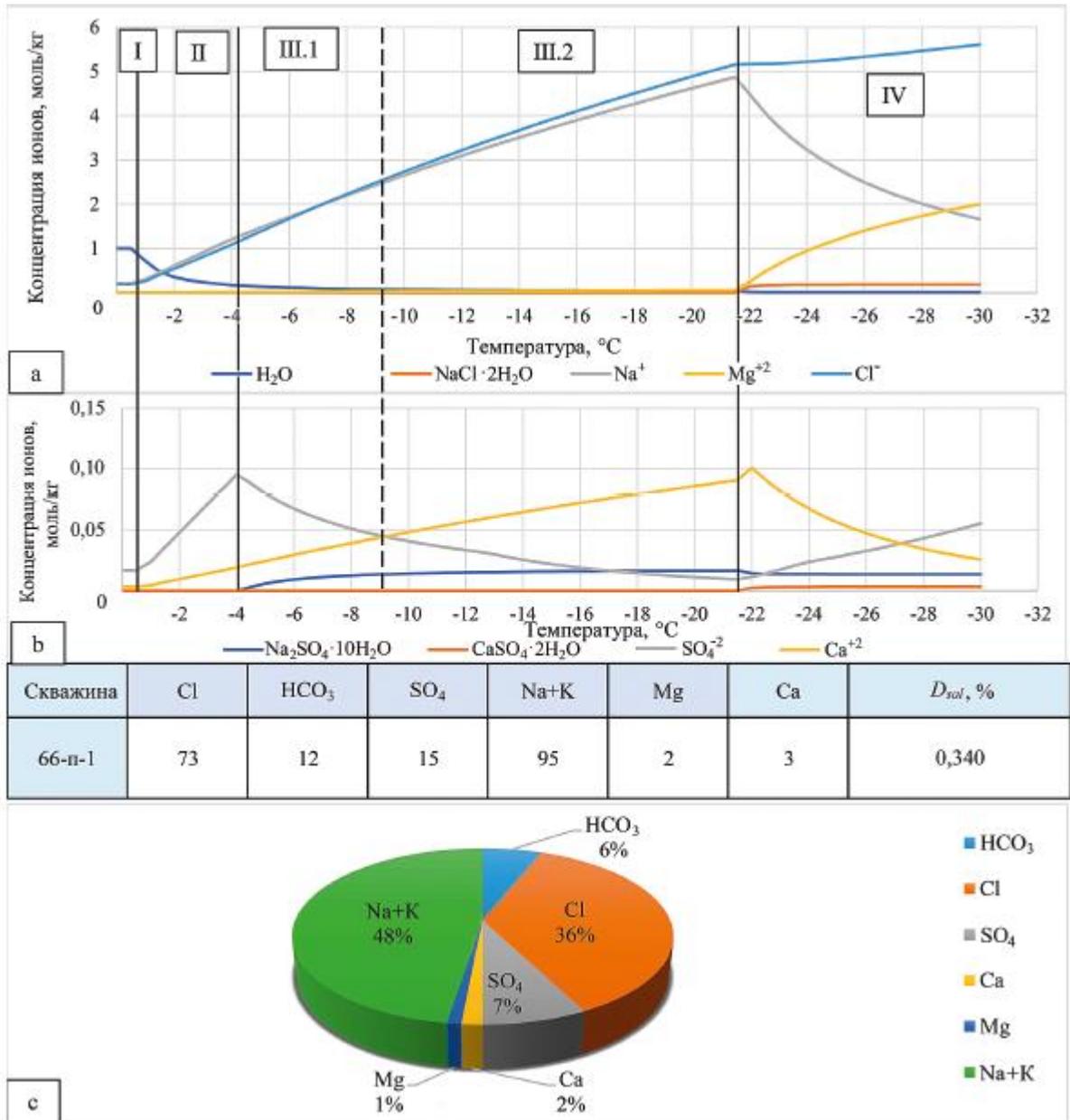


Рисунок 3.4 – Суглинок, глубина отбора 8,5-9,0 м: а – изменение содержания ионов и солей, концентрация C более 0,1 моль/кг; б – изменение содержания ионов и солей, C менее 0,1 моль/кг. Римскими цифрами отмечены стадии криогенного метаморфизма; в – исходный химический состав порового раствора по формуле Курлова (Комаров и др., 2024)

Рассмотрим общий вид представления результатов моделирования в программе «Freezbrine» (рисунок 3.5). В текстовом формате для каждого значения температуры с шагом 0,1 °C представлена концентрация и тип ионов в жидкой и твердой фазах, плотность и водородный показатель раствора, ряд термодинамических

характеристик (моляльность, активность, мольность и др.) (Кияшко, 2014; Комаров, 2020).

```

TEMPERATURE -6.50 C (266.65 K) PRESSURE 1.013 bar

ONE COMPONENT SOLIDS
N PHASE MOLE -deltaG/RT V, cm3
1 DOLOMITE 0.001719 -37.4530 0.111
2 H2O(cr,l) 10.597096 -0.0629 208.013
3 CaSO4*2H2O 0.001430 -10.8298 0.107
VOLUME OF SOLIDS 208.230 cm3
AQUEOUS SOLUTION
IONIC STRENGTH 2.308
OSMOTIC COEFFICIENT 0.9490
N SPECIES MOLE MOLALITY ACTIVITY ACT.COEFF. -del(G/RT)
1 Na+ 0.12330E+01 0.15239E+01 0.85303E+00 0.5598 0.0000
2 Ca+2 0.29348E-01 0.36272E-01 0.73356E-02 0.2022 0.0000
3 Mg+2 0.16076E+00 0.19869E+00 0.42434E-01 0.2136 0.0000
4 H+ 0.17585E-06 0.21734E-06 0.22796E-06 1.0489 0.0000
5 Mg(OH)+ 0.12936E-07 0.15989E-07 0.12543E-07 0.7845 30.2660
6 Cl- 0.14770E+01 0.18255E+01 0.12581E+01 0.6892 0.0000
7 SO4-2 0.63683E-01 0.78708E-01 0.30622E-02 0.0389 0.0000
8 OH- 0.10770E-07 0.13312E-07 0.24239E-08 0.1821 35.0693
9 HCO3- 0.90712E-02 0.11211E-01 0.51979E-02 0.4636 -24.7237
10 CO3-2 0.97167E-05 0.12009E-04 0.41757E-06 0.0348 0.0000
11 HSO4- 0.37695E-07 0.46588E-07 0.28309E-07 0.6077 -3.7029
12 CO2,aq 0.34583E-02 0.42743E-02 0.59733E-02 1.3975 -40.0936
13 CaCO3,aq 0.30884E-05 0.38170E-05 0.38170E-05 1.0000 -7.1282
14 MgCO3,aq 0.79541E-05 0.98308E-05 0.98308E-05 1.0000 -6.3188
15 H2O(l) 0.44912E+02 0.93905E+00 0.0000
pH= 6.642
DENSITY 1.0840 VOLUME 831.849 cm3
ELECTRONEUTRALITY -268825875E-03
FUGACITY OF WATER VAPOR OVER SOLUTION.3470E-02 bar
FUGACITY OF WATER VAPOR OVER ICE .3470E-02

BALANCE
comp. DOLOMITE H2O(cr,l) CaSO4*2H2O AQUEOUS SOLUTI TOTAL CALC. TOTAL INPUT
O 0.010313 10.597096 0.008583 45.200794 55.816787 55.816370
H 0.000000 21.194193 0.005722 89.832813 111.032728 111.032740
Mg 0.001719 0.000000 0.000000 0.160771 0.162490 0.162500
Ca 0.001719 0.000000 0.001430 0.029351 0.032500 0.032500
C 0.003438 0.000000 0.000000 0.012550 0.015988 0.016000
S 0.000000 0.000000 0.001430 0.063683 0.065113 0.065000
Na 0.000000 0.000000 0.000000 1.233001 1.233001 1.233000
Cl 0.000000 0.000000 0.000000 1.476985 1.476985 1.477000

```

Рисунок 3.5 – Общий вид представления результатов термодинамического моделирования в программе «Freezbrine»

По изменению содержания льда определяется температура фазового перехода. Ее значение представляет собой аддитивную величину, зависящую от поверхностных сил грунта, концентрации и химического состава растворов (Ершов, 1979; Комаров, 2003). Для получения количества льда в долях единицы полученные значения пересчитываются на начальный объем воды. Содержание незамерзшей воды в долях единицы в зависимости от температуры определяется по формуле (Комаров и др., 2024):

$$W_w = 1 - \left(\frac{W_l}{55,5} \right), \quad (3.6.1)$$

где W_w – количество незамерзшей воды, д.е.;

W_l – количество льда, моль/кг.

При расчете теплоемкости засоленных грунтов и криопэгов использована гипотеза об аддитивности теплоемкости отдельных компонентов – воды, льда, газа, сухого скелета в зависимости от их объемной доли. Объемная теплоемкость криопэгов находится как произведение удельной теплоемкости на плотность рассола., которая увеличивается при повышении минерализации и определяется соотношением (Кияшко, 2014):

$$\rho_w = 1 + 10^{-3}[28,15 + (0,8 - 0,002T)(M - M_{sw})],$$

$$0 > T > T_{bf}, 5 \leq M \leq 130, \quad (3.6.2)$$

где T – температура криопэга, °С;

M – минерализация криопэга, г/л;

M_{sw} – минерализация морской воды, г/л.

Удельная теплоемкость криопэгов определяется выражением (Цуриков, 1976):

$$C_{uw}(T, M) = 10^{-3}(4210|T|^{-0,05} - 4,55M),$$

$$5 \leq M \leq 130, 0 > T > T_{bf}, \quad (3.6.3)$$

Объемная теплоемкость засоленных грунтов в мерзлом состоянии определяется из соотношения (Комаров, Мироненко, Кияшко, 2012):

$$C_f(T, C_{ps}) = \{C_{ск} + C_{uw}(T, C_{ps})W_w(T, D_{sal}) + C_i(T)[W_{tot} - W_w(T, D_{sal})]\} \cdot \rho_{d,th,f},$$

$$T \leq T_{bf}, \quad (3.6.4)$$

где $C_{ск}$ – удельная теплоемкость скелета пород, Дж/(кг·К);

$W_w(T, D_{sal})$ – содержание незамерзшей воды, д.е.;

T_{bf} – температура начала замерзания, °С;

$C_{uw}(T, C_{ps})$ – удельная теплоемкость поровой влаги, кДж/(кг·К);

$C_i(T) = 2,12 + 0,0078T$ – удельная теплоемкость льда, кДж/(кг·К);

$\rho_{d,th,f}$ – плотность скелета грунта, г/см³.

Объемная теплоемкость засоленных грунтов в талом состоянии определяется выражением:

$$C_{th}(T, C_{ps}) = [C_{ск} + C_{uw}(T, C_{ps})W_{tot}] \cdot \rho_{d,th,f},$$

$$0 > T > T_{bf}, \quad (3.6.5)$$

Коэффициент теплопроводности криопэгов, в которых одновременно находится жидкая и твердая фазы, определяется из выражения:

$$\lambda = \lambda_w + (\lambda_i - \lambda_w) \cdot [1 - W_w(T, M)],$$

$$0 \geq T \geq T_{bf}, 5 < M < 130, \quad (3.6.6)$$

где λ_w – коэффициент теплопроводности жидкой фазы криопэга, определяемый по соотношению (Кияшко, 2014):

$$\lambda_w = (\lambda_b - 0,0009 \cdot M) \cdot (0,946 + 0,0027 \cdot T), 0 > T > T_{bf}, \quad (3.6.7)$$

где $\lambda_b=0,56$ Вт/(м·К) – коэффициент теплопроводности пресной воды при температуре 0 °С и давлении 1 атм.;

λ_i – коэффициент теплопроводности твердой фазы криопэга, принимаемый как теплопроводность пресного льда (Цуриков, 1976).

$$\lambda_i = \lambda_0(1 - 0,0159 \cdot T), \quad (3.6.8)$$

где $\lambda_0=2,22$ Вт/(м·К) – теплопроводность льда при 0 °С.

Теплопроводность засоленных пород в талом состоянии может быть принята в модели на основе результатов лабораторных исследований или по таблицам СП 25.13330.2020 «СНиП 2.02.04-88 Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах». Теплопроводность засоленных пород в мерзлом состоянии определяется из выражения:

$$\lambda_f = \frac{\lambda_{fm} - (\lambda_{fm} - \lambda_{th})[W_w(T, D_{sal}) - W_w(T_m, D_{sal})]}{[W_{tot} - W_w(T_m, D_{sal})]},$$

$$T_{bf} \geq T \geq T_m, \quad (3.6.9)$$

При разработке методики математическое моделирование динамики температурного режима засоленных пород выполнено в программе «QFrost» (Песоцкий, 2016). Поставленная задача является одномерной, учитывающей теплообменные характеристики грунтов в зависимости от их состава, состояния, влажности и плотности сухого грунта. Применение явной схемы решения задачи с регуляризацией позволило значительно увеличить шаг во времени при оптимальной продолжительности вычислений. Использование энтальпийной формы решения краевой задачи совместно с методом балансов позволило получить наглядную физическую интерпретацию результатов вычислений.

Задача решена для территорий, для которых разработаны сценарии изменения среднегодовой температуры воздуха к 2050 г. Расчет выполнен для плоских, возвышенных террасовых участков, при минерализации раствором 35, 90 и 150 г/л. Динамика температурного режима пород оценивается по среднегодовой

температуре пород, определяемой на подошве слоя годовых теплооборотов (Никитин, 2024).

Расчет в программе «QFrost» выполнялся двумя независимыми друг от друга итерациями. В первом случае программа использовала постоянные на период прогноза теплообменные характеристики грунтов. Во втором случае эти характеристики были рассчитаны с помощью программы «Freezbrine» с последующей обработкой данных.

При исследовании водно-ионного режима поровых растворов методами термодинамического моделирования использовались следующие допущения: теплофизические свойства мерзлой, талой и охлажденной зон кусочно-постоянны, химическое и адсорбционное взаимодействие поровой влаги отсутствует; перенос ионов за счет диффузии и конвекции пренебрежимо мал; тепловые эффекты, связанные с выпадением солей из раствора в твердую фазу и выпадением (поглощением) теплоты растворения, малы по сравнению с теплотой фазовых переходов вода-лед.

Дополнительно была решена задача по определению временного шага, на котором статистически заметно изменение теплофизических свойств засоленных пород. Например, при временном шаге в программе 3 ч введение меняющихся теплообменных характеристик представляется излишним. При этом затрачивается дополнительная операционная мощность ЭВМ на такие вычисления. В реальных природных условиях такие изменения заметны при значительных колебаниях температуры грунта, проявляющихся в масштабах лет или сезонов промерзания-оттаивания.

Эмпирическим путем определен временной шаг, при котором заметна разница температуры грунта при постоянных и меняющихся теплообменных характеристиках, – период промерзания-оттаивания. Эти меняющиеся характеристики вводились вручную в программе 2 раза в год – в начале периодов оттаивания и промерзания. Граница между этими периодами определена по знаку (положительному или отрицательному) среднемесячной температуры на верхней границе расчетной области. После этого вычисления в программе продолжались. Для всех итераций был принят постоянный временной шаг – 3 часа.

Выводы к главе 3

Для прогноза температурного режима многолетнемерзлых пород в условиях климатических изменений использовался численный метод – метод конечных разностей, который реализован в компьютерной программе «QFrost». Прогнозная задача ставилась как одномерная. Теплоперенос в пределах расчетной области осуществляется только за счет теплопроводности, то есть при расчете температурного поля массообменные процессы не учитываются. Фазовые переходы происходят в диапазоне отрицательных значений температуры, без изменения начальной влажности и объема. При решении используется метод балансов, предложенный Хрустальевым Л.Н. Использование метода позволяет получить наглядную физическую интерпретацию результатов вычислений за счет определения относительного объема талой фазы V .

Для разработки сценариев изменения среднегодовой температуры воздуха применен метод авторетроспективного анализа для ряда многолетних метеонаблюдений. Основная идея метода заключается в выявлении цикличности временного ряда путем выделения разнопериодных колебаний. Основной целью анализа временных рядов является количественная оценка их характеристик. Результаты анализа позволяют изучить наблюдаемое поведение системы и предсказать ее будущее. Анализ Фурье для многолетних данных предоставляет информацию для количественного описания и прогнозирования изменчивости среднегодовой температуры воздуха.

Разработана комплексная методика прогноза температурного и водно-ионного режима засоленных пород и криопэгов с учетом изменения климата, заключающаяся в совместном использовании в рамках геокриологического прогноза методов термодинамического и математического моделирования. Для реализации методики необходимо выполнить термодинамическое моделирование поровых растворов, криопэгов, разработать сценарий изменения температуры воздуха, решить краевую задачу кондуктивного теплообмена с учетом фазовых переходов и динамики граничных условий.

Глава 4. Выбор и нахождение параметров расчетной схемы прогноза температурного и водно-ионного режима пород

4.1. Выбор расчетных параметров для реализации модели

Прогноз температурного режима с учетом климатических изменений к середине века выполняется для засоленных и незасоленных пород. Для засоленных дополнительно учитывается динамика водно-ионных преобразований поровых растворов в диапазоне отрицательных значений температуры с привлечением методов термодинамического моделирования. Прогноз для засоленных пород выполнен для трех районов полуострова Ямал – западного, северо-западного и нижнего течения Оби (Никитин и др., 2024).

Работа проведена в рамках разработки методики мерзлотного (геокриологического) прогноза температурного и водно-ионного режима засоленных пород Ямала с учетом изменения климата (Комаров и др., 2024). В ходе совместного моделирования необходимо было определить влияние водно-ионных преобразований на формирование температурных полей и установить его количественные особенности. Для этого каждый расчет выполнен двумя независимыми итерациями – с постоянными и изменяющимися теплообменными характеристиками. На основе полученной разницы между вычислениями определяется количественное влияние водно-ионных преобразований.

Расчеты были выполнены на модельных разрезах с наибольшей засоленностью пород и минерализацией порового раствора. Данная работа выходит за границы территории исследования, однако ее результаты будут представлены в полном объеме, что позволит количественно оценить влияние состава и минерализации поровых растворов на прогнозные оценки температурного режима пород в региональном масштабе.

Дополнительные расчеты были проведены для участков многолетнего термометрического мониторинга в районе полярной станции Марре-Сале с привлечением ряда данных – опубликованных и полученных автором в ходе 4 полевых сезонов. Отличительной особенностью песчаных, супесчано-суглинистых пород, учтенных в моделировании, является относительно неравномерное распределение засоленности по разрезу, наличие незасоленных горизонтов.

В поставленной задаче рассматривается естественный теплообмен массива пород с окружающей средой, поэтому размер расчетной области составляет 20 м, что соответствует положению подошвы слоя годовых теплооборотов и нижней границе расположения свайных фундаментов. Динамика температурного режима определяется на основе изменений среднегодовой температуры пород. Размеры блоков в расчетной области составляют 0,2х0,2 м.

На нижней границе задается условие II рода – постоянный по времени тепловой поток 0,06 Вт/м² (Балобаев, 1991). На боковых гранях теплоток отсутствует. В соответствии с условием III рода на верхней границе задается коэффициент теплообмена, имеющий вид:

$$\alpha = \frac{1}{\frac{1}{\alpha_{\text{КВ}}} + R}, \quad (4.1.1)$$

где $\alpha_{\text{КВ}}$ – коэффициент конвективного теплообмена поверхности грунта с воздухом, зависящий от скорости ветра, Вт/(м²·°С), определяется по формуле (СП 121.13330.2019 «Аэродромы»):

$$\begin{cases} \alpha_{\text{КВ}} = 2,4V_{\text{В}} + 2,3; & V_{\text{В}} \leq 4,6 \\ \alpha_{\text{КВ}} = 3,7(V_{\text{В}} - 1); & V_{\text{В}} > 4,6 \end{cases} \quad (4.1.2)$$

где $V_{\text{В}}$ – среднемесячная скорость воздуха, м/с;

R – суммарное термическое сопротивление снежного, растительного покровов, (м²·С)/Вт, находится из выражения:

$$R = \frac{\delta}{\lambda}, \quad (4.1.3)$$

где δ – толщина слоя, м.

Величина R рассчитывается отдельно для каждого сезона. Теплопроводность снежной толщи λ определена по эмпирической зависимости Б.В. Проскурякова (Павлов, 1979). Предполагается, что на период прогноза многолетний режим снежных отложений не изменится, что подтверждается отсутствием устойчивого, выраженного тренда на увеличение максимальной высоты снега (см. главу 2.2). При расчете коэффициента теплообмена используется среднемноголетняя высота снега за 1961-1990 гг. по данным метеонаблюдений, скорректированная с учетом местных условий снегонакопления. Теплопроводность и влажность растительных покровов

определена в полевых условиях на Западном Ямале и по опубликованным данным (Кудрявцев и др., 1978; Ландшафты криолитозоны..., 1983; Балобаев, 1991).

Для каждого из трех районов Ямала (западного, северо-западного, нижнего течения Оби) расчет выполнен для двух типов разрезов – песчаного и суглинистого морского, прибрежно-морского или аллювиального генезиса. Обобщенные теплофизические свойства грунтов на основе опубликованных и фондовых результатов инженерно-геологических изысканий и региональных геокриологических исследований приведены в таблице 4.1.

Таблица 4.1 – Обобщенные теплофизические свойства пород (по материалам ООО НТФ «Криос»)

Грунт	M , г/л	ρ_d , г/см ³	W_{tot} , Д.с.	t_{bf} , °C	λ_{th} , Вт/(м·°C)	λ_f , Вт/(м·°C)	C_{th} , Вт·ч/(м·°C)	C_f , Вт·ч/(м·°C)
Песок	35	1,7	0,18	-0,9	0,84	1,36	443	409
	90	1,6	0,26	-1,6	0,83	1,17	513	430
	150	1,7	0,35	-3,6	0,85	1,21	591	512
Суглинок	35	1,8	0,27	-1,2	1,22	1,20	485	450
	90	1,7	0,39	-1,9	1,43	1,39	575	485
	150	1,9	0,44	-5,3	1,65	1,58	603	540

Прогноз температурного режима, реализованный совместно для засоленных и незасоленных пород по разрезу, выполнен для 6 участков (рисунок 4.1), для которых опубликованы результаты наблюдений за температурой пород в слое годовых теплооборотов (Васильев и др., 2020; Malkova et al., 2022; Nikitin, Belova, Vasiliev, 2023).

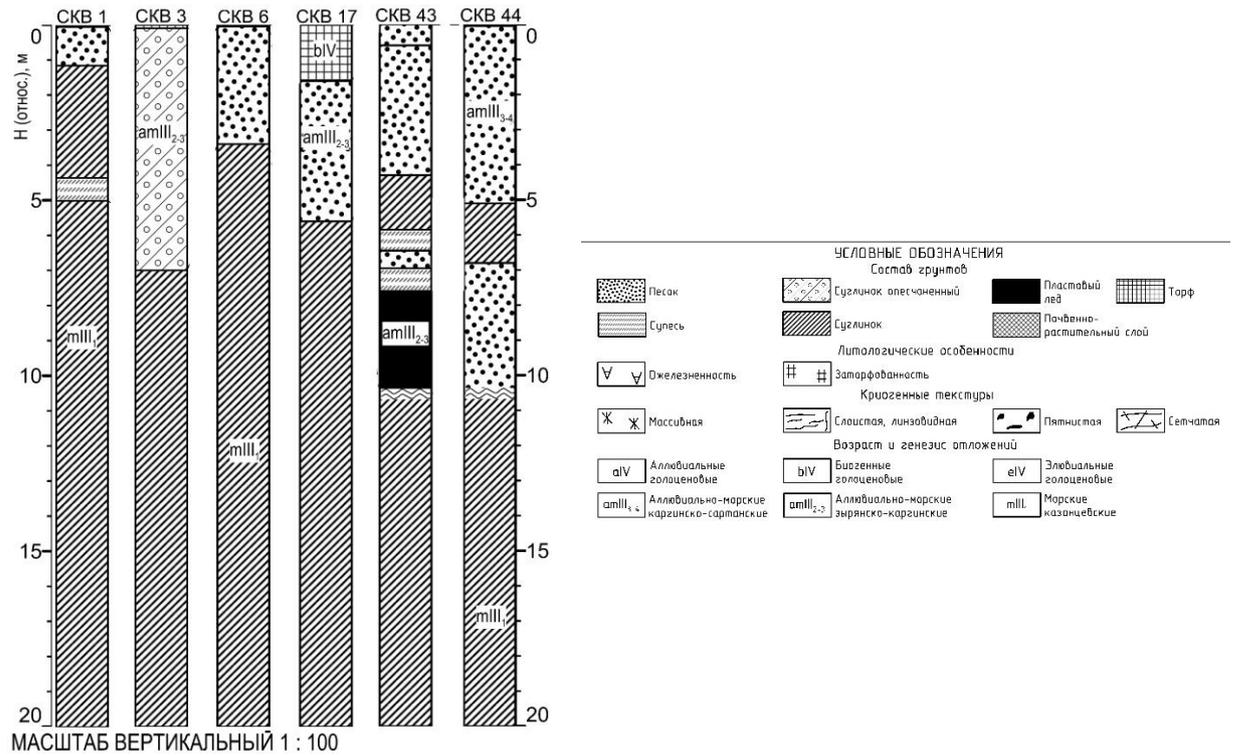


Рисунок 4.1 – Литологические колонки скважин, используемые в расчете

Теплофизические свойства незасоленных пород определены по СП 25.13330.2020 «СНиП 2.02.04-88 Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах» на основе полевых исследований автора и опубликованных результатов инженерно-геологических изысканий на территории Бованенковского НГКМ (таблица 4.2) (Бадю, Подборный, 2013). Для всех участков принимается, что грунты сезонно-талого слоя незасолены. Закономерности распределения засоленности по разрезу ниже слоя сезонного оттаивания в зависимости от состава и генезиса отложений получены из фондовых и опубликованных данных.

Таблица 4.2 – Свойства пород, используемые в ходе моделирования*

Площадка	Индекс	Грунт	$\rho_d, \text{г/см}^3$	$W_{tot}, \%$	$t_{bf}, ^\circ\text{C}$	$\lambda_{th}, \text{Вт/(м}\cdot^\circ\text{C)}$	$\lambda_f, \text{Вт/(м}\cdot^\circ\text{C)}$	$C_{th}, \text{Вт}\cdot\text{ч/(м}^3\cdot^\circ\text{C)}$	$C_f, \text{Вт}\cdot\text{ч/(м}^3\cdot^\circ\text{C)}$
1	amIII ₂₋₃	Песок	1,7	17	-0,1	1,8	2,1	687	590
		Суглинок	1,7	30	-1,0	1,7	1,9	900	652

Площадка	Индекс	Грунт	$\rho_d, \text{г/см}^3$	$W_{tot}, \%$	$t_{bf}, \text{°C}$	$\lambda_{th}, \text{Вт/(м} \cdot \text{°C)}$	$\lambda_f, \text{Вт/(м} \cdot \text{°C)}$	$C_{th}, \text{Вт} \cdot \text{ч/(м}^3 \cdot \text{°C)}$	$C_f, \text{Вт} \cdot \text{ч/(м}^3 \cdot \text{°C)}$
		Супесь	1,9	25	-1,1	1,4	2,1	803	550
	$mIII_1$	Суглинок	1,9	30	-1,3	1,9	2,3	854	555
3	$amIII_{2-3}$	Суглинок	1,5	25	-0,7	1,6	1,7	621	505
	$mIII_1$	Суглинок	1,5	30	-1,4	1,5	1,7	809	750
6	$amIII_{2-3}$	Песок	1,7	25	-0,1	1,9	2,3	702	510
	$mIII_1$	Суглинок	1,8	35	-1,2	1,5	1,7	804	596
17	bIV	Торф	0,4	200	-0,2	0,7	1,5	1100	900
	$amIII_{2-3}$	Песок	2,0	25	-0,1	1,5	1,6	750	650
	$mIII_1$	Суглинок	1,9	25	-1,4	1,2	1,4	900	700
43	$amIII_{3-4}$	Песок	1,7	20	-0,1	1,9	2,3	690	520
		Суглинок	1,8	45	-0,9	1,6	1,7	902	705
		Супесь	1,9	65	-0,6	0,9	1,1	800	650
		Песок	1,7	43	-0,1	1,9	2,1	900	793
		Супесь	1,9	58	-0,7	0,9	2,0	950	820
	$amIII_{2-3}$	Лед	1,5	90	0,0	0,6	2,3	669	578
	$mIII_1$	Суглинок	1,9	30	-1,2	1,3	1,7	855	604
44	$amIII_{3-4}$	Песок	1,9	23	-0,1	1,9	2,1	620	510
	$amIII_{2-3}$	Суглинок	1,8	40	-1,1	1,2	1,5	825	614
		Песок	2,0	20	-0,1	1,9	2,2	697	505
	$mIII_1$	Суглинок	1,9	30	-1,5	0,9	1,1	670	590

*Представлены начальные значения свойств, используемые в модели. Теплофизические и водно-физические свойства пород изменялись в ходе моделирования с учетом водно-ионных преобразований.

Для каждой разновидности пород использовались средние значения влажности и плотности сухого грунта. Для всех участков дополнительно учтено изменение суммарной влажности грунтов сезонно-талого слоя в конце теплого периода,

выявленное в ходе мониторинга в районе метеостанции Марре-Сале (Oblogov et al., 2023). Сравнение данных о влажности на нескольких площадках, определенной в период 1978-2022 гг. с перерывами, показало среднее увеличение показателя с 23 % до 26 %. При этом на хорошо дренированных и сухих участках отмечено незначительное сокращение влажности до 0,17 %/год. Увеличение влажности зафиксировано на хорошо увлажненных участках до 0,19 %/год. Указанные закономерности учитывались в созданной модели путем изменения вручную влажности грунтов сезонно-талого слоя ежегодно с остановкой вычислений.

4.2. Верификация параметров расчетной схемы прогноза температурного режима пород

При создании модели выполнена верификация вычисленных и полученных при наблюдениях в скважинах значений температуры пород в районе полярной станции Марре-Сале (Западный Ямал). Начальное распределение температуры до глубины 10-15 м задано на основе опубликованных данных (Павлов, 2002; Дубровин, 2009; Васильев и др., 2020; Malkova et al., 2022; Nikitin, Belova, Vasiliev, 2023). Для получения модели обводненного породного массива, соответствующей реальным природным условиям, проведена калибровка (Никитин и др., 2024).

На верхней границе были заданы помесечные значения температуры воздуха и коэффициента теплообмена. Расчет выполнялся на 300 лет вперед. После этого полученные значения температуры пород сравнивались с фактическими. Задача решалась до тех пор, пока температурное поле не будет соответствовать своим граничным условиям. При этом колебания температуры на глубине нулевых годовых амплитуд не должны превышать 0,1 °С. Для достижения квазистационарного температурного режима пород незначительно меняется коэффициент теплообмена и суммарная влажность первого с поверхности слоя. Полученный результат расчетов принимается в качестве начальных условий основной задачи.

При моделировании температурного режима засоленных пород в трех регионах Ямала была проведена верификация вычисленных и полученных при термометрических наблюдениях значений температуры аналогичным методом.

Найдены параметры расчетной схемы, при которых наблюдается тесное соотношение между фактической и рассчитанной температурой. Наибольшее расхождение в значениях температуры отмечается в пределах первых с поверхности 6-8 м. Ниже разница между зафиксированными и вычисленными значениями температуры не превышает в основном 0,5 °С. На подошве слоя годовых теплооборотов при установившемся температурном режиме на поверхности массива их колебания не превышают 0,1 °С.

Выводы к главе 4

Прогноз температурного режима к середине века выполнен для засоленных и незасоленных пород. Динамика температурного режима определяется по изменениям среднегодовой температуры пород. В засоленных породах на основе термодинамического моделирования учтены водно-ионные преобразования в ходе промерзания-оттаивания за счет изменений водно-физических и теплофизических свойств пород в течение прогноза. Задача для засоленных пород выполнена для трех районов полуострова Ямал – западного, северо-западного и нижнего течения Оби. Расчеты проведены на модельных разрезах с наибольшей засоленностью пород и минерализацией порового раствора. В ходе совместного моделирования необходимо было определить влияние водно-ионных преобразований на формирование температурных полей и установить его количественные особенности. Для этого каждый расчет выполнен двумя независимыми итерациями – с постоянными и изменяющимися теплообменными характеристиками. На основе полученной разницы между вычислениями определяется количественное влияние водно-ионных преобразований.

Дополнительные расчеты были проведены для участков многолетнего термометрического мониторинга в районе полярной станции Марре-Сале с привлечением ряда данных – опубликованных и полученных автором в ходе 4 полевых сезонов. Отличительной особенностью песчаных, супесчано-суглинистых разрезов, учтенных в моделировании, является относительно неравномерное распределение засоленности по глубине, наличие незасоленных горизонтов. При верификации расчетной схемы для прогноза температурного режима пород найдены параметры, при которых наблюдается тесное соотношение между фактической и рассчитанной температурой.

Глава 5. Прогноз температурного режима засоленных и незасоленных пород Западного Ямала в связи с изменением климата

5.1. Результаты обработки данных многолетних наблюдений температуры воздуха для трех районов полуострова Ямал⁴

Ретроспективный анализ данных о среднегодовой температуре воздуха в районе полярной станции Марре-Сале основан на многолетних наблюдениях в 1914-2020 гг. При сравнении средних за десятилетие температур видно, что в 70-е гг. происходило постепенное понижение температуры, сменившееся ростом в начале 80-х гг. Сглаженные скользящие средние за 10 и 20 лет показывают, что нарушение ряда данных могло произойти как в 1972 г., так и в 1979 г. (рисунок 5.1). Для выбора периода осреднения рассчитано среднеквадратичное отклонение для обоих интервалов – 0,18 % для 10 лет и 0,20 % для 20 лет. Таким образом, на первом этапе базовый ряд определен 1914-1971 гг., антропогенный – с 1972 г.

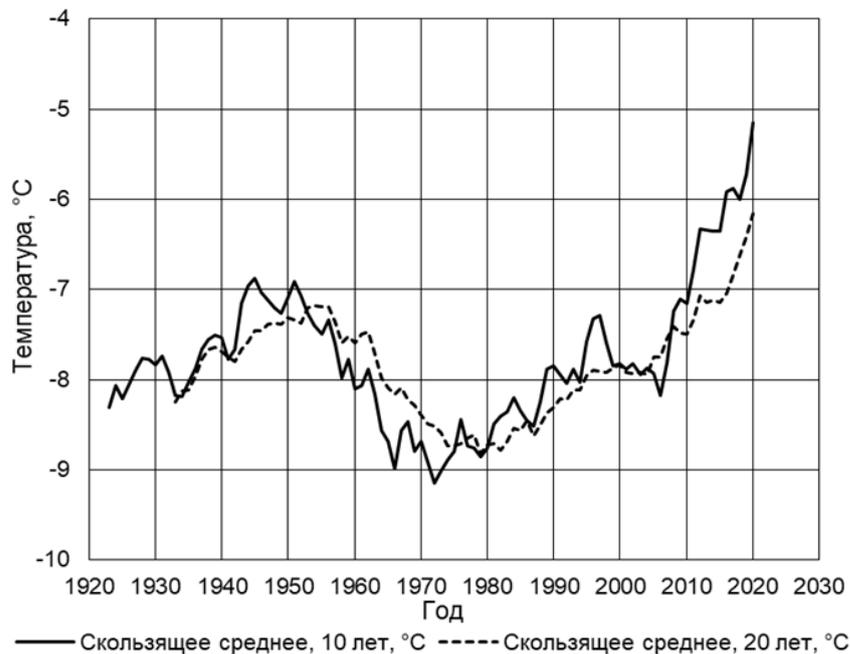


Рисунок 5.1 – Сглаженные скользящие средние за 10 и 20 лет

⁴ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Никитин К.А. Прогнозный сценарий изменения среднегодовой температуры воздуха на Западном Ямале к 2050 г. на основе авторетроспективного анализа // Мониторинг в криолитозоне: Сборник докладов Шестой конференции геокриологов России с участием российских и зарубежных ученых, инженеров и специалистов, Москва, 14-17 июня 2022 года / Под редакцией Р.Г. Мотенко. – М.: «КДУ», «Добросвет», 2022. – С. 284-288.

Подобраны значения для 14 короткопериодных гармоник, вековые климатические ритмы по данным метеонаблюдений зафиксировать не удалось (рисунок 5.2). Наибольшее расхождение между рассчитанным и фактическим рядом данных наблюдается в 50-е гг., когда происходили частые и резкие флуктуации температуры. При этом была определена самая низкая среднегодовая температура за период наблюдений. Разница между фактическими и расчетными значениями может быть связана с наличием долгопериодных климатических ритмов, существенно влияющих на выделенные колебания.

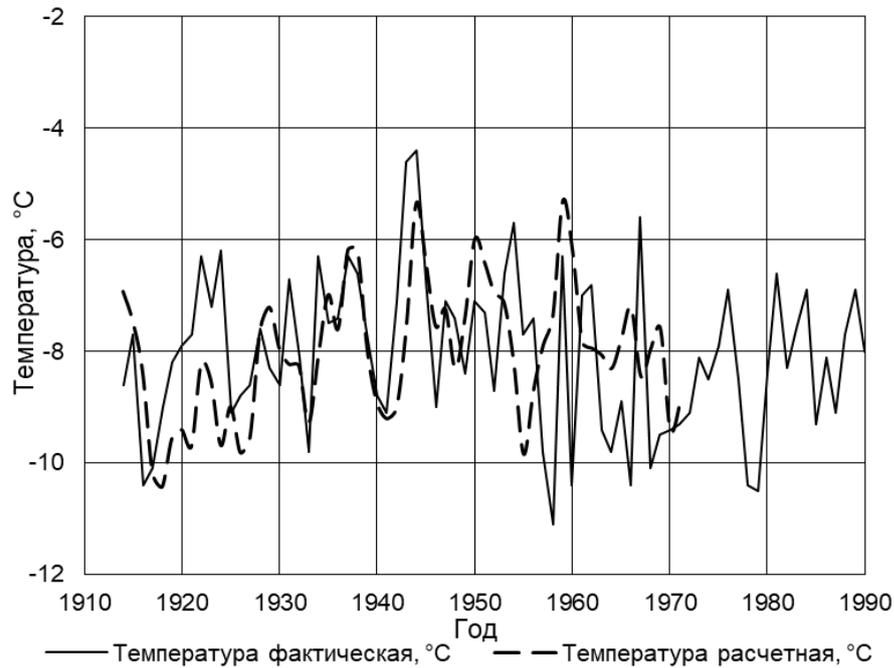


Рисунок 5.2 – Фактическая и расчетная температура на базовом ряде (1914-1971 гг.)

Дисперсия ряда флуктуаций η составляет $2,6 \text{ }^\circ\text{C}^2$. Ход среднегодовой температуры воздуха на базовом интервале – это периодический процесс с случайной составляющей η , имеющей дисперсию $D_\eta=2,6 \text{ }^\circ\text{C}^2$ и среднее значение $\eta_0=0,0 \text{ }^\circ\text{C}$. Структура метеорологического ряда, то есть последовательное нарушение неравенства для S и H , изменяется с 2001 г. Линейный тренд повышения среднегодовой температуры воздуха, связанный с антропогенным фактором, имеет вид: $\Delta T(t)=a(t-2001)+b$. Коэффициенты линейного уравнения для антропогенного периода: $a=0,09 \text{ }^\circ\text{C}/\text{год}$ и $b=0,3 \text{ }^\circ\text{C}$. Ряд μ после 2001 г. статистически равен ряду η на базовом интервале. При выборе 2001 г. в качестве начала техногенного интервала введение линейной составляющей в формулу Фурье позволяет наиболее полно

восстановить временной ход среднегодовой температуры воздуха. С учетом новых данных ход температуры воздуха в районе Марре-Сале можно описать уравнением:

$$T(t) = -8,0 + \sum_{j=1}^N A_j \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{y_j} \cdot t + \phi_j\right) + 0,09(t - 2001) \pm 2,0, \quad (5.1.1)$$

Средние значения вычисленной и фактической температур воздуха близки между собой: $-8,1$ и $-8,0$ °C на базовом периоде и $-7,4$ и $-6,8$ °C на техногенном интервале (рисунок 5.3).

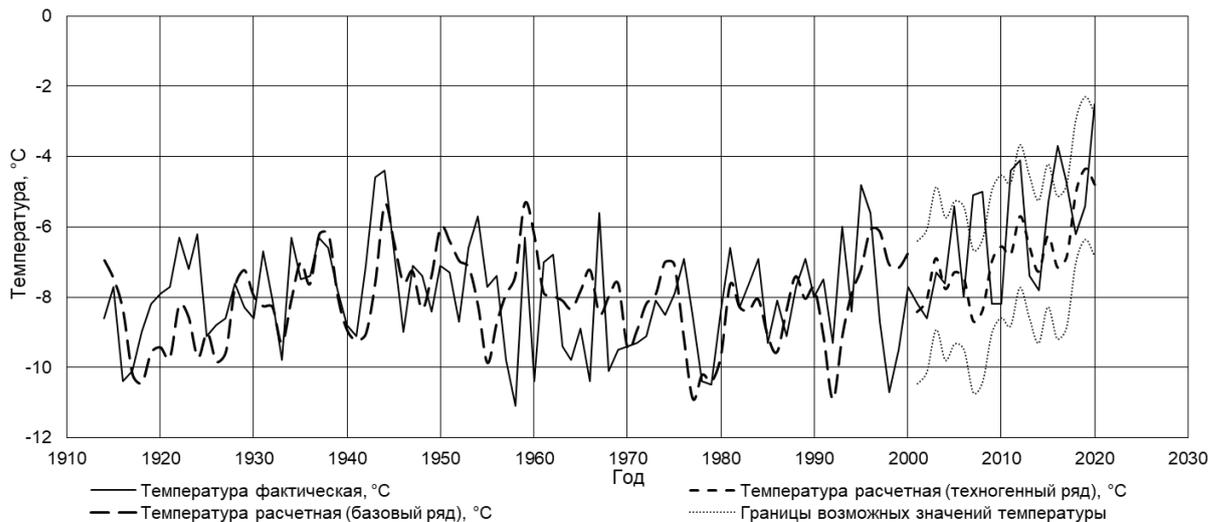


Рисунок 5.3 – Ход расчетной среднегодовой температуры воздуха в 1914-2020 гг.

Дисперсия рассчитанных значений оказалась меньше дисперсии наблюдаемых величин – $1,5$ и $2,1$ °C² для базового ряда и $2,5$ и $5,5$ °C² для техногенного ряда. К 2050 г. отмечается повышение среднегодовой температуры воздуха с $-8,2$ (2001 г.) до $-4,2 \pm 2,0$ °C. В 2021-2050 гг. прогнозируемое значение линейного тренда повышения температуры составляет $0,2$ °C/10 лет.

Ретроспективный анализ данных о среднегодовой температуре воздуха в районе полярной станции Харасавэй основан на многолетних наблюдениях в 1953-2004 гг. При сравнении средних за десятилетие температур видно, что в 60-70-е гг. происходило постепенное понижение температуры, сменившееся ростом в конце 70-х-начале 80-х гг. Сглаженные скользящие средние за 10 и 20 лет показывают, что нарушение ряда данных могло произойти как в 1979 г., так и в 1982 г. (рисунок 5.4). Для выбора периода осреднения рассчитано среднеквадратичное отклонение для

обоих интервалов – 0,16 % для 10 лет и 0,22 % для 20 лет. Таким образом, на первом этапе базовый ряд определен 1953-1978 гг., антропогенный – с 1979 г.

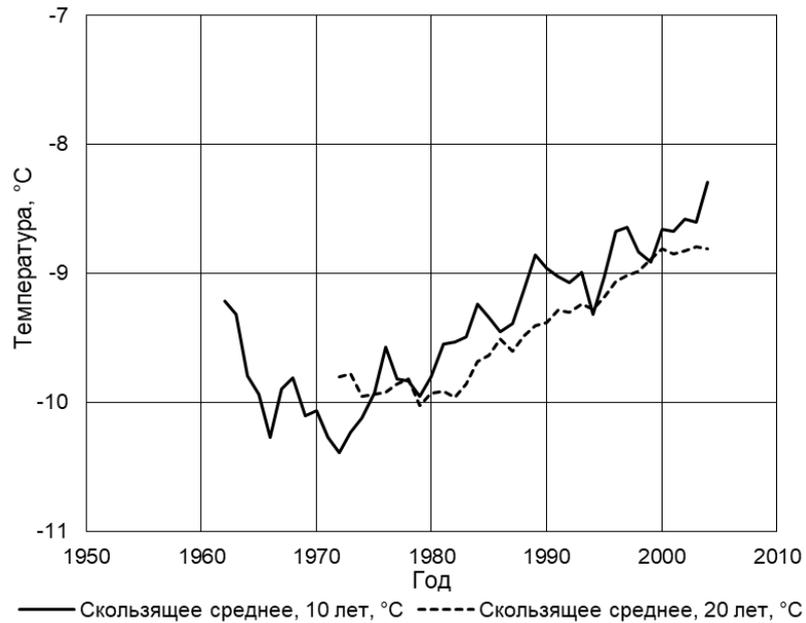


Рисунок 5.4 – Сглаженные скользящие средние за 10 и 20 лет

Подобраны значения для 9 короткопериодных гармоник, вековые климатические ритмы по данным метеонаблюдений зафиксировать не удалось (рисунок 5.5).

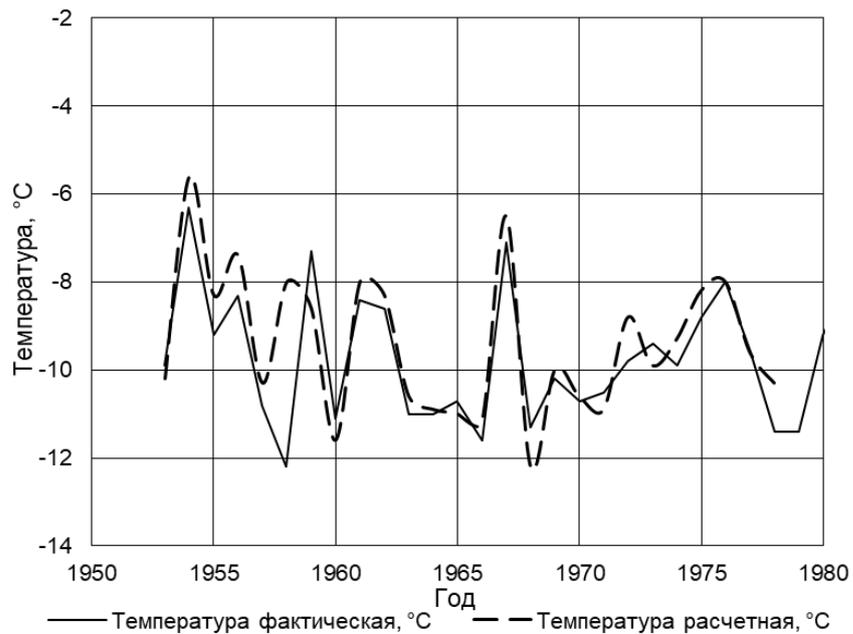


Рисунок 5.5 – Фактическая и расчетная температура на базовом ряде (1953-1978 гг.)

Дисперсия ряда флуктуаций η составляет $1,9 \text{ } ^\circ\text{C}^2$. Ход среднегодовой температуры воздуха на базовом интервале – это периодический процесс с случайной составляющей η , имеющей дисперсию $D_o=1,9 \text{ } ^\circ\text{C}^2$ и среднее значение $\eta_o=0,1 \text{ } ^\circ\text{C}$. Структура метеорологического ряда, то есть последовательное нарушение неравенства для S и H , изменяется с 1979 г. Линейный тренд повышения среднегодовой температуры воздуха, связанный с антропогенным фактором, имеет вид: $\Delta T(t)=a(t-1979)+b$. Коэффициенты линейного уравнения для антропогенного периода: $a=0,06 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{год}$ и $b=0,2 \text{ } ^\circ\text{C}$. Ряд μ после 1979 г. статистически равен ряду η на базовом интервале. При выборе 1979 г. в качестве начала техногенного интервала введение линейной составляющей в формулу Фурье позволяет наиболее полно восстановить временной ход среднегодовой температуры воздуха. С учетом новых данных ход температуры воздуха в районе Харасавэя можно описать уравнением:

$$T(t) = -9,7 + \sum_{j=1}^N A_j \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{y_j} \cdot t + \phi_j\right) + 0,06(t - 1979) \pm 1,4, \quad (5.1.2)$$

Средние значения вычисленной и фактической температур воздуха близки между собой: $-9,3$ и $-9,7 \text{ } ^\circ\text{C}$ на базовом периоде и $-8,8$ и $-8,9 \text{ } ^\circ\text{C}$ на техногенном интервале (рисунок 5.6).

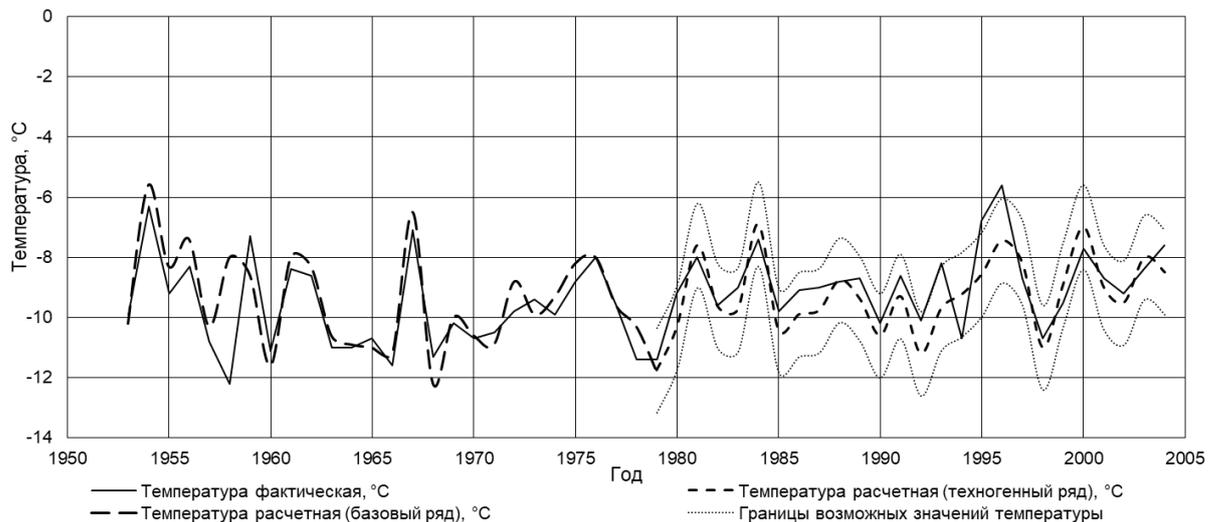


Рисунок 5.6 – Ход расчетной среднегодовой температуры воздуха в 1953-2004 гг.

Дисперсия рассчитанных значений оказалась меньше дисперсии наблюдаемых величин – $1,3$ и $2,6 \text{ } ^\circ\text{C}^2$ для базового ряда и $1,9$ и $2,4 \text{ } ^\circ\text{C}^2$ для техногенного ряда. К 2050 г. отмечается повышение среднегодовой температуры воздуха с $-11,4 \text{ } ^\circ\text{C}$ (1979

г.) до $-5,6 \pm 1,4$ °С. Прогнозируемое значение линейного тренда повышения температуры составляет $0,3$ °С/10 лет.

Ретроспективный анализ данных о среднегодовой температуре воздуха в районе метеостанции Салехарда основан на многолетних наблюдениях в 1883-2022 гг. При сравнении средних за десятилетие температур видно, что в 60-е гг. происходило постепенное понижение температуры, сменившееся ростом в начале 70-х гг. Сглаженные скользящие средние за 10 и 20 лет показывают, что нарушение ряда данных могло произойти как в 1973 г., так и в 1982 г. (рисунок 5.7). Для выбора периода осреднения рассчитано среднеквадратичное отклонение для обоих интервалов – $0,23$ % для 10 лет и $0,17$ % для 20 лет. Таким образом, на первом этапе базовый ряд определен 1883-1981 гг., антропогенный – с 1982 г.

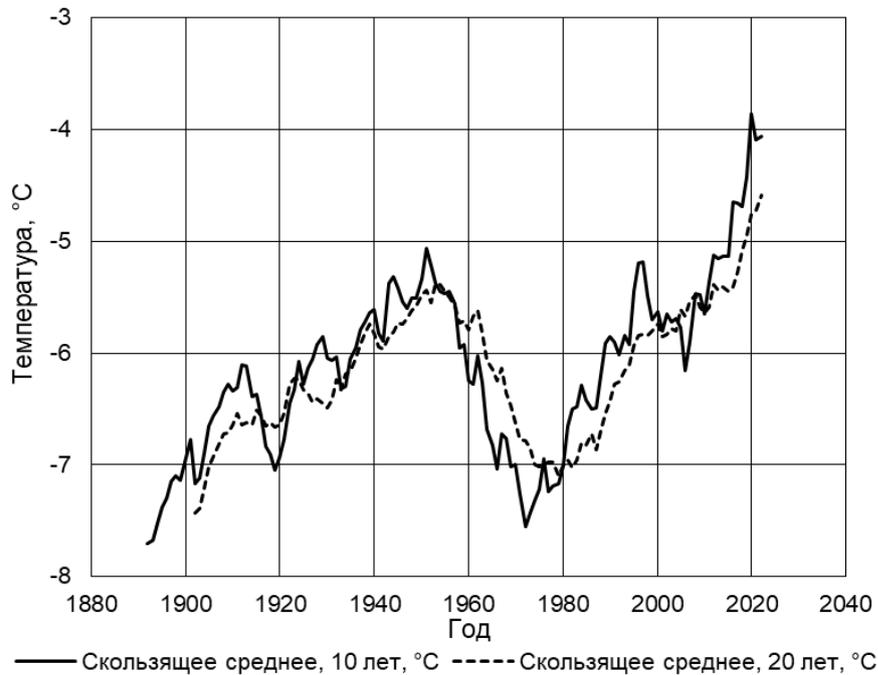


Рисунок 5.7 – Сглаженные скользящие средние за 10 и 20 лет

Подобраны значения для 12 короткопериодных гармоник, вековые климатические ритмы по данным метеонаблюдений зафиксировать не удалось (рисунок 5.8).

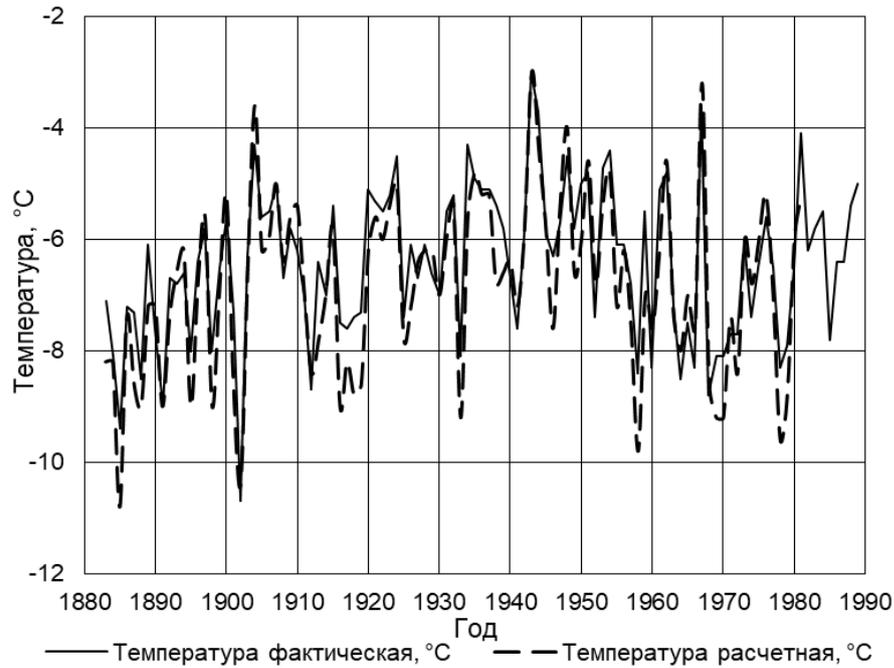


Рисунок 5.8 – Фактическая и расчетная температура на базовом ряде (1883-1981 гг.)

Дисперсия ряда флуктуаций η составляет $2,3 \text{ } ^\circ\text{C}^2$. Ход среднегодовой температуры воздуха на базовом интервале – это периодический процесс с случайной составляющей η , имеющей дисперсию $D_0=2,3 \text{ } ^\circ\text{C}^2$ и среднее значение $\eta_0=0,2 \text{ } ^\circ\text{C}$. Структура метеорологического ряда, то есть последовательное нарушение неравенства для S и H , изменяется с 1982 г. Линейный тренд повышения среднегодовой температуры воздуха, связанный с антропогенным фактором, имеет вид: $\Delta T(t)=a(t-1982)+b$. Коэффициенты линейного уравнения для антропогенного периода: $a=0,04 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{год}$ и $b=0,4 \text{ } ^\circ\text{C}$. Ряд μ после 1982 г. статистически равен ряду η на базовом интервале. При выборе 1982 г. в качестве начала техногенного интервала введение линейной составляющей в формулу Фурье позволяет наиболее полно восстановить временной ход среднегодовой температуры воздуха. С учетом новых данных ход температуры воздуха в районе Салехарда можно описать уравнением:

$$T(t) = -6,5 + \sum_{j=1}^N A_j \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{y_j} \cdot t + \phi_j\right) + 0,04(t - 1982) \pm 1,9, \quad (5.1.3)$$

Средние значения вычисленной и фактической температур воздуха близки между собой: $-6,2$ и $-6,5 \text{ } ^\circ\text{C}$ на базовом периоде и $-5,6$ и $-5,2 \text{ } ^\circ\text{C}$ на техногенном интервале (рисунок 5.9).

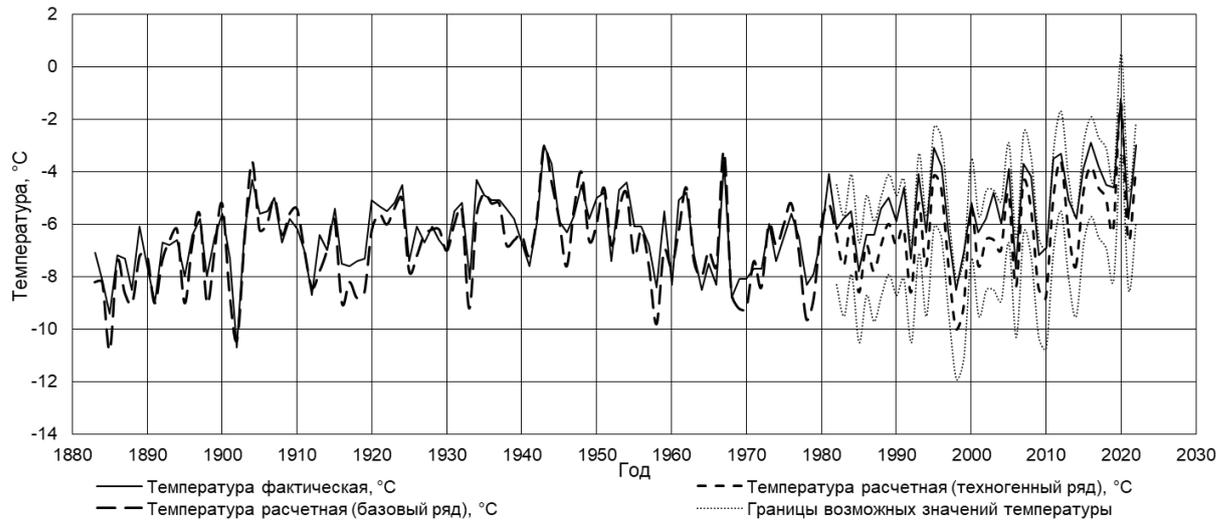


Рисунок 5.9 – Ход расчетной среднегодовой температуры воздуха в 1883-2022 гг.

Дисперсия рассчитанных значений оказалась меньше дисперсии наблюдаемых величин – $1,9$ и $2,2$ $^{\circ}\text{C}^2$ для базового ряда и $2,1$ и $2,4$ $^{\circ}\text{C}^2$ для техногенного ряда. К 2050 г. отмечается повышение среднегодовой температуры воздуха с $-6,2$ $^{\circ}\text{C}$ (1982 г.) до $-1,6 \pm 1,9$ $^{\circ}\text{C}$. Прогнозируемое значение линейного тренда повышения температуры составляет $0,4$ $^{\circ}\text{C}/10$ лет.

5.2. Прогноз динамики температурных полей в засоленных мерзлых породах с учетом изменения водно-ионного состава⁵

На основе численного решения задачи Стефана определены значения среднегодовой температуры мерзлых пород на подошве слоя годовых теплооборотов до 2050 г. включительно для трех регионов Ямала – западного и северо-западного побережья, нижнего течения Оби. Расчет выполнен для двух типов разрезов при трех значениях минерализации поровых растворов. В процессе расчетов учитывалось потепление климата на основе разработанных сценариев изменения среднегодовой температуры воздуха.

⁵ При подготовке данного раздела диссертации использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно положению о присуждении учёных степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

Никитин К.А., Комаров И.А., Мироненко М.В., Кияшко Н.В. Влияние засоленности на прогнозные оценки температуры мерзлых пород на примере полуострова Ямал // Арктика и Антарктика – 2024. – № 3. – С. 30-45.

Для западного побережья Ямала к середине XXI века прогнозируемое значение линейного тренда повышения температуры воздуха составляет $0,2 \text{ } ^\circ\text{C}/10$ лет на основе обработки многолетних наблюдений на метеостанции Марре-Сале. Температура песчаных пород изменится с $-5,5\dots-6,9 \text{ } ^\circ\text{C}$ до $-3,5\dots-4,7 \text{ } ^\circ\text{C}$. Температура суглинков изменится с $-6,1\dots-7,0 \text{ } ^\circ\text{C}$ до $-4,0\dots-4,9 \text{ } ^\circ\text{C}$ (рисунки 5.10-5.15). Значение линейного тренда повышения температуры грунта составляет $0,4 \text{ } ^\circ\text{C}/10$ лет. Тангенс угла наклона линейной регрессии к оси абсцисс равен $0,0441$. Разница между результатами расчетов с использованием постоянных и меняющихся теплообменных характеристик повышается как с увеличением минерализации, так и с периодом прогноза. Наименьшая разница между итерациями $0,1-0,2 \text{ } ^\circ\text{C}$ характерна для первых лет прогноза при минерализации 35 г/л . К 2050 г. разница достигает $0,3-0,4 \text{ } ^\circ\text{C}$ при минерализации 150 г/л .

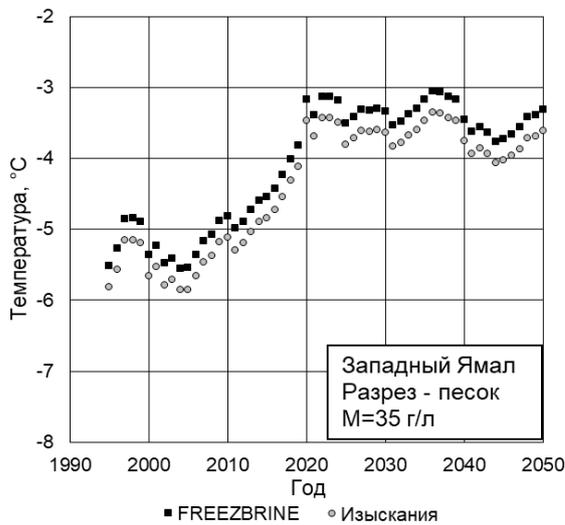


Рисунок 5.10

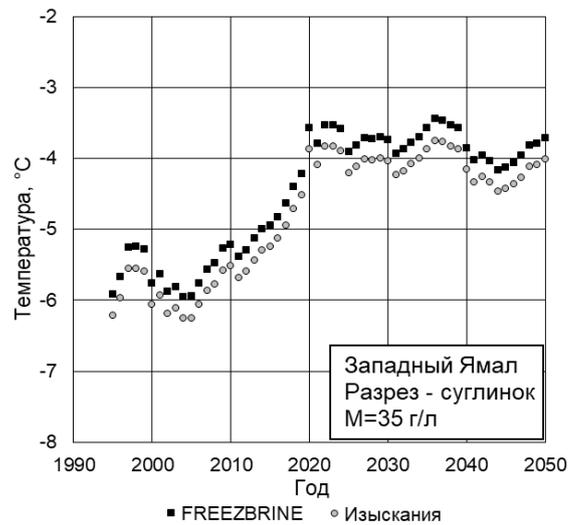


Рисунок 5.11

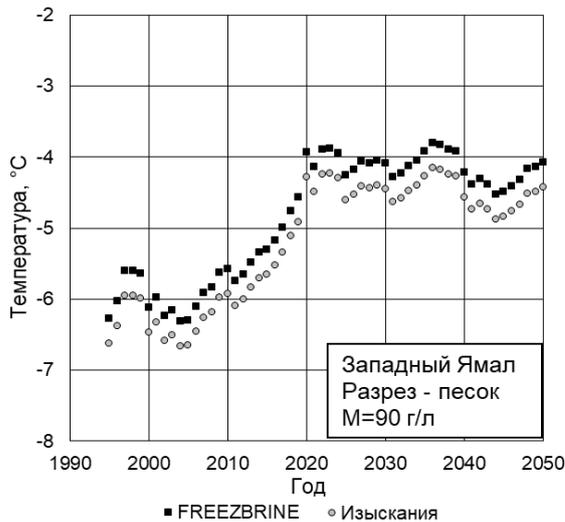


Рисунок 5.12

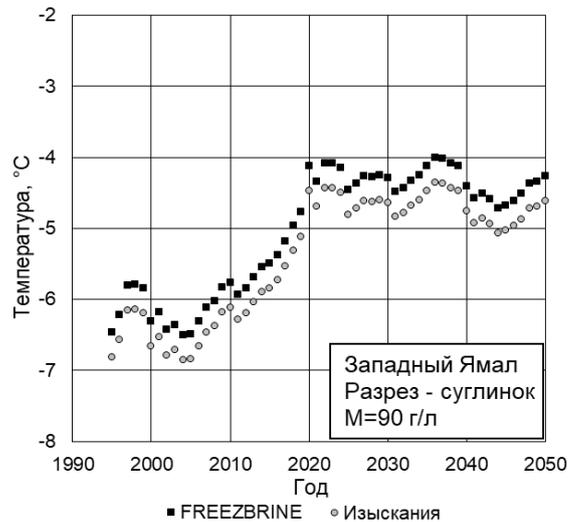


Рисунок 5.13

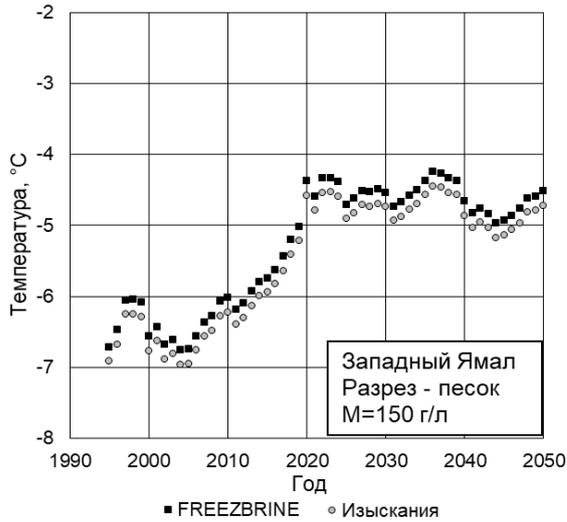


Рисунок 5.14

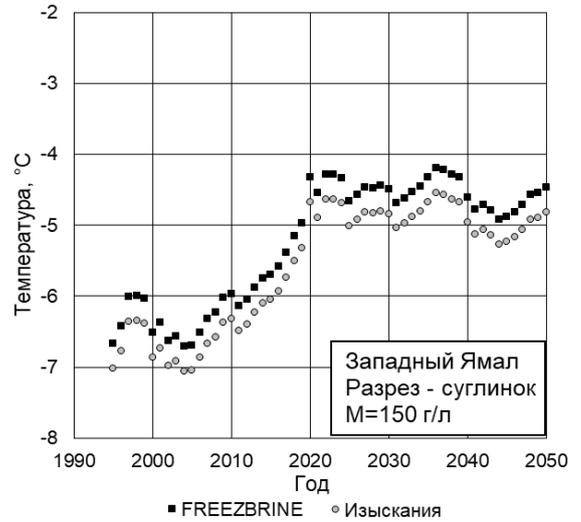


Рисунок 5.15

Рисунки 5.10-5.15 – Прогноз среднегодовой температуры засоленных пород Западного Ямала

Для северо-западного побережья Ямала к середине XXI века прогнозируемое значение линейного тренда повышения температуры воздуха составляет $0,3 \text{ } ^\circ\text{C}/10$ лет на основе обработки многолетних наблюдений на метеостанции Харасавэй. Температура песчаных пород изменится с $-5,0 \dots -6,8 \text{ } ^\circ\text{C}$ до $-4,8 \dots -6,0 \text{ } ^\circ\text{C}$. Температура суглинков изменится с $-5,3 \dots -6,9 \text{ } ^\circ\text{C}$ до $-5,2 \dots -6,2 \text{ } ^\circ\text{C}$ (рисунки 5.16-5.21). Значение линейного тренда повышения температуры грунта составляет $0,2 \text{ } ^\circ\text{C}/10$ лет. Тангенс угла наклона линейной регрессии к оси абсцисс равен $0,0198$. Разница между результатами расчетов с использованием постоянных и меняющихся теплообменных характеристик повышается как с увеличением минерализации, так и с периодом прогноза. Наименьшая разница между итерациями $0,2-0,3 \text{ } ^\circ\text{C}$ характерна для первых лет прогноза при минерализации 35 г/л . К 2050 г. разница достигает $0,4-0,5 \text{ } ^\circ\text{C}$ при минерализации 150 г/л .

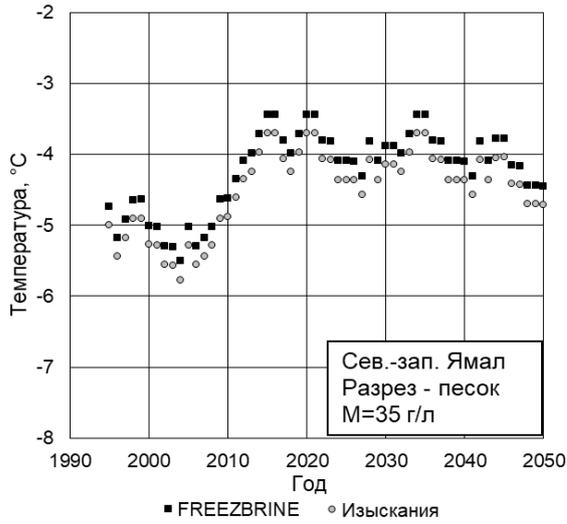


Рисунок 5.16

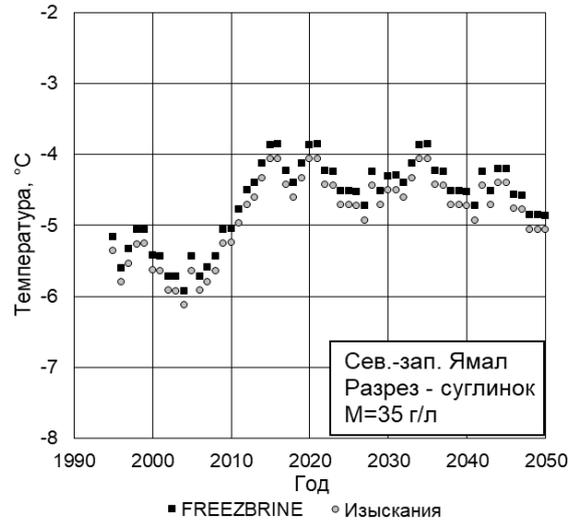


Рисунок 5.17

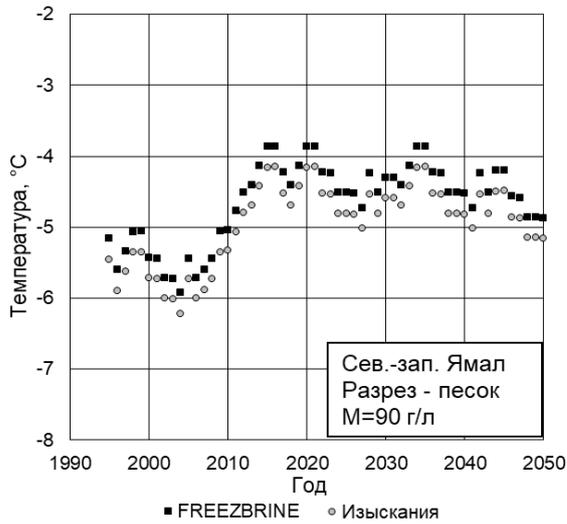


Рисунок 5.18

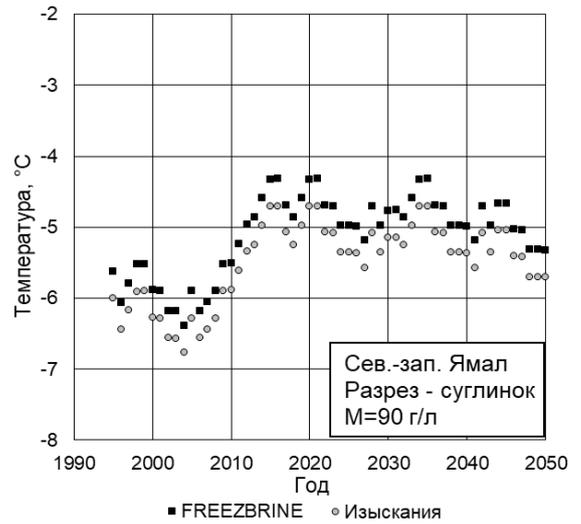


Рисунок 5.19

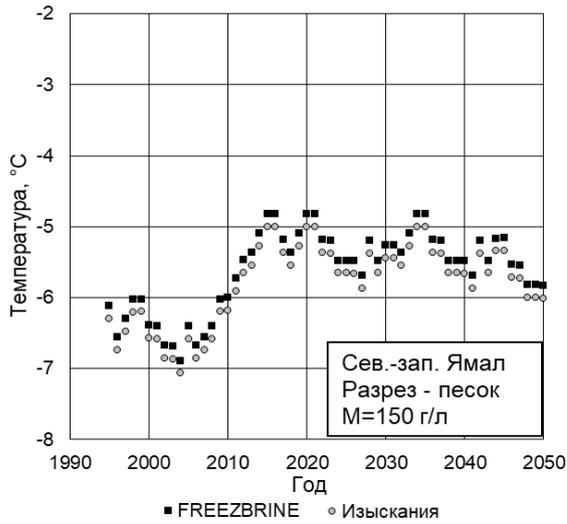


Рисунок 5.20

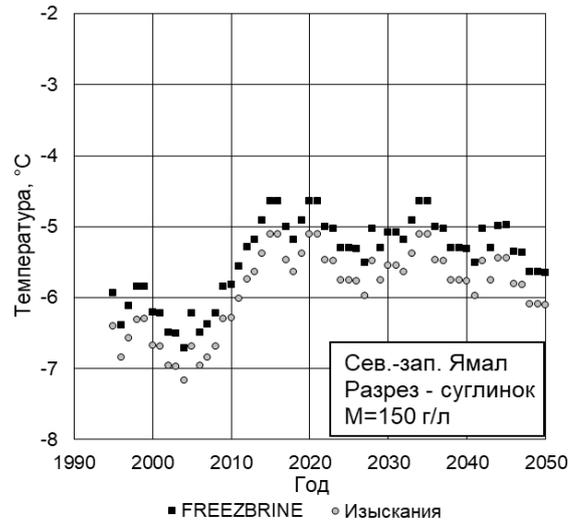


Рисунок 5.21

Рисунки 5.16-5.21 – Прогноз среднегодовой температуры засоленных пород северо-западного Ямала

Для нижнего течения Оби к середине XXI века прогнозируемое значение линейного тренда повышения температуры воздуха составляет $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет на основе обработки многолетних наблюдений на метеостанции Салехард. Температура песчаных пород изменится с $-2,4\dots-3,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $-1,5\dots-2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Температура суглинков изменится с $-2,7\dots-3,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $-1,6\dots-2,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рисунки 5.22-5.27). Значение линейного тренда повышения температуры грунта составляет $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет. Тангенс угла наклона линейной регрессии к оси абсцисс равен $0,0153$. Для данного региона отмечается наибольшая разница между вычислениями с использованием результатов программы «Freezbrine» и инженерных изысканий. С повышением минерализации не наблюдается четкой тенденции увеличения этой разницы. Ее среднее значение составляет $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ для песков и $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ для суглинков.

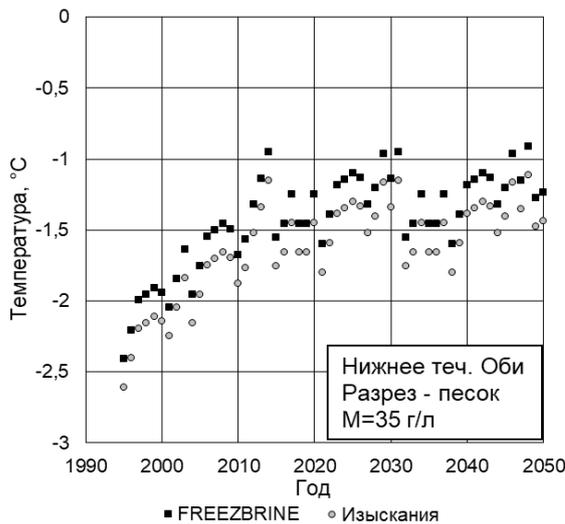


Рисунок 5.22

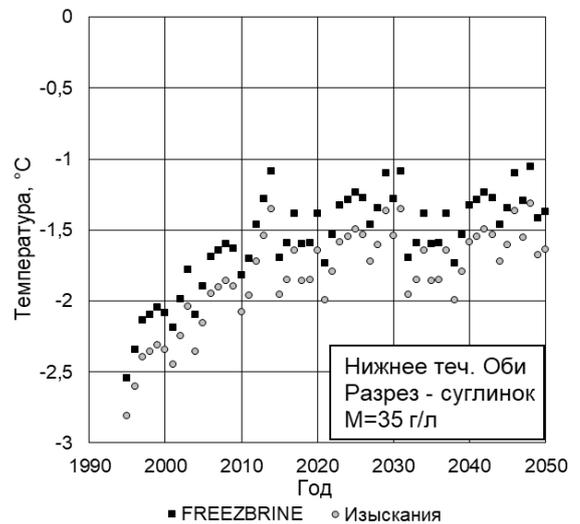


Рисунок 5.23

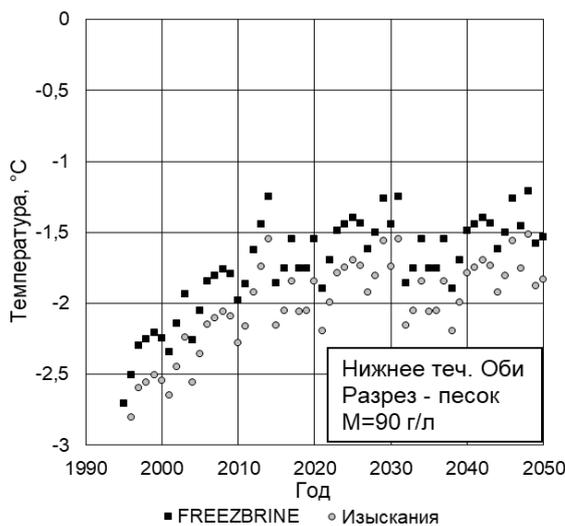


Рисунок 5.24

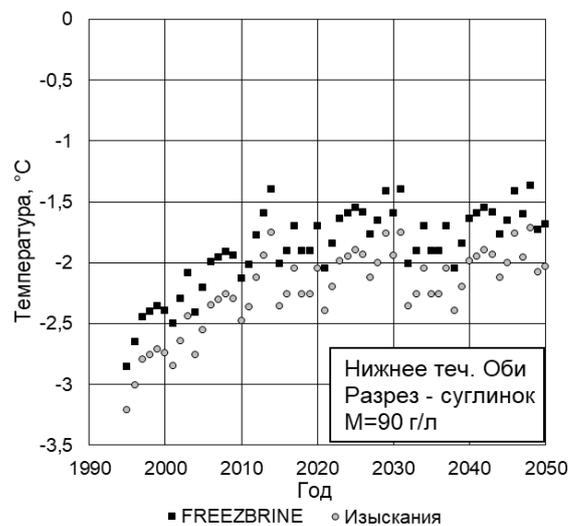


Рисунок 5.25

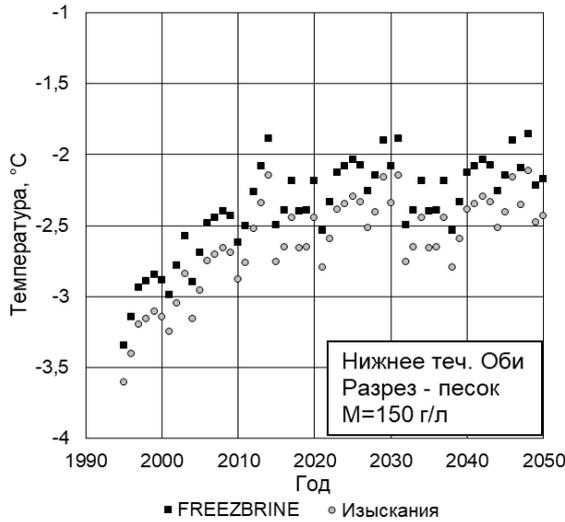


Рисунок 5.26

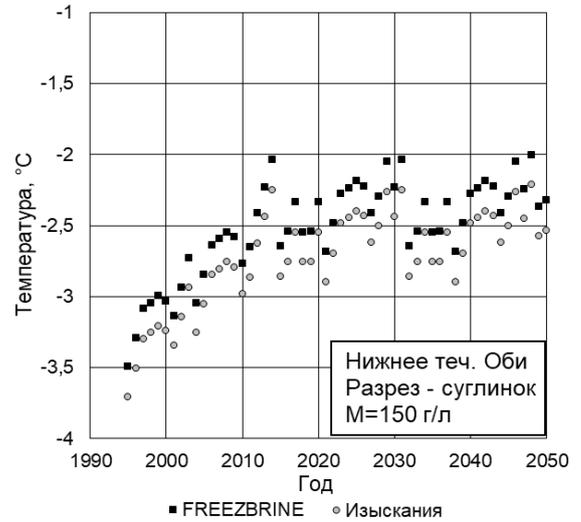


Рисунок 5.27

Рисунки 5.22-5.27 – Прогноз среднегодовой температуры засоленных пород нижнего течения Оби

Для всех исследуемых регионов и типов разрезов проявляется разница между результатами моделирования с постоянными и изменяющимися теплообменными характеристиками пород. Разница между итерациями постепенно повышается как с увеличением минерализации поровых растворов, так и с периодом прогнозирования (Никитин и др., 2024).

Смоделированные тенденции изменения температуры пород для северо-западного и западного Ямала достаточно близки. Для северо-западного Ямала наименьшая разница между итерациями 0,1-0,2 °С характерна для первых 5-10 лет прогноза при минерализации 35 г/л. К 2050 г. разница достигает 0,3-0,4 °С при минерализации 150 г/л. Для Западного Ямала результаты моделирования отличаются между собой на 0,2-0,3 °С в первые годы прогноза при минимальной минерализации. К середине века разница достигает 0,4-0,5 °С при минерализации порового раствора 150 г/л. В суглинках расхождения между независимыми вычислениями температуры оказались на 0,2-0,3 °С больше, чем в песках.

Для нижнего течения Оби отмечается наибольшая разница между итерациями. Минимальное отличие составляет 0,2-0,3 °С при минерализации 35 г/л, максимальное – 0,5-0,6 °С при минерализации 150 г/л. Среднее значение

расхождения между результатами вычислений составляет 0,3 °С для песков и 0,5 °С для суглинков.

Неучет засоленности пород и их свойств на период геокриологического прогноза приводит к погрешности расчетов до 20 %. Значения среднегодовой температуры мерзлых пород, полученные при постоянных теплообменных характеристиках, оказываются заниженными по сравнению с результатами задачи с меняющимися во времени характеристиками. Разница между результатами не является постоянной, на начальном этапе прогнозирования (первые 5-10 лет) она составляет 8-10 %. В дальнейшем разница между вычислениями увеличивается, достигая максимума через 25-30 лет. С повышением минерализации раствора с 35 до 150 г/л разница между вычислениями увеличивается на 15-20 %.

5.3. Совместный прогноз динамики температурных полей для засоленных и незасоленных пород с учетом изменения климата

Прогнозные расчеты были проведены для 6 участков, на которых проводятся многолетние термометрические наблюдения в районе полярной станции Марре-Сале. Особенностью выбранных песчаных, супесчано-суглинистых разрезов является наличие незасоленных пород в сезонно-талом слое и неравномерное распределение засоленности по глубине.

Прогноз выполнен на основе наблюдаемых изменений температуры на подошве слоя годовых теплооборотов. По результатам обработки термометрических наблюдений, выполненных в течение 40 лет, определены закономерности изменения среднегодовой температуры пород (Nikitin, Belova, Vasiliev, 2023).

С начала 80-х гг. на фоне направленного потепления климата, выраженного, в первую очередь, в повышении температуры воздуха, зафиксирован рост среднегодовой температуры мерзлых пород на 1,6...2,2 °С. При этом выявленные тенденции имеют существенную изменчивость, связанную с ландшафтно-мерзлотными особенностями. Наибольшие изменения температуры характерны для плоских, возвышенных, крупно-полигональных, умеренно увлажненных поверхностей в пределах II и III морских террас, сложенных преимущественно средnezасоленными песками, супесями. Наименьшие изменения отмечены на увлажненных, заболоченных участках, расположенных в отрицательных формах

рельефа – водосборных понижениях, оврагах, котловинах. В пределах слоя годовых теплооборотов озерно-аллювиальные, делювиально-солифлюкционные отложения незасоленные, реже слабозасоленные, нередко оторфованные до глубины 2-3 м.

Изменение температурного режима пород не сводится исключительно к повышению их среднегодовой температуры. Установлено сокращение глубины залегания подошвы слоя годовых теплооборотов для всех исследуемых участков. В среднем положение глубины изменилось с 13-18 м (1980 г.) до 14-15 м (2020 г.). Наибольшее повышение глубины подошвы характерно для заболоченных, полигональных возвышенных участков, наименьшее – для межхолмовых заболоченных понижений с выраженным мохово-растительным покровом, такие участки сложены сильнольдистыми озерно-аллювиальными, биогенными отложениями.

На основе изменений температурного режима пород на фоне климатических изменений в течение 40 лет предложено выделять две группы природно-территориальных комплексов, названные нами «холодными» и «теплыми». «Холодные» участки расположены на возвышенных, полигональных поверхностях морских равнин. Для них характерно несколько типов поверхностного увлажнения – сухой, увлажненный и заболоченный. Такие участки в слое годовых теплооборотов сложены засоленными породами песчано-супесчаного и песчано-суглинистого состава преимущественно морского, прибрежно-морского генезиса, редко перекрытые торфом. Средняя влажность по разрезу достигает 36-86 %. В начале 80-х гг. среднегодовая температура составляла -5,6...-7,1 °С, а к 2020 г. достигла -3,7...-4,8 °С.

«Теплые» участки второй группы приурочены к отрицательным формам рельефа – озерным котловинам, овражно-балочной сети. Поверхность сильно увлажнена, реже заболочена. Слой годовых теплооборотов представлен преимущественно песками, редко оторфованными. Средняя влажность по разрезу достигает 28-34 %. В середине 90-х гг. фиксировались сравнительно высокие значения среднегодовой температуры пород до -3,0...-4,0 °С, в 1996-2002 гг. изменившиеся до -2,7...-3,6 °С.

На основе выполненных термометрических исследований и решения задачи Стефана на период прогноза 2020-2050 гг. определены значения среднегодовой

температуры мерзлых пород на уровне нулевых годовых амплитуд (рисунок 5.28). Полученное фоновое распределение среднегодовой температуры мерзлых пород, темп ее повышения и закономерности изменения термического режима соответствуют результатам многолетнего термометрического мониторинга до 2020 г.

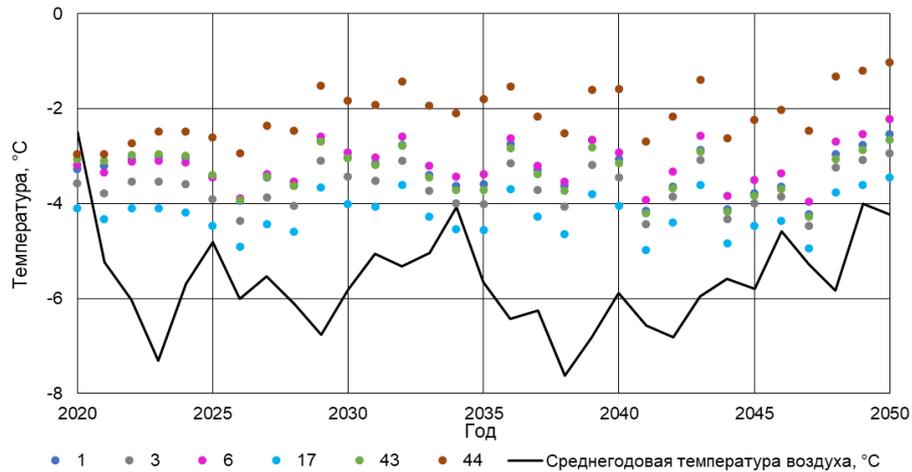


Рисунок 5.28 – Среднегодовая температура мерзлых пород в 2020-2050 гг., определенная по результатам математического моделирования

На период прогноза до 2050 г. отмечается понижение среднегодовой температуры воздуха на 1,7 °С по сравнению с 2020 г. К 2050 г. наиболее низкие значения среднегодовой температуры пород до -3,5...-4,0 °С прогнозируются в заболоченных межхолмовых понижениях, сложенных оторфованными песками. Более высокие значения среднегодовой температуры до -2,2...-2,9 °С отмечаются в засоленных песках, супесях, на умеренно увлажненных, сухих возвышенных участках морских террас с фрагментами песчаных раздувов. Среднегодовая температура пород на «холодных» участках составляет к середине века до -2,5...-3,5 °С. По сравнению с 2020 г. наиболее активное повышение среднегодовой температуры пород более 1,0 °С ожидается на участках с маловлажными песчаными породами и редким или отсутствующим растительным покровом. На увлажненных участках изменения температуры менее выражены – на 0,3-0,6 °С. Наибольшие значения среднегодовой температуры пород ожидаются на «теплых» участках. К 2050 г. они могут достигнуть -1,0...-1,5 °С в пределах заболоченных озерных котловин.

Выводы к главе 5

Для реализации прогноза и проведения математического моделирования краевой задачи теплопроводности при наличии фазовых переходов в мерзлых породах разработаны сценарии изменения среднегодовой температуры воздуха до 2050 г. Использован эмпирический метод, основанный на результатах многолетних наблюдений на метеостанциях севера Западной Сибири – Харасавэй, Марре-Сале, Салехард.

На основе численного решения задачи Стефана определены значения среднегодовой температуры засоленных мерзлых пород на подошве слоя годовых теплооборотов до 2050 г. включительно для трех регионов Ямала – западного и северо-западного побережья, нижнего течения Оби. Прогноз выполнен для двух типов разрезов при трех значениях минерализации поровых растворов. Каждый расчет выполнен двумя независимыми итерациями – с постоянными и изменяющимися теплообменными характеристиками пород.

Для всех исследуемых регионов и типов разрезов проявляется разница между результатами моделирования с постоянными и изменяющимися теплообменными характеристиками. Неучет засоленности пород и их свойств на период геокриологического прогноза приводит к погрешности вычислений температуры до 20 %. Значения среднегодовой температуры мерзлых пород, полученные при постоянных теплообменных характеристиках, оказываются заниженными по сравнению с результатами задачи с изменяющимися во времени характеристиками.

На основе результатов термометрического мониторинга пород на Западном Ямале предложено выделять «холодные» и «теплые» участки, отличающиеся интенсивностью изменений среднегодовой температуры пород на фоне потепления климата. «Холодные» участки расположены на возвышенных, полигональных поверхностях морских равнин. В начале 80-х гг. среднегодовая температура составляла $-5,6 \dots -7,1$ °С, а к 2020 г. достигла $-3,7 \dots -4,8$ °С. «Теплые» участки второй группы приурочены к отрицательным формам рельефа – озерным котловинам, овражно-балочной сети. В середине 90-х гг. фиксировались сравнительно высокие значения среднегодовой температуры пород до $-3,0 \dots -4,0$ °С, в 1996-2002 гг. изменившиеся до $-2,7 \dots -3,6$ °С.

Для этих участков выполнен прогноз температурного режима к 2050 г. с учетом изменения климата и наличия засоленных и незасоленных пород по разрезу. К середине века наиболее низкие значения среднегодовой температуры пород до $-3,5...-4,0$ °С прогнозируются в заболоченных межхолмовых понижениях, сложенных оторфованными песками. Более высокие значения среднегодовой температуры до $-2,2...-2,9$ °С отмечаются в засоленных песках, супесях, на умеренно увлажненных, сухих возвышенных участках морских террас с фрагментами песчаных раздувов. В пределах заболоченных озерных котловин среднегодовая температура пород может достичь $-1,0...-1,5$ °С.

Заключение

Исследование направлено на разработку методики совместного применения термодинамического и математического моделирования для прогноза температурного режима и его реализации в засоленных и незасоленных многолетнемерзлых породах с учетом предполагаемых климатических изменений.

На основе выполненной работы сформулированы следующие выводы:

1. Охарактеризовано современное состояние проблемы прогноза температурного и водно-ионного режима многолетнемерзлых пород. Существующие прогнозные оценки температурного режима в региональном масштабе для многолетнемерзлых пород в фоновых (ненарушенных) условиях учитывают преимущественно динамику граничных условий на поверхности горных пород, то есть температуры воздуха, наличия и свойств естественных покровов (водного, растительного, снежного и др.). Использование как единичных климатических моделей, так и их ансамблей показывает серьезные различия между смоделированными и наблюдаемыми геокриологическими характеристиками, преимущественно среднегодовой температурой пород и глубиной сезонного оттаивания.

Выполненные оценки для многолетнемерзлых пород Ямала не рассматривают на период прогноза специфики засоленных пород и процессов, происходящих в них. Засоленность грунтов учитывается в моделях, охватывающих зону шельфа или низменных приморских участков. Количественное влияние легкорастворимых солей на динамику температурных полей проявляется, главным образом, в температуре фазового перехода, задаваемой на основе эмпирических зависимостей для мерзлых, охлажденных или талых водонасыщенных отложений. Параметризация созданных моделей не позволяет достоверно изучить влияние водно-ионных преобразований на динамику температурных полей с учетом изменяющихся граничных условий.

2. На основе собранных автором в ходе 4-х полевых сезонов на Западном Ямале и опубликованных данных охарактеризованы геокриологические условия района исследования, определенного как южная часть западного побережья Ямала с широким распространением верхнеплейстоцен-голоценовых морских, прибрежно-морских песчано-глинистых отложений, слагающих ступенчатые поверхности морских террас. Многолетнемерзлые, реже охлажденные четвертичные отложения

преимущественно морского и прибрежно-морского генезиса в слое годовых теплооборотов представлены переслаиванием песчаных и глинистых грунтов.

3. На основе модифицированной методики авторетроспективного анализа выполнена обработка результатов многолетних наземных наблюдений за температурой воздуха на метеостанциях Ямала. Анализ полученных данных показывает, что численные значения линейного тренда повышения среднегодовой температуры воздуха к 2050 г. составляют 0,2-0,4 °C/10 лет, что соответствует современным темпам изменений.

4. Разработана комплексная методика геокриологического прогноза, основанная на совместном применении методов термодинамического и математического моделирования, с учетом изменения климата. Ее использование позволяет определить температурное поле засоленных многолетнемерзлых пород с учетом процессов криогенного метаморфизма, происходящих в поровых растворах при изменении термобарических условий в диапазоне отрицательных значений температуры.

5. По результатам 4-летних полевых исследований автора и обработки многолетних термометрических наблюдений на Западном Ямале выявлено повышение среднегодовой температуры пород на 1,6...2,2 °C в период 1980-2020 гг. при изменении климата. Наиболее выраженное повышение температуры характерно для плоских, возвышенных, крупно-полигональных, умеренно увлажненных поверхностей в пределах II и III морских террас, сложенных преимущественно средnezасоленными песками, супесями. Наименьшие изменения отмечены на увлажненных, заболоченных участках, расположенных в отрицательных формах рельефа – водосборных понижениях, оврагах, котловинах. Установлено сокращение глубины залегания подошвы слоя годовых теплооборотов для всех исследуемых участках. В среднем положение глубины изменилось с 13-18 м (1980 г.) до 14-15 м (2020 г.).

6. По результатам прогноза среднегодовой температуры многолетнемерзлых пород на Западном Ямале установлено, что к 2050 г. ее наиболее низкие значения до -3,5...-4,0 °C прогнозируются в заболоченных межхолмовых понижениях. Более высокие значения среднегодовой температуры до -2,2...-2,9 °C отмечаются в засоленных песках, супесях, на умеренно увлажненных, сухих возвышенных

участках морских террас с фрагментами песчаных раздувов. По сравнению с 2020 г. наиболее активное повышение среднегодовой температуры пород более $1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ожидается на участках с маловлажными песчаными породами и редким или отсутствующим растительным покровом. На увлажненных участках изменения температуры менее выражены на $0,3\text{-}0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$. К 2050 г. наиболее высокие значения среднегодовой температуры пород могут достигнуть $-1,0\text{...}-1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ в пределах заболоченных озерных котловин.

7. Выявлена региональная специфика количественного влияния поровых растворов на прогнозные оценки среднегодовой температуры многолетнемерзлых пород. Замещение состава растворов преимущественно с хлоридно-натриевого до хлоридно-сульфатно-натриевого с севера на юг полуострова определяет закономерности их криогенного метаморфизма и связанные с этим теплообменные свойства пород. Влияние поровых растворов на среднегодовую температуру многолетнемерзлых пород Западного Ямала достигает $0,2\text{-}0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ при минерализации 35 г/л и увеличивается до $0,4\text{-}0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ при минерализации 150 г/л .

8. Применение комплексной методики прогноза температурного режима пород с учетом водно-ионных преобразований показало значимое различие между результатами вычислений среднегодовой температуры многолетнемерзлых пород. Неучёт процессов криогенного метаморфизма, происходящих в засоленных породах и криопэгах при изменении температурных условий, на период геокриологического прогноза приводит к погрешности расчетов до 20% в меньшую сторону. Значения среднегодовой температуры мерзлых пород, полученные при постоянных теплообменных характеристиках, оказываются заниженными по сравнению с результатами задачи с меняющимися во времени характеристиками. Разница между результатами не является постоянной, на начальном этапе прогнозирования (первые 5-10 лет) она составляет $8\text{-}10\%$. В дальнейшем разница между вычислениями увеличивается, достигая максимума через 25-30 лет. С повышением минерализации раствора с 35 до 150 г/л разница между вычислениями увеличивается на $15\text{-}20\%$.

Список литературы

1. Аксенов В.И. Засоленные мерзлые грунты Арктического побережья как основание сооружений. – М.: Все о мире строительства, 2008. – 351 с.
2. Алексеев А.Г., Брушков А.В., Бадина С.В., Дроздов Д.С., Дубровин В.А., Жданеев О.В., Заболотник П.С., Окунев С.Н., Осокин А.Б., Остарков Н.А., Садуртдинов М.Р., Сергеев Д.О., Скворцов А.Г., Федоров Р.Ю., Фролов К.Н., Хрусталева Л.Н., Царев А.М. Обеспечение устойчивости зданий и сооружений в сложных геокриологических условиях // Основания, фундаменты и механика грунтов. – 2025. – № 4. – С. 19-25.
3. Алексеев С.В. Криогидрологические системы Якутской алмазоносной провинции. – Новосибирск: ГЕО, 2009. – 320 с.
4. Анисимов О.А. Вероятностно-статистическое моделирование мощности сезонноталого слоя в условиях современного и будущего климата // Криосфера Земли. – 2009. – Т. 13, № 3. – С. 36-44.
5. Анисимов О.А., Белолуцкая М.А., Лобанов В.А. Современные изменения климата и природной среды в области высоких широт Северного полушария // Метеорология и гидрология. – 2003. – № 1. – С. 18-30.
6. Анисимов О.А., Борзенкова И.И., Лавров С.А., Стрельченко Ю.Г. Современная динамика подводной мерзлоты и эмиссия метана на шельфе морей Восточной Арктики // Лёд и снег. – 2012. – Т. 52, № 2. – С. 97-105.
7. Анисимов О.А., Кокорев В.А. Моделирование мощности сезонноталого слоя с учетом изменений климата и растительности: прогноз на середину XXI века и анализ неопределенностей // Криосфера Земли. – 2017. – Т. 21, № 2. – С. 3-10.
8. Анисимов О.А., Кокорев В.А. Об оптимальном выборе гидродинамических моделей для оценки влияния изменений климата на криосферу // Лёд и снег. – 2013. – Т. 53, № 1. – С. 83-92.
9. Анисимова Н.П. Криогидрохимические особенности мерзлой зоны. – Новосибирск: Наука, 1981. – 153 с.
10. Аржанов М.М., Мохов И.И. Модельные оценки количества органического углерода, освобождаемого из многолетнемерзлых грунтов при сценариях глобального потепления в XXI веке // Доклады Академии наук. – 2014. – Т. 455, № 3. – С. 328-331.

11. Бабкина Е.А., Хомутов А.В., Бабкин Е.М., Лейбман М.О. Мониторинг глубины протаивания и температуры многолетнемерзлых пород на севере Ямало-Ненецкого АО // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-запада России. – 2022. – № 9. – С. 20-28.
12. Баду Ю.Б. Геологическое строение криогенной толщи севера Западной Сибири // Инженерная геология. – 2011. – № 1. – С. 40-56.
13. Баду Ю.Б. Криогенная толща газоносных структур Ямала. О влиянии газовых залежей на формирование и развитие криогенной толщи. – М.: Научный мир, 2018. – 232 с.
14. Баду Ю.Б., Иванина Д.Ю. Развитие криолитогеоза в районах побережья западного сектора Арктики // Криосфера земли. – 2004. – Т. 8, № 2. – С. 64-73.
15. Баду Ю.Б., Подборный Е.Е. Засоленность грунтов // Криосфера нефтегазоконденсатных месторождений полуострова Ямал. Том 2. Криосфера Бованенковского нефтегазоконденсатного месторождения. – М.: Изд-во ООО «Газпром Экспо», 2013. – С. 326-336.
16. Баду Ю.Б., Подборный Е.Е. Мощность криогенной толщи // Криосфера нефтегазоконденсатных месторождений полуострова Ямал. Том 2. Криосфера Бованенковского нефтегазоконденсатного месторождения. – М.: Изд-во ООО «Газпром Экспо», 2013. – С. 168-184.
17. Баду Ю.Б., Трофимов В.Т., Васильчук Ю.К. Основные закономерности распространения и типы пластовых залежей подземного льда в северной части Западно-Сибирской плиты // Пластовые льды криолитозоны. – Якутск: ИМ СО АН СССР, 1982. – С. 13-24.
18. Баулин В.В. Многолетнемерзлые породы нефтегазоносных районов СССР. – М.: Недра, 1985. – 176 с.
19. Баулин В.В., Белопухова Е.Б., Дубиков Г.И., Шмелев Л.Н. Геофизиологические условия Западной Сибири. – М.: Наука, 1967. – 178 с.
20. Бердников Н.М., Малкова Г.В., Дроздов Д.С., Коростелев Ю.В., Гравис А.Г., Пономарева О.Е. Динамическая карта температуры многолетнемерзлых пород Западной Сибири в период 1960-2100 годов // Мониторинг в криолитозоне: Сборник докладов Шестой конференции геофизиологов России с участием российских и

зарубежных ученых, инженеров и специалистов, Москва, 14-17 июня 2022 года / Под редакцией Р.Г. Мотенко. – М.: «КДУ», «Добросвет», 2022. – С. 515-519.

21. Берковский Б.М., Ноготов Е.Ф. Разностные методы исследований задач теплообмена. – Минск: Наука и техника, 1976. – 144 с.
22. Брушков А.В. Засоленные мерзлые породы Арктического побережья, их происхождение и свойства. – М.: Изд-во МГУ, 1998. – 330 с.
23. Брушков А.В., Алексеев А.Г., Бадина С.В., Дроздов Д.С., Дубровин В.А., Жданеев О.В., Осокин А.Б., Садуртдинов М.Р., Сергеев Д.О., Федоров Р.Ю., Фролов К.Н. К вопросу о необходимости выработки целостной системы мер по предупреждению деформаций зданий и сооружений в криолитозоне в условиях меняющегося климата // Арктика: экология и экономика. – 2024. – Т. 14, № 4. – С. 605–616.
24. Буданцева Н.А., Бадю Ю.Б., Васильчук Ю.К., Подборный Е.Е. Засоленность грунтов // Криосфера нефтегазоконденсатных месторождений полуострова Ямал. Том 1. Криосфера Харасавейского газоконденсатного месторождения. – Тюмень – Санкт-Петербург: Недра, 2006. – С. 134-159.
25. Васильев А.А., Гравис А.Г., Губарьков А.А., Дроздов Д.С., Коростелев Ю.В., Малкова Г.В., Облогов Г.Е., Пономарева О.Е., Садуртдинов М.Р., Стрелецкая И.Д., Стрелецкий Д.А., Устинова Е.В., Широков Р.С. Деградация мерзлоты: результаты многолетнего геокриологического мониторинга в западном секторе Российской Арктики // Криосфера Земли. – Т. XXIV, № 2. – С. 15-30.
26. Васильев А.А., Облогов Г.Е., Стрелецкая И.Д., Федин В.А., Широков Р.С., Задорожная Н.А. Температурный режим верхнего горизонта многолетнемерзлых пород в переходной области от суши к морю на примере западного Ямала // Криосфера Земли. – Т. XXI, № 4. – С. 34-42.
27. Васильев А.А., Облогов Г.Е., Широков Р.С. Результаты долговременного мониторинга сезонного протаивания в типичных тундрах Западного Ямала // Мониторинг в криолитозоне: Сборник докладов Шестой конференции геокриологов России «Мониторинг в криолитозоне» с участием российских и зарубежных ученых, инженеров и специалистов. МГУ имени М.В. Ломоносова, 14-17 июня 2022 г. – М.: «КДУ», «Добросвет», 2022. – С. 221-227.

28. Васильев В.И., Максимов А.М., Петров Е.Е., Цыпкин Г.Г. Тепломассоперенос в промерзающих и протаивающих грунтах. – М.: Наука. Физматлит, 1996. – 224 с.
29. Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Палинологическая индикация неглетчерного происхождения пластовых льдов // Инженерная геология. – 2010. – № 1. – С. 24-38.
30. Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А. Криопэги // Криосфера нефтегазоконденсатных месторождений полуострова Ямал. Том 1. Криосфера Харасавейского газоконденсатного месторождения. – Тюмень – Санкт-Петербург: Недра, 2006. – С. 230-235.
31. Волков Н.Г., Комаров И.А., Мироненко М.В., Фотиев С.М. Методики оценки температуры формирования ионно-солевого состава криопэгов // Криосфера Земли. – 2005. – Т. IX, № 4. – С. 54-61.
32. Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных (ВНИИГМИ-МЦД) [Электронный ресурс]. – URL: <http://meteo.ru> (дата обращения: 10.11.2021).
33. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / под ред. В.М. Катцова, С.М. Семенова. – М.: Росгидромет, 2014. – С. 37-72.
34. Вялов С.С., Фотиев С.М., Герасимов А.С., Золотарь А.И. Обеспечение несущей способности вечномёрзлых грунтов в условиях потепления климата // Основания, фундаменты и механика грунтов. – 1993. – № 6. – С. 2-6.
35. Гатауллин В.Н. Марресальская свита Западного Ямала - отложения дельты Пра-Оби // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – 1991. – № 60. – С. 53-61.
36. Геотермическая карта России. Масштаб 1:1000000 / под ред. А.А. Смылова. – Санкт-Петербург: Недра, 1995.
37. Гиттерман К.Э. Термический анализ морской воды (концентрирование соляных растворов естественным вымораживанием) // Труды Соляной лаборатории АН СССР. – 1937. – Вып. 15, Ч. 1. – С. 5-23.
38. Голубин С.И. Математическое моделирование теплового взаимодействия подземного газопровода с многолетнемерзлыми грунтами полуострова Ямал // Инженерная геология. – 2009. – № 4. – С. 20-27.

39. ГОСТ 25100-2020 Грунты. Классификация. – М.: Стандартиформ, 2020. – С. 38.
40. Гребенец В.И., Кизяков А.И., Маслаков А.А., Сократов С.А., Стрелецкая И.Д., Толманов В.А., Юров Ф.Д. Влияние опасных криогенных процессов на инфраструктуру городов в Арктике // Вестник Московского университета. Серия 5: География. – 2022. – № 2. – С. 25-36.
41. Гречищев С.Е., Чистотинов Л.В., Шур Ю.Л. Основы моделирования криогенных физико-геологических процессов. – М.: Наука, 1984. – 231 с.
42. Гриб Н.К., Поляк И.И. Временная изменчивость среднегодовых значений температуры воздуха // Тр. ГГО, вып. 374. – Л: Гидрометеоздат, 1976. – С. 71-94.
43. Грива Г.И. Геоэкологические условия разработки газовых месторождений Ямала. – Томск: Томский государственный университет, 2005. – 352 с.
44. Григорьев Н.Ф. Криолитозона прибрежной части Западного Ямала. – Якутск, Якутское книжное издательство, 1987. – 110 с.
45. Гросвальд М.Г. Покровные ледники континентальных шельфов. – М.: Наука, 1983. – 216 с.
46. Гусева Е.В. Прогноз теплового режима минерализованного грунта // Проблемы термомеханики грунтов. – М.: Изд-во МГУ, 1986. – С. 113-121.
47. Дроздов Д. С., Малкова Г. В., Васильев А. А., Пономарева О. Е., Гравис А. Г., Бердников Н. М., Губарьков А. А., Коростелёв Ю. В., Устинова Е. В. Фоновый мониторинг криолитозоны: методические вопросы, интерполяция результатов, прогноз // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-запада России. – 2024. – № 11. – С. 520-530.
48. Дроздов Д.С., Украинцева Н.Г., Царев А.М., Чекрыгина С.Н. Изменения температурного поля мерзлых пород и состояния геосистем на территории Уренгойского месторождения за последние 35 лет (1974-2008) // Криосфера Земли. – 2010. – Т. 14, № 1. – С. 22-31.
49. Дроздов О.А., Григорьева А.С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. – Л: Гидрометеоздат, 1989. – 159 с.
50. Дубиков Г.И. Закономерности распределения засоленности в мерзлых морских отложениях // Формирование мерзлых пород и прогноз криогенных процессов. – М.: Наука, 1986. – С. 14-27.

51. Дубиков Г.И. Состав и криогенное строение мерзлых толщ Западной Сибири. – М.: ГЕОС. – 246 с.
52. Дубиков Г.И., Баду Ю.Б., Иванова Н.В. Состав и строение криогенной толщи на Западном Ямале // Лабораторные и полевые исследования мерзлых грунтов и льдов. – М.: ПНИИИС, 1986. – С. 7-14.
53. Дубиков Г.И., Васильчук Ю.К., Трофимов В.Т. Сингенетические мерзлые породы // Геокриология СССР. Западная Сибирь. – М.: Недра, 1989. – С. 87-95.
54. Дубиков Г.И., Иванова Н.В. Засоленные мерзлые грунты и их распространение на территории СССР // Засоленные мерзлые грунты как основания сооружений. – М.: Наука, 1990. – С. 3-9.
55. Дубиков Г.И., Иванова Н.В. Природа засоленности мерзлых грунтов Западной Сибири // Исследования мерзлых грунтов в районах освоения. – М.: Стройиздат, 1987. – С. 3-13.
56. Дубиков Г.И., Иванова Н.В., Зыков Ю.Д., Червинская О.П., Красовский А.Г. Засоление прибрежных отложений и их коррозионная агрессивность // Криосфера Земли. – 1999. – Т. III, № 1. – С. 43-51.
57. Дубиков Г.И., Иванова Н.В., Стрелецкая И.Д. Засоленность мерзлых грунтов и криопэги // Инженерно-геологический мониторинг промыслов Ямала. Том 2. Геокриологические условия освоения Бованенковского месторождения. – Тюмень: Изд-во Института проблем освоения Севера, 1996. – С. 27-37.
58. Дубиков Г.И., Корейша М.М. Инъекционные ископаемые льды на полуострове Ямал // Известия АН СССР, Сер. географическая. – 1964. – № 5. – С. 58-65.
59. Дубина М.М., Коновалов В.В., Цибульский В.Р., Черняков Ю.А. // Инженерно-геологический мониторинг промыслов Ямала. Том 1. Моделирование термомеханического взаимодействия инженерных сооружений с грунтами. – Новосибирск: Наука, 1996. – 136 с.
60. Дубровин В.А. Оценка современного состояния криолитозоны Ямала // Материалы Международной конференции «Криосфера Земли как среда жизнеобеспечения». – Пущино, 2003. – 166 с.
61. Дубровин В.А., Крицук Л.Н. Оценка динамики температурного режима мерзлых пород района Марре-Сале по данным мониторинговых наблюдений //

Материалы Четвертой конференции геокриологов России, Том 2, Часть 5-6. – М.: Изд-во МГУ, 2011. – С. 236-243.

62. Дубровин В.А., Крицук Л.Н. Результаты изучения температурного режима мерзлой толщи района Марре-Сале на полуострове Ямал // Инженерная геология. – 2010. – № 3. – С. 68-74.

63. Дубровин В.А., Крицук Л.Н., Полякова Е.И. Температура, состав и возраст отложений шельфа Карского моря в районе геокриологического стационара Марре-Сале // Криосфера земли. – 2015. – Т. XIX, № 4. – С. 3-16.

64. Дучков А.Д. Температура, криолитозона и радиогенная теплогенерация в земной коре Северной Азии. – Новосибирск, 1994. – 150 с.

65. Дучков А.Д., Соколова Л.С., Павлов А.В. Оценка современных изменений температуры воздуха и грунтов в Западной Сибири // Криосфера земли. – 2000. – Т. IV, №1. – С. 52-59.

66. Ершов Э.Д. Влагоперенос и криогенные текстуры в дисперсных породах. – М.: Изд-во МГУ, 1979. – 215 с.

67. Ершов Э.Д. Деградация мерзлоты при глобальном потеплении климата // Соросовский образовательный журнал. – 1997. – № 2. – С. 70-74.

68. Иванов А.В. Криогенная метаморфизация химического состава природных льдов, замерзающих и талых вод. – Хабаровск: Дальнаука, 1998 – 163 с.

69. Иванов А.В., Власов Н.А. О составе грунтовых вод водосборных площадей минеральных озер Восточного Забайкалья // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья: Материалы к Третьей научной конференции геологической секции имени В.А. Обручева Забайкальского отделения Географического общества СССР. – 1968. – Вып. 3, № 5. – С. 180-182.

70. Израилев Ю.Л. Конечно-разностный метод решения трехмерной задачи нестационарной теплопроводности // Численные методы решения задач термостойкости в энергетике. – М.: Энергия, 1981. – 110 с.

71. Каложный И.Л., Лавров С.А. Гидрофизические процессы на водосборе. – СПб: Нестор-История, 2012. – 615 с.

72. Каплянская Ф.А. Пластовые залежи подземных льдов в ледниковых отложениях на западном побережье п-ова Ямал у пос. Харасавэй // Пластовые льды криолитозоны. – Якутск: СО АН СССР, 1982. – С. 71-80.

73. Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Реликтовые глетчерные льды на севере Западной Сибири и их роль в строении районов плейстоценового оледенения криолитозоны // Докл. АН СССР. – 1976. – Т. 231, № 5. – С. 1185-1187.
74. Карта генетических типов и льдистости верхней 10-метровой части разреза многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской плиты. Масштаб 1:1 000 000 / под ред. Трофимова В.Т. – М.: ПНИИИС, ВНИИГА, МГУ, 1982. – 9 л.
75. Карта геокриологического районирования Западно-Сибирской равнины по верхнему горизонту мерзлой толщи. Масштаб 1:1 500 000 / под ред. Баулина В.В. – М.: Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1982. – 4 л.
76. Карта мощности и строения толщ многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской плиты. Масштаб 1:1 000 000 / под ред. Баулина В.В., Трофимова В.Т. – М.: ПНИИИС, ВНИИГА, МГУ, 1984. – 9 л.
77. Карта новейшей тектоники Западно-Сибирской равнины / М-во геологии СССР; глав. ред. И. П. Варламов. – Красноярск: Сиб. науч.-исслед. ин-т геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГИМС), 1969. – 4 л.
78. Катцов В.М., Порфирьев Б.Н. Изменения климата Арктики: место климатической науки в планировании адаптации. – Спб.: Д'АРТ: Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова, 2017. – С. 7-59.
79. Кияшко Н.В. Закономерности изменения фазового и химического состава, теплофизических характеристик засоленных пород и криопэгов п-ова Ямал в процессе их криогенного метаморфизма: автореф. дис. канд. геол.-мин. наук: 25.00.08. – М., 2014. – 24 с.
80. Кияшко Н.В., Комаров И.А. О некоторых закономерностях криогенного метаморфизма криопэгов п-ова Ямал // Геологическая эволюция взаимодействия воды с горными породами. – Томск, 2012. – С. 451-454.
81. Комаров И.А. Проблемы прогноза свойств засоленных мерзлых пород и интенсивности протекания в них мерзлотных процессов // Мониторинг в криолитозоне: Сборник докладов Шестой конференции геокриологов России с участием российских и зарубежных ученых, инженеров и специалистов, Москва, 14-17 июня 2022 года / Под редакцией Р.Г. Мотенко. – М.: «КДУ», «Добросвет», 2022. – С. 11-48.

82. Комаров И.А. Термодинамическое описание фазового и химического равновесия влаги в дисперсных мерзлых и промерзающих породах, часть 2 // Инженерная геология. – 2020. – Т. 15, № 2. – С. 50-66.
83. Комаров И.А., Волков Н.Г. Методика прогноза температурного и водно-ионного составов засоленных пород и криопэгов // Проблемы строительства на засоленных грунтах. – М.: Эпоха, 2007. – С. 147-183.
84. Комаров И.А., Кияшко Н.В., Мироненко М.В., Никитин К.А., Латыпова А.Э. Криогенный метаморфизм засоленных многолетнемерзлых пород и криопэгов п-ова Ямал // Инженерная геология. – 2024. – Т. XIX, № 1. – С. 46-59.
85. Комаров И.А., Луковкин Д.С. Методика количественной оценки влияния процессов солепереноса на ход деградации субаквальных многолетнемерзлых пород шельфа Баренцева моря // Мат-лы Второй конференции геокриологов России. Т. 2. М.: Изд-во Московск. ун-та, 2001. – С. 154-163.
86. Комаров И.А., Мироненко М.В. Моделирование водно-ионного состава засоленных мерзлых пород и криопэгов при изменении термобарических условий // Актуальные направления развития прикладной математики в энергетике, энергоэффективности и информационно-коммуникационных технологиях. – М.: МГТУ имени Н.Э. Баумана, 2010. – С. 23-29.
87. Комаров И.А., Мироненко М.В., Кияшко Н.В. Совершенствование нормативной базы по расчетной оценке теплофизических свойств засоленных пород и криопэгов // Основания, фундаменты и механика грунтов. – 2012, № 2. – С. 25-30.
88. Комаров И.А., Мироненко М.В., Никитин К.А., Кияшко Н.В. Методика прогноза температурного и водно-ионного режима засоленных мерзлых пород п-ова Ямал, с учетом глобального изменения климата: учебное пособие. – М.: Директ-медиа, 2024. – 160 с.
89. Комаров И.А., Термодинамика и тепломассообмен в дисперсных мерзлых породах. – М.: Научный мир, 2003. – 608 с.
90. Кондаков В.В., Язынин О.М., Ленденгольц В.А., Галявич А.Ш., Кондакова О.А., Кусова О.Ф. Геокриологический разрез по данным параметрического бурения скважин 79-П и 80-П, водно-физические и физико-механические свойства грунтов // Криосфера Харасавэйского газоконденсатного месторождения. – СПб.: Недра, 2006. – С. 301-324.

91. Конторович В.А., Беляев С.Ю., Конторович А.Э., Красавчиков В.О., Конторович А.А., Супруненко О.И. Тектоническое строение и история развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 11-12. – С. 1832-1845.
92. Котов П.И. Учет климатических изменений на территории Норильского промышленного района при проектировании, эксплуатации и реконструкции зданий и сооружений // Фундаменты. – 2025. – № 2(20). – С. 28-31.
93. Крицук Л.Н. Изучение термического режима грунтов и сезонного промерзания-протаивания // Методические рекомендации по инженерно-геокриологической съемке (север Западной Сибири). – М.: ВСЕГИНГЕО, 1977. – С. 66-70.
94. Крицук Л.Н. Подземные льды Западной Сибири. – М.: Научный мир, 2010. – 351 с.
95. Кудрявцев В.А., Достовалов Б.Н., Романовский Н.Н., Кондратьева К.А., Меламед В.Г. Общее мерзлотоведение (геокриология). – М.: Изд-во МГУ, 1978. – 464 с.
96. Кузин И.Л. Геоморфология Западно-Сибирской равнины. – СПб.: Изд-во Государственной полярной академии, 2005. – 176 с.
97. Лавров С.А., Анисимов О.А. Моделирование гидротермического режима грунтов: описание физически полной динамической модели и сравнение расчетов с наблюдениями // Проблемы экологического моделирования и мониторинга экосистем / Под ред. Ю.А. Израэля. – М.: Планета, 2011. – С. 22-41.
98. Ландшафты криолитозоны Западно-Сибирской газоносной провинции / под ред. Мельникова Е.С. – Новосибирск: Наука, 1983. – 166 с.
99. Лыков А.В. Теория теплопроводности. – М.: Высшая школа, 1967. – 599 с.
100. Максимов А.М., Цыпкин Г.Г. Образование двухфазной зоны при взаимодействии талых и мерзлых пород с раствором соли. – М.: ИПМех. АН СССР, 1987. – 60 с.
101. Максимова Л.Н. О климатических ритмах в связи с геокриологическим прогнозом // Мерзлотные исследования, вып. XXI. – М.: Изд-во МГУ, 1983. – С. 63-72.

102. Малахова А.А., Елисеев А.В. Влияние диффузии солей на состояние и распространение многолетнемерзлых пород и зоны стабильности метан-гидратов шельфа моря Лаптевых // Лед и снег. – 2020. – Т. 60, № 4. – С. 533-546.
103. Малахова В.В., Голубева Е.Н. Оценка устойчивости состояния мерзлоты на шельфе Восточной Арктики при экстремальном сценарии потепления в XXI в. // Лёд и снег. – 2016. – Т. 56, № 1. – С. 61-72.
104. Малкова Г.В., Дроздов Д.С., Васильев А.А., Гравис А.Г., Скворцов А.Г., Садуртдинов М.Р., Царев А.М. Пространственная и временная динамика мерзлых толщ в Западном секторе Российской Арктики – результаты комплексного мониторинга на геокриологических стационарах / Расширенные тезисы «Современные исследования трансформации криосферы и вопросы геотехнической безопасности сооружений в Арктике» / Под ред. В.П. Мельникова и М.Р. Садуртдинова. – Салехард: 2021. – С. 279-283.
105. Мельников В.П., Осипов В.И., Брушков А.В., Алексеев А.Г., Бадина С.В., Бердников Н.М., Великин С.А., Дроздов Д.С., Дубровин В.А., Железняк М.Н., Жданеев О.В., Захаров А.А., Леопольд Я.К., Кузнецов М.Е., Малкова Г.В., Осокин А.Б., Остарков Н.А., Ривкин Ф.М., Садуртдинов М.Р., Сергеев Д.О., Фёдоров Р.Ю., Фролов К.Н., Устинова Е.В., Шеин А.Н. Развитие геокриологического мониторинга природных и технических объектов в криолитозоне Российской Федерации на основе систем геотехнического мониторинга топливно-энергетического комплекса // Криосфера Земли. – 2022. – Т. 26, № 4. – С. 3-18.
106. Мельников В.П., Осипов В.И., Брушков А.В., Бадина С.В., Дроздов Д.С., Дубровин В.А., Железняк М.Н., Садуртдинов М.Р., Сергеев Д.О., Остарков Н.А., Фалалеева А.А., Шелков Я.Ю. Оценка ущерба жилым и промышленным зданиям и сооружениям при изменении температур и оттаивании многолетнемерзлых грунтов в арктической зоне Российской Федерации к середине XXI века // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. – 2021. – № 1. – С. 14-31.
107. Мельников В.П., Скворцов А.Г., Малкова Г.В., Дроздов Д.С., Пономарева О.Е., Садуртдинов М.Р., Царев А.М., Дубровин В.А. Результаты изучения геокриологических условий арктических территорий с помощью сейсмических методов // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 1. – С. 171-180.

108. Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. – Новосибирск: Наука, 1995. – 198 с.
109. Мельников Е.С., Крицук Л.Н., Павлов А.В. Геокриологические и инженерно-геологические проблемы освоения Ямала. – М.: ВИЭМС, 1990. – 54 с.
110. Мироненко М.В., Поляков В.Б. Об алгоритме расчета равновесного состава водно-солевых систем на основе модели Питцера // Геохимия. – 2009. – № 10. – С. 1103-1107.
111. Молочушкин Е.Н., Гаврильев Р.Н. Особенности строения, распространения и формирования субаквальной криогенной толщи // Методы определения тепловых свойств горных пород. – М.: Наука, 1970. – С. 154-169.
112. Москаленко Н.Г. Изменение температуры пород и растительности под влиянием меняющегося климата и техногенеза в Надымском районе Западной Сибири // Криосфера Земли. – 2009. – Т. XIII, № 4. – С. 18-23.
113. Никитин К.А. Методика моделирования температурного режима засоленных многолетнемерзлых пород с учетом климатических изменений, на примере полуострова Ямал // Ломоносов 2024: Материалы Международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых, Москва, 12-26 апреля 2024 года. – М.: МОО СИПНН Н.Д. Кондратьева, 2024.
114. Никитин К.А. Применение усовершенствованной методики геокриологического прогноза к засоленным мёрзлым породам полуострова Ямал // Экологические проблемы природных и урбанизированных территорий: материалы XIV Международной научно-практической конференции, Астрахань, 28 марта 2025 года. – Астрахань: Астраханский государственный университет имени В. Н. Татищева, 2025. – С. 219-222.
115. Никитин К.А. Прогнозный сценарий изменения среднегодовой температуры воздуха на Западном Ямале к 2050 г. на основе авторетроспективного анализа // Мониторинг в криолитозоне: Сборник докладов Шестой конференции геокриологов России с участием российских и зарубежных ученых, инженеров и специалистов, Москва, 14-17 июня 2022 года / Под редакцией Р.Г. Мотенко. – М.: «КДУ», «Добросвет», 2022. – С. 284-288.

116. Никитин К.А., Комаров И.А. К оценке качества результатов авторетроспективного анализа для ряда данных о температуре воздуха в районе метеостанции Марре-Сале, Западный Ямал // Проблемы устойчивого развития региона: Материалы всероссийской молодежной научной конференции с международным участием, посвященная 100-летию Республики Бурятия, Улан-Удэ, 29 июня – 04 2023 года. – Улан-Удэ: Бурятский научный центр Сибирского отделения РАН, 2023. – С. 38-39.
117. Никитин К.А., Комаров И.А., Мироненко М.В., Кияшко Н.В. Влияние засоленности на прогнозные оценки температуры мерзлых пород на примере полуострова Ямал // Арктика и Антарктика – 2024. – № 3. – С. 30-45.
118. Никитин К.А., Комаров И.А., Мироненко М.В., Кияшко Н.В. Региональные закономерности влияния засоленности на прогноз температуры мерзлых пород полуострова Ямал // Геоэкология: теория и практика: Сборник научных трудов по материалам Всероссийской студенческой конференции с международным участием, Москва, 22-23 ноября 2024 года. – Москва: Российский университет дружбы народов им. П. Лумумбы, 2024. – С. 207-212.
119. Никитин К.А., Кузякин Л.П. Температура мерзлых пород и динамика морских берегов в условиях современного изменения климата на Западном Ямале // Мониторинг в криолитозоне: Сборник докладов Шестой конференции геокриологов России с участием российских и зарубежных ученых, инженеров и специалистов, Москва, 14-17 июня 2022 года / Под редакцией Р.Г. Мотенко. – М.: «КДУ», «Добросвет», 2022. – С. 288-294.
120. Павлов А.В. Мерзлотно-климатические изменения на севере России: наблюдения, прогноз // Изв. РАН. Сер. геогр. – 2003. – № 6. – С. 39-50.
121. Павлов А.В. Мерзлотно-климатический мониторинг России: методология, результаты наблюдений, прогноз // Криосфера Земли. – 1997. – Т. II, № 1. – С. 47-58.
122. Павлов А.В. Прогноз эволюции криолитозоны в связи с глобальными изменениями современного климата // Современные проблемы гидрогеологии, инженерной геологии и экологии. – М.: ВСЕГИНГЕО, 1994. – С. 135-151.
123. Павлов А.В. Теплофизика ландшафтов. – Новосибирск: Наука, 1979. – 284 с.
124. Павлов А.В., Ананьева Г.В., Дроздов Д.С., Москаленко Н.Г., Дубровин В.А., Какунов Н.Б., Минайлов Г.П., Скачков Ю.Б., Скрыбин П.Н. Мониторинг

сезонноталого слоя и температуры мерзлого грунта на севере России // Криосфера Земли. – 2002. – Т. VI, № 4. – С. 30-39.

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

126. Павлов А.В., Дубровин В.А., Харитонов Л.П. Экспериментальное исследование термического режима грунтов в арктических районах Западной Сибири // Матер. первой конф. геокриологов России, кн. 1. – М.: Изд-во МГУ, 1996. – С. 310-320.

127. Павлов А.В., Малкова Г.В., Скачков Ю.Б. Современные тенденции в эволюции термического состояния криолитозоны при изменениях климата // Материалы Международной конференции «Криогенные ресурсы полярных регионов». – Т. I. – Салехард, 2007. – С. 34-38.

128. Павлов А.В., Перлыштейн Г.З., Типенко Г.С. Актуальные аспекты моделирования и прогноза термического состояния криолитозоны в условиях меняющегося климата // Криосфера Земли. – 2010. – Т. XIV, № 1. – С. 3-12.

129. Павлов А.В., Хрусталева Л.Н., Микушина О.В. Прогноз температуры воздуха и грунтов в связи с оценкой надежности вечномерзлых оснований сооружений // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. – 2005. – № 3. – С. 219-226.

130. Паренкина О.Л., Подборный Е.Е. Криопэги // Криосфера нефтегазоконденсатных месторождений полуострова Ямал. Том 2. Криосфера Бованенковского нефтегазоконденсатного месторождения. – М.: Изд-во ООО «Газпром Экспо», 2013. – С. 337-353.

131. Пермяков П.П., Аммосов А.П. Математическое моделирование техногенного загрязнения в криолитозоне. – Новосибирск: Наука, 2003. – 224 с.

132. Песоцкий Д.Г. QFrost – программа для моделирования теплофизических процессов в грунтах. Свидетельство о гос. рег. пр. для ЭВМ № 20116614404, 22.04.2016 г.

133. Петров Б.В., Курбатов А.С., Поляков А.В. Мерзлые основания кустовых площадок газовых скважин на территории Ямбургского месторождения в условиях изменяющегося климата // Арктика и Антарктика. – 2022. – № 1. – С. 40-54.

134. Петров Б.В., Стрелецкая И.Д., Рогов В.В., Курбатов А.С. Динамика температурного режима многолетнемерзлых пород Ямбургского нефтегазоконденсатного месторождения // Инженерная геология. – 2021. – Т. 16, № 3. – С. 66-79.
135. Питцер К.С. Термодинамическая модель плотных водных растворов // Термодинамическое моделирование в геологии: минералы, флюиды и расплавы. – М.: Мир, 1992. – С. 110-153.
136. Подборный Е.Е., Чепикова Е.А. Климат и его изменения // Криосфера нефтегазоконденсатных месторождений полуострова Ямал. Том 2. Криосфера Бованенковского нефтегазоконденсатного месторождения. – М.: Изд-во ООО «Газпром Экспо», 2013. – С. 5-29.
137. Полозова Л.Г. Анализ цикличности колебаний средней месячной температуры воздуха в северном полушарии // Тр. ГГО, вып. 269. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – С. 36-73.
138. Природные условия Байдарацкой губы. Основные результаты исследований для строительства подводного перехода системы магистральных газопроводов Ямал-Центр / под ред. Гептнера А.Р. – М.: ГЕОС, 1997. – 432 с.
139. Пустовойт Г.П. Тепловое взаимодействие инженерных сооружений с мерзлыми породами // Основы геокриологии. Ч. 5. – М.: Изд-во МГУ, 1999. – С. 8-54.
140. Ривкин Ф.М., Иванова Н.В., Кузнецова И.Л. Засоленные мерзлые грунты и криопэги полуострова Ямал и прибрежной зоны шельфа Карского моря // Проблемы строительства на засоленных грунтах. – М.: Эпоха, 2007. – С. 34-43.
141. Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. – Новосибирск: Наука, 1977. – 212 с.
142. Рубинштейн Л.И. Проблема Стефана. – Рига: Звайгзене, 1967. – 458 с.
143. Савельев Б.А. Физико-химическая механика мерзлых пород. – М.: Недра, 1989. – 212 с.
144. Самарский А.А. Теория разностных схем. – М.: Наука, 1989. – 616 с.
145. Скоробогатов В.А., Строганов Л.В., Копеев В.Д. Геологическое строение и газонефтеносность Ямала. – М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2003. – 352 с.

146. Слагода Е.А., Опокина О.Л., Рогов В.В., Курчатова А.Н. Строение и генезис подземных льдов в верхнелепестово-голоценовых отложениях мыса Марре-Сале (Западный Ямал) // Криосфера Земли. – 2012. – Т. 16, № 2. – С. 9-22.
147. Соловьев В.А. Прогноз распространения реликтовой субквальной мерзлой зоны (на примере восточно-арктических морей) // Криолитозона арктического шельфа. – Якутск: ИМ ЯФ СО АН СССР, 1981. – С. 28-38.
148. Соломатин В.И. Физика и география подземного оледенения. – Новосибирск: ГЕО, 2013. – 266 с.
149. СП 121.13330.2019 Аэродромы (с Изменениями N 1, 2). – М.: Минстрой России, 2024. – 94 с.
150. СП 131.13330.2025 СНиП 23-01-99* Строительная климатология. – М.: Минстрой России, 2025. – 238 с.
151. СП 25.13330.2020. СНиП 2.02.04-88 Основания и фундаменты на вечномёрзлых грунтах (с Изменениями N 1, 2). – М.: Минстрой России, 2020. – 104 с.
152. Стрелецкая И.Д. Закономерности распространения и формирования засоленных мерзлых грунтов и криопэгов Севера Западного Ямала: (на примере Бованенковского ГКМ): автореферат дис. ... кандидата геолого-минералогических наук: 04.00.07 / Производ. и НИИ по инж. изысканиям в строит. – М., 1991. – 21 с.
153. Стрелецкая И.Д., Каневский М.З., Васильев А.А. Пластовые льды в дислоцированных четвертичных отложениях Западного Ямала // Криосфера Земли. – 2006. – Т. X, № 2. – С. 68-78.
154. Стрелецкая И.Д., Шполянская Н.А., Кришук Л.Н., Сурков А.В. Кайнозойские отложения Западного Ямала и проблема их генезиса // Вестник Московского университета. Серия 5: География. – 2009. – № 3. – С. 50-57.
155. Суходольский С.Е., Ривкин Ф.М. Распространение и средняя годовая температура многолетнемерзлых и талых грунтов // Инженерно-геологический мониторинг промыслов Ямала. Том 2. Геокриологические условия освоения Бованенковского месторождения. – Тюмень: Изд-во Института проблем освоения Севера, 1996. – С. 20-24.

156. Тарноградский В.Д. О происхождении пластовых залежей подземных льдов на Карском побережье п-ова Ямал // Пластовые льды криолитозоны. – Якутск: ИМ СО АН СССР, 1982. – С. 80-89.
157. Типенко Г.С., Романовский Н.Н., Холодов А.Л. Моделирование динамики субмаринной криолитозоны и зоны стабильности газовых гидратов: математическое решение, численная реализация и результаты тестовых расчетов // Криосфера Земли. – 1999. – Т. 3, № 3. – С. 71-78.
158. Третий оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации / под ред. В.М. Катцова. – Росгидромет. – Санкт-Петербург: Научно-технологические технологии, 2022. – 676 с.
159. Трофимов В.Т. Закономерности пространственной изменчивости инженерно-геологических условий Западно-Сибирской плиты. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. – С. 186-217.
160. Трофимов В.Т., Бадю Ю.Б., Васильчук Ю.К., Кудряшов В.Г., Фирсов Н.Г. и др. Экзогеодинамика Западно-Сибирской плиты (пространственно-временные закономерности). – М.: МГУ, 1986. – 245 с.
161. Трофимов В.Т., Бадю Ю.Б., Дубиков Г.И. Криогенное строение и льдистость многолетнемерзлых пород Западно-Сибирской плиты. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980. – 246 с.
162. Трофимов В.Т., Бадю Ю.Б., Кудряшов В.Г., Фирсов Н.Г. Криопэги полуострова Ямал // Инженерные изыскания в строительстве. Сер. 2. Реф. сб. № 3(2). – М.: Изд-во ПНИИИС, 1973. – С. 26-30.
163. Трофимов В.Т., Бадю Ю.Б., Кудряшов В.Г., Фирсов Н.Г. Полуостров Ямал (инженерно-геологический очерк). – М.: Издательство МГУ, 1975. – 278 с.
164. Трофимов В.Т., Баулин В.В., Васильчук Ю.К. Геокриологическое районирование Западно-Сибирской плиты // Геокриология СССР. Западная Сибирь. – М.: Недра, 1989. – С. 159-162.
165. Фалалеева А.А., Шелков Я.Ю., Чеверев В.Г., Брушков А.В. Оценка изменения несущей способности мерзлых грунтов при возможном изменении температуры и оттаивании вечной мерзлоты в арктической зоне Российской Федерации к середине XXI века // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. – 2023. – № 5. – С. 105-116.

166. Федотов Д.А., Дубровин В.А., Лисицына О.М. Динамика температурного режима пород в слое годовых теплооборотов на стационаре Марре-Сале за период 2008-2021 гг. // Мониторинг в криолитозоне: Сборник докладов Шестой конференции геокриологов России с участием российских и зарубежных ученых, инженеров и специалистов, Москва, 14-17 июня 2022 года / Под редакцией Р.Г. Мотенко. – М.: «КДУ», «Добросвет», 2022. – С. 347-352.
167. Фотиев С.М. Гидрогеотермические особенности криогенной области СССР. – М.: Наука, 1978. – 236 с.
168. Фотиев С.М. Закономерности формирования ионно-солевого состава природных вод Ямала // Криосфера Земли. – 1999. – Т. III, № 2. – С. 40-65.
169. Фотиев С.М. Криогенный метаморфизм пород и подземных вод (условия и результаты). – Новосибирск: Гео, 2009. – 279 с.
170. Хименков А.Н., Мерзляков В.П. Оценка изменения свойств засоленных мерзлых грунтов при региональном потеплении климата // Криосфера Земли. – 2005. – Т. IX, № 1. – С. 55-62.
171. Холодов А.Л., Гаврилов А.В., Романовский Н.Н., Хуббертен Х.В. Результаты моделирования динамики мерзлоты на приморских низменностях и на арктическом шельфе региона моря Лаптевых за последние 400 тыс. лет // Криосфера Земли. – 2000. – Т. IV, № 4. – С. 32-40.
172. Хрусталева Л.Н., Емельянов Н.В., Пустовойт Г.П., Яковлев С.В. Программа расчета теплового взаимодействия инженерных сооружений с вечномерзлыми грунтами «Тепло». Свидетельство № 940281, 1994.
173. Хрусталева Л.Н., Медведев А.В., Пустовойт Г.П. Многолетние изменения температуры воздуха и устойчивость проектируемых в криолитозоне сооружений // Криосфера Земли. – 2000. – Т. IV, № 3. – С. 35-41.
174. Хрусталева Л.Н., Пармузин С.Ю., Емельянова Л.В. Надежность северной инфраструктуры в условиях меняющегося климата. – М.: Университетская книга, 2011. – 260 с.
175. Цуриков В.Л. Жидкая фаза в морских льдах. – М.: Наука, 1976. – 210 с.
176. Шиманов А.А., Комаров И.А., Киреева Т.А. Особенности изменения химического состава криопэгов полуострова Ямал в процессе криогенного

концентрирования // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2019. – № 6. – С. 73-80.

177. Шмелев Д.Г. Изменение мерзлотных условий на Севере Западной Сибири при различных климатических прогнозах // Инженерная геология. – 2010. – № 3. – С. 44-48.

178. Шполянская Н.А. Вечная мерзлота и глобальные изменения климата. – М., Ижевск: Институт компьютерных исследований, 2010. – 198 с.

179. Шполянская Н.А. Климат и его динамика в плейстоцене-голоцене как основа для возникновения разнообразных рисков при освоении районов криолитозоны // ГеоРиск. – 2019. – Т. 13, № 1. – С. 6-24.

180. Шполянская Н.А. Палеогеография плейстоцена российской Арктики на основе анализа подземных льдов // Криосфера Земли. – 2013. – Т. 17, № 2. – С. 12-25.

181. Шполянская Н.А., Осадчая Г.Г., Малкова Г.В. Криолитозона западного сектора Российского Севера в условиях меняющегося климата // ГеоРиск. – 2023. – Т. 17, № 2. – С. 24-38.

182. AMAP Arctic Climate Change Update 2021: Key Trends and Impacts. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP). – Norway, 2022. – 148 p.

183. Angelopoulos M., Westermann S., Overduin P.P., Faguet A., Olenchenko V., Grosse G., Grigoriev M.N. Heat and salt flow in subsea permafrost modeled with CryoGRID2 // Journal of Geophysical Research: Earth Surface. – 2019. – Vol. 124, Iss. 4. – P. 920-937.

184. Assur A. Composition of sea ice and its tensile strength // U.S. Army Snow, Ice, and Permafrost Research Establishment. – 1960. – Research Report 44. – P. 49.

185. Astakhov V.I, Nazarov D.V. Correlation of Upper Pleistocene sediments in northern West Siberia // Quaternary Science Reviews. – 2010. – Vol. 29. – P. 3615-3629.

186. Biskaborn B.K., Lanckman J.-P., Lantuit H., Elger K., Streletskiy D.A., Cable W.L., Romanovsky V.E. The new database of the Global Terrestrial Network for Permafrost (GTN-P) // Earth System Science Data. – 2015. – Vol. 7, Iss. 2. – P. 245-259.

187. Biskaborn B.K., Smith S.L., Noetzl J. et al. Permafrost is warming at a global scale // Nature communications. – 2019. – Vol. 10, Iss. 264.

188. Burke E.J., Zhang Y., Krinner G. Evaluating permafrost physics in the Coupled Model Intercomparison Project 6 (CMIP6) models and their sensitivity to climate change // *The Cryosphere*. – 2020. – Vol. 14, Iss. 9. – P. 3155-3174.
189. Circumpolar Active Layer Monitoring Network-CALM: Long-Term Observations of the Climate-Active Layer-Permafrost System [Электронный ресурс]. – URL: <https://www2.gwu.edu> (дата обращения: 15.10.2025).
190. Dafflon B., Oktem R., Peterson J., Ulrich C., Tran A.P., Romanovsky V., Hubbard S.S. Coincident aboveground and belowground autonomous monitoring to quantify covariability in permafrost, soil, and vegetation properties in Arctic tundra // *J. Geophys. Res. Biogeosci.* – 2017. – Vol. 122, Iss. 6 – P. 1321-1342.
191. Eyring V., Bony S., Meehl G.A., Senior C.A., Stevens B., Stouffer R.J., Taylor K.E. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization // *Geosci. Model Dev.* – 2016. – Vol. 9, Iss. 5. – P. 1937-1958.
192. Forman S.L., Ingolfsson O., Gataullin V.N., Manley W.F., Lokrantz H. Late Quaternary stratigraphy of western Yamal Peninsula, Russia: new constraints on the configuration of the Eurasian ice sheet // *Geology*. – 1999. – Vol. 27. – P. 807-810.
193. Gavrillov A., Pavlov V., Fridenberg A., Boldyrev M., Khilimonyuk V., Pizhankova E., Buldovich S., Kosevich N., Alyautdinov A., Ogienko M., Roslyakov A., Cherbunina M., Ospennikov E. The current state and 125 kyr history of permafrost on the Kara Sea shelf: modeling constraints // *The Cryosphere*. – 2020. – Vol. 14. – P. 1857–1873.
194. Harrison W.D., Osterkamp T.E. Heat and mass transport processes in subsea permafrost 1. An analysis of molecular diffusion and its consequences // *J. Geophys. Res.* – 1978. – Vol. 83, Iss. C9. – P.4707-4712.
195. Herger N., Abramowitz G., Knutti R., Anglil O., Lehmann K., Sanderson B.M. Selecting a climate model subset to optimise key ensemble properties // *Earth Syst. Dynam.* – 2018. – Vol. 9, Iss. 1. – P. 135-151.
196. Kislov A., Alyautdinov A., Baranskaya A., Belova N., Bogatova D., Vikulina M., Zheleznova I., Surkova G. A Spatially Detailed Projection of Environmental Conditions in the Arctic Initiated by Climate Change // *Atmosphere*. – 2023. – Vol. 14, Iss. 6.
197. Lachenbruch A.H., Sass J.H., Marshall B.V., Moses Jr. T.H. Permafrost, heat flow, and the geothermal regime at Prudhoe Bay, Alaska // *J. Geophys. Res.* – 1982. – Vol. 87, Iss. B11. P. 9301-9316.

198. Malkova G., Drozdov D., Vasiliev A., Gravis A., Kraev G., Korostelev Y., Nikitin K., Orekhov P., Ponomareva O., Romanovsky V., Sadurtdinov M., Shein A., Skvortsov A., Sudakova M., Tsarev A. Spatial and temporal variability of permafrost in the western part of the Russian Arctic // *Energies*. – 2022. – Vol. 15, Iss. 7, ID 2311.
199. Marion G.M. A molal-based model for strong acid chemistry at low temperatures (< 200 to 298 K) // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2002. – Vol. 66, Iss. 14. – P. 2499-2516.
200. Marion G.M. Carbonate mineral solubility at low temperatures in the Na-K-Mg-Ca-H-Cl-SO₄-OH-HCO₃-CO₃-CO₂-H₂O system // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2001. – Vol. 65, Iss. 12. – P. 1883-1896.
201. Marion G.M., Farren R.E., Komrowski A.J. Alternative pathways for seawater freezing // *Cold Regions Science and Technology*. – 1999. – Vol. 29, Iss. 3. – P. 259-266.
202. Marion G.M., Grant S.A. FREZCHEM: A chemical-thermodynamic model for aqueous solutions at subzero temperatures // *Cold Regions Research and Engineering Laboratory*. – 1994. – Technical reports 94-18. – P. 35.
203. Marion G.M., Mironenko M.V., Roberts M.W. FREZCHEM: a geochemical model for cold aqueous solutions // *Computers and Geosciences*. – 2009. – Vol. 36, Iss. 1. – P. 10-15.
204. Mironenko M.V., Grant S.A., Marion G.M., Farren R.E. FREZCHEM2 A Chemical Thermodynamic Model for Electrolyte Solutions at Subzero Temperatures // *Cold Regions Research and Engineering Laboratory*. – 1997. – Technical reports 97-5. – P. 40.
205. Nelson K.H., Thompson T.G. Deposition of salts from sea water by frigid concentration // *Journal of Marine Research*. – 1954. – Vol. 13, No. 2. – P. 166-182.
206. Nikitin K.A., Belova N.G., Vasiliev A.A. Thermal Regime of Permafrost on the Western Yamal Under Climate Warming // *Geography, Environment, Sustainability*. – 2023. – Vol. 16, No. 3. – P. 75-82.
207. Oblogov G., Vasiliev A., Streletskiy D., Shiklomanov N., Nyland K. Localized Vegetation, Soil Moisture, and Ice Content Offset Permafrost Degradation under Climate Warming // *Geosciences*. – 2023. – Vol. 13, Iss. 5.
208. Oblogov G.E., Vasiliev A.A., Streletskaya I.D., Zadorozhnaya N.A., Kuznetsova A.O., Kanevskiy M.Z., Semenov P.B. Methane content and emission in the permafrost

- landscapes of Western Yamal, Russian Arctic // *Geosciences*. – 2020. – Vol. 10, Iss. 10: 412.
209. Pitzer K.S. A thermodynamic model for aqueous solutions of liquid-like density // *Rev. Mineralogy*. – 1987. – Vol. 17. – P. 97-142.
210. Ringer W.W. Changes in the composition of sea water salts during freezing // *Chemical Weenblad*. – 1906. – Vol. 3. – P. 233-249.
211. Riseborough D., Shiklomanov N., Etzelmüller B., Gruber S., Marchenko S. Recent advances in permafrost modelling // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2008. – Vol. 19, Iss. 2. – P. 137-156.
212. Rotem D., Lyakhovsky V., Christiansen H.H., Harlavan Y., Weinstein Y. Permafrost saline water and Early to mid-Holocene permafrost aggradation in Svalbard // *The Cryosphere*. – 2023. – Vol. 17, Iss. 8. – P. 3363-3381.
213. Slater A., Lawrence D. Diagnosing Present and Future Permafrost from Climate Models // *Journal of Climate*. – 2013. – Vol. 26, Iss. 15. – P. 5608-5623.
214. State of the Global Climate 2024. 2024. – WMO-No. 1368. – 42 p.
215. Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A. An Overview of CMIP5 and the Experiment Design // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* – 2012. – Vol. 93, Iss. 4. – P. 485-498.