

ИНСТИТУТ КРИОСФЕРЫ ЗЕМЛИ
– обособленное структурное подразделение Федерального государственного
бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра
Тюменского научного центра Сибирского отделения Российской академии наук
(ИКЗ ТюмНЦ СО РАН)

На правах рукописи



Задорожная Наталия Александровна

**МЕТАН В МЕРЗЛЫХ И ПРОТАИВАЮЩИХ ПОРОДАХ ЗАПАДНОЙ
АРКТИКИ**

Специальность: 1.6.7 – Инженерная геология, мерзлотоведение и грунтоведение

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук

Васильев Александр Алексеевич

Тюмень – 2023

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ.....	3
1. ПРОБЛЕМА МЕТАНА В МЕРЗЛЫХ И ПРОТАИВАЮЩИХ ПОРОДАХ	11
1.1. Значение исследования метана в мерзлых и протаивающих породах	11
1.2. Состояние изученности содержания метана в мерзлых и протаивающих породах	13
2. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ.....	26
2.1. Физико-географическое положение районов исследования. Климат	27
2.2. Рельеф.....	51
2.3. Ландшафтная структура.....	53
3. ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ.....	61
3.1. Геологическое строение и четвертичные отложения	61
3.2. Геокриологические условия.....	65
3.2.1. Распространение, мощность и строение многолетнемерзлых пород	65
3.2.2. Переходный слой	74
3.2.3. Температурный режим многолетнемерзлых пород	80
3.2.4. Сезонное протаивание	88
4. МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ МЕТАНА В МЕРЗЛЫХ И ПРОТАИВАЮЩИХ ПОРОДАХ.....	93
4.1. Полевые методы	93
4.2. Лабораторные методы	99
5. МЕТАН В МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ И ПРОТАИВАЮЩИХ ПОРОДАХ И ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДАХ.....	101
5.1. Метан в многолетнемерзлых и протаивающих породах и подземных льдах.....	102
Устье р. Печора.....	102
Марре-Сале, Западный Ямал.....	106
Метан в подземных льдах Сопочной Карги (Енисейский Север).....	116
Тазовский.....	119
5.2. Метан в сезонно-талом и переходном слое в доминантных ландшафтах южной и типичной тундры.....	130
Южная кустарниковая тундра, устье р. Печоры.....	131
Типичная тундра, Марре-Сале	137
Южная кустарниковая тундра, Тазовский	145
5.3. Влияние климатических условий на содержания метана в протаивающих породах	150
5.4. Изотопный состав метана	153
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	162
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	167

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы. В настоящее время потепление климата является наиболее актуальной проблемой. Метан (CH_4) вызывает гораздо более сильный (в 28 раз по (Schuur et al., 2008; Sturtevant et al., 2012; Christensen, 2014)) парниковый эффект, чем углекислый газ (CO_2) (Anisimov, 2007; Васильев и др., 2015). Многолетнемерзлые породы, особенно содержащие подземные льды, содержат огромные запасы парниковых газов, в том числе и метана, выброс которых ускоряет изменение климата (Christensen et al., 2003; Schuur et al., 2008; Sturtevant et al., 2012; Olefeldt et al., 2013; Schuur et al., 2015; Zona et al., 2016; Стрелецкая и др., 2016; Euskirchen et al., 2017; Walz et al., 2017; Knoblauch et al., 2018; Streletskaya et al., 2018; Taylor et al., 2018; Стрелецкая и др., 2018; Huissteden, 2020). Это обусловлено достаточно высокими запасами органического углерода в отложениях арктического региона, при микробном разложении которого происходит эмиссия CH_4 и CO_2 (Schuur et al., 2008; McGuire et al., 2009; Sturtevant et al., 2012; Olefeldt et al., 2013; McCalley et al., 2014; Schuur et al., 2015; Walz et al., 2017; Dean et al., 2018; Knoblauch et al., 2018; Zheng et al., 2019; Huissteden, 2020).

В связи с этим, в последние десятилетия проблема эмиссии метана в атмосферу при деградации многолетнемерзлых пород на шельфе арктических морей и континентальном обрамлении выдвинулась в ряд приоритетных, и в научном сообществе многие исследователи активно занимаются прогнозированием её влияния на климатические изменения (Christensen et al., 2003; McGuire et al., 2009; Shakhova et al., 2010; McGuire et al., 2012; Малахова, Голубева, 2013; McCalley et al., 2014; Streletskiy et al., 2015; AMAP, 2015; Schuur et al., 2015; Zona et al., 2016; Euskirchen et al., 2017; Anthony et al., 2018; Dean et al., 2018; Стрелецкая и др., 2018). При этом недостаточно изучено содержание метана в мерзлых и оттаивающих четвертичных отложениях, в особенности в Западной Арктике (Васильев и др., 2015).

Особую актуальность исследования метана в многолетнемерзлых и протаивающих породах приобрели после обнаружения воронок газовых выбросов

метана на Ямале в 2014 г. (Богоявленский и др. 2017; Leibman et al., 2014; Лейбман и др., 2018; Chuvilin et al., 2020b). В последующие годы были найдены новые воронки, подтвердившие, что опасный геологический процесс носит не единичный характер. При оценках возможных причин и механизмов образования воронок выяснилось, что данных по содержанию метана в мерзлых породах практически нет.

Цель и задачи работы.

Цель работы – оценить влияние геокриологических и ландшафтных условий на содержание и динамику метана в мерзлых и протаивающих породах основных геолого-стратиграфических комплексов четвертичных отложений в Западной Арктике в условиях потепления климата.

Для достижения поставленной цели были сформулированы и решены следующие **задачи**:

- изучить эволюцию криолитозоны Западной Арктики, включая изменения температуры многолетнемерзлых пород и сезонного протаивания, в условиях меняющегося климата;
- определить статистически достоверное содержание метана в основных стратиграфо-генетических комплексах Западной Арктики;
- оценить влияние геокриологических и ландшафтных условий на содержание метана в мерзлых и протаивающих породах;
- установить роль криогенного строения, включая переходный слой, в содержании метана;
- оценить влияние климатических условий на динамику содержания метана в протаивающих породах.

В качестве объектов исследования были выбраны три участка, репрезентативные для типичных и южных тундр Западной Арктики, – устье р. Печоры на трех полигонах (на мысе Болванском, о. Кашин и участке Кумжа), Марре-Сале (Западный Ямал) и район п. Тазовский. На мысе Болванском, в Марре-Сале и Тазовском многолетнемерзлые породы имеют сплошное распространение,

на о. Кашин и участке Кумжа мерзлота островная с пониженной кровлей. Стационар Марре-Сале расположен в типичной тундре, все другие участки – в подзоне кустарниковой южной тундры. Ландшафтное разнообразие исследуемых участков перекрывает все доминантные ландшафты этих двух биоклиматических зон (Walker et al., 2005).

Объект исследования – многолетнемерзлые и протаивающие породы Западной Арктики.

Предмет исследования – содержание метана в мерзлых и протаивающих породах основных стратиграфо-генетических комплексов, его генезис и изотопный состав.

Научная новизна.

Впервые проведено комплексное системное исследование содержания метана в многолетнемерзлых и протаивающих породах основных стратиграфо-генетических комплексов четвертичных отложений Западной Арктики:

1. Впервые получены достоверные и статистически обоснованные показатели содержания метана в многолетнемерзлых и протаивающих породах основных стратиграфо-генетических комплексов четвертичных отложений.

2. Установлено, что каждый стратиграфо-генетический комплекс характеризуется индивидуальными показателями содержания метана – средним содержанием и стандартным отклонением. Для совокупности значений содержания метана во всех типах многолетнемерзлых пород и подземных льдов характерно логнормальное распределение.

3. Содержание метана в многолетнемерзлых породах и подземных льдах несет в себе четкий климатический сигнал. Породам и, особенно, подземным льдам, сформировавшимся в теплые этапы позднего плейстоцена-голоцена, присущи более высокие содержания метана по сравнению с породами холодных этапов.

4. Доказано, что переходный слой содержит в два-пять раз больше метана по сравнению с сезонно-талым слоем и может рассматриваться в качестве серьезного источника (пула) метана при деградации мерзлоты. Впервые для модельной территории построены оригинальные крупномасштабные карты содержания метана в сезонно-талом и переходном слоях.

5. Доказан биогенный генезис метана в многолетнемерзлых и протаивающих породах и подземных льдах. Получены новые подтверждения внутригрунтового (не гляциального) образования пластовых льдов в регионе.

6. Получены первые системные данные по изотопному составу метана в многолетнемерзлых и протаивающих породах и подземных льдах. Установлено явление сепарации изотопного состава метана в сезонно-талом слое при его эмиссии в атмосферу. Доказана важная роль диффузионного механизма в транспорте метана в сезонно-талом слое к дневной поверхности, даже в водонасыщенных породах с высоким содержанием метана. Еще большее значение диффузионный механизм переноса играет в дренированных породах.

Защищаемые положения

1. Каждый стратиграфо-генетический комплекс мёрзлых четверичных отложений Западной Арктики и подземные льды характеризуются уникальными показателями содержания метана, отражающими условия формирования и промерзания пород и подземных льдов и несущими в себе климатический «сигнал».

2. Переходный слой содержит гораздо больше метана по сравнению с сезонно-талым слоем и является серьезным источником дополнительного поступления метана в атмосферу при его протаивании в условиях потепления климата.

3. Содержание метана в породах сезонно-талого слоя регулируется особенностями ландшафтов и возрастает по мере увеличения температуры воздуха, следовательно, вслед за градиентом температур существует и региональный градиент содержания метана в СТС. При прочих равных условиях в

биоклиматической подзоне южных кустарниковых тундр в сезонно-талом слое содержится больше метана, чем в типичных тундрах.

Достоверность

Полученные результаты и сделанные выводы и обобщения основываются на изучении, анализе и обработке данных десятков разрезов, шурфов и скважин, более 1300 образцов, отобранных во всех репрезентативных разрезах основных стратиграфо-генетических комплексов мерзлых и протаивающих пород региона, корректной статистической обработке полученных данных, согласии с имеющимися опубликованными данными и представлениями.

Теоретическая и практическая значимость

Результаты диссертации могут и должны быть использованы при оценках, расчетах и моделировании эмиссии метана в атмосферу при потеплении климата за счет более совершенного учета источников метана и их интенсивности. Полученные данные позволяют напрямую оценить высвобождение и поступление метана в атмосферу при деградации мерзлоты и опускании ее кровли.

Личный вклад автора

С 2015 г. автор принимал участие в полевых и камеральных работах во всех трех изученных районах – устье р. Печора, Марре-Сале (Западный Ямал) и Тазовский. Все материалы, приведенные в диссертации, получены лично автором, либо при его непосредственном участии. Использование опубликованных и архивных материалов и данных имеет соответствующие ссылки. В совместных публикациях вклад авторов равнозначен.

Специальность, которой соответствует диссертация

Согласно сформулированной цели научной работы, ее научной новизне, практической значимости и фактическому содержанию, диссертация соответствует

паспорту специальности 1.6.7 – «Инженерная геология, мерзлотоведение и грунтоведение», пунктам 1, 4, 6.

Работа выполнена в рамках Госзаданий 121041600042-7 «Изучение формирования, структуры, изменчивости и прогнозирование состояния криосферы, в том числе многолетнемерзлых толщ и криогенных ландшафтов», 121041600043-4 «Закономерности формирования и деградации субаквальных и прибрежно-морских мерзлых пород в морях Западного сектора Российской Арктики» и проекта РНФ 22-27-00181 «Метан в мерзлых и оттаивающих породах Западной Арктики при деградации мерзлоты».

Апробация работы

Результаты исследований докладывались и получили поддержку на 23 конференциях, в том числе 4 зарубежных: V конференции геокриологов России (Москва, 2016), XI Международной конференции по мерзлотоведению (Потсдам, Германия, 2016), Международной конференции "Криосфера Земли: прошлое, настоящее и будущее" (Пушино, 2017), VI Международной конференции молодых ученых и специалистов "Новое в геологии и геофизике Арктики, Антарктики и мирового океана" (Санкт-Петербург, 2018), V Европейской конференции по мерзлотоведению, (Шамони, Франция, 2018), Расширенном заседании научного совета по криологии Земли РАН "Актуальные проблемы геокриологии" с участием российских и зарубежных ученых, инженеров и специалистов (Москва, 2018), Международной конференции "Разгадывая загадки Криосферы" (Пушино, 2019), Всероссийской научной конференции «Взаимодействие элементов природной среды в высокоширотных условиях» (Сочи, 2019), V Саммите арктических наблюдений в рамках Недели арктического научного саммита (Онлайн) (Акюрейри, Исландия, 2020), Первой Международной IALE-Россия онлайн-конференции (Москва, 2020), Всероссийской конференции с международным участием «Устойчивость природных и технических систем в криолитозоне», посвященной 60-летию образования Института мерзлотоведения им. П.И.

Мельникова СО РАН (Якутск, 2020), IX Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2020)» (Москва, 2020), XVII гляциологическом симпозиуме «Роль криосферы в прошлом, настоящем и будущем Земли» (Санкт-Петербург, 2020), Седьмой Молодежной конференции «Новое в геологии и геофизике Арктики, Антарктики и Мирового океана» (Санкт-Петербург, 2021), Международной конференции Европейского геофизического союза (Вена, 2021), Шестой конференции геокриологов России (Москва, 2022), VII Всероссийском конкурсе научно-исследовательских работ студентов и аспирантов в рамках проведения VII Всероссийского молодежного научного форума «Наука будущего - наука молодых» (Новосибирск, 2022), Всероссийской конференции с международным участием «Устойчивость природных и технических систем криолитозоны в условиях изменения климата», посвященной 150-летию М. И. Сумгина (Якутск, 2023), VII Всероссийском научном молодёжном геокриологическом форуме с международным участием «Актуальные проблемы и перспективы развития геокриологии», посвященный 150-летию и 100-летию со дня рождения ученых-мерзлотоведов М.И. Сумгина и К.Ф. Войтковского (Якутск, 2023).

Публикации

Всего по теме диссертации опубликовано 8 работ, в т.ч. 2 статьи в журналах из списка ВАК, 2 статьи в рецензируемых иностранных журналах, 4 статьи в материалах конференций.

Структура и объем диссертации

Диссертация состоит из Введения, пяти глав, Заключения и списка литературы. Объем диссертации 180 стр., включая 90 иллюстраций, 6 таблиц и список литературы из 152 наименований.

Благодарности

Автор выражает глубокую благодарность своему научному руководителю д.г.-м.н. А.А. Васильеву за всестороннюю помощь в подготовке диссертации, терпение и поддержку, организацию участия в полевых работах, советы по интерпретации и ценные замечания. Огромную признательность автор выражает к.г.-м.н. Г.Е. Облогову за большой вклад в обработку полевых данных для написания данной работы, помощь в создании графических материалов, непосредственное участие в отборе образцов, обучение полевым методам и поддержку. Хотелось бы поблагодарить к.г.-м.н. И.Д. Стрелецкую, которая привила любовь к науке, давала ценные советы, и благодаря которой автор присоединилась к изучению метана в криолитозоне. За многолетнее сотрудничество, консультации и выполнение больших объемов различных лабораторных анализов автор выражает искреннюю признательность сотрудникам ФГБУ ВНИИОкеангеология (Санкт-Петербург), особенно к.г.-м.н. Б.Г. Ванштейну и к.б.н. П.Б. Семенову. Автор благодарит сотрудника Института микробиологии РАН им. С.Н. Виноградского (Москва) д.б.н. А.С. Саввичева за содействие в получении результатов по содержанию метана и его изотопному составу, а также за последующую интерпретацию данных. Автор выражает признательность сотруднице ИФХиБПП РАН (Пушино) к.г.-м.н. Е.М. Ривкиной, благодаря которой было осуществлено проведение анализов на содержание метана самых первых многочисленных проб. Автор благодарит к.г.н. Э.П. Зазовскую и всех сотрудников лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии ИГ РАН за содействие в выполнении радиоуглеродного датирования образцов, трактовку результатов, советы и поддержку. Благодарность выражается к.г.-м.н. Г.В. Малковой за принятие автора в состав участников полевых работ, консультации и предоставление научных материалов. Автор благодарен к.г.-м.н. А.В. Хомутову за возможность участвовать в экспедициях и использовать накопленные материалы. Автор выражает признательность коллегам Е.М. Бабкину, М.М. Данько, Е.А. Бабкиной, к.г.-м.н. Е.С. Королевой, к.т.н. М.Р. Садуртдинову, А.М. Цареву за помощь во время полевых работ.

1. ПРОБЛЕМА МЕТАНА В МЕРЗЛЫХ И ПРОТАИВАЮЩИХ ПОРОДАХ

1.1. Значение исследования метана в мерзлых и протаивающих породах

До начала 1990-х годов исследования газового состава мерзлых и протаивающих пород имело чисто академический характер. Газовая компонента считалась несущественным свойством мерзлых отложений, ее изучению не придавалось большого значения. По мере понимания роли парниковых газов в глобальном потеплении климата начались работы, направленные на оценку вклада криолитозоны в баланс углерода. Выбросы метана, который имеет по меньшей мере 28-кратный глобальный потенциал потепления (GWP) CH_4 (100 лет) (IPCC, 2013), при огромных площадях Арктической и Субарктической тундры, – это одна из серьезных причин увеличения парникового эффекта и изменения климата.

Начались активные исследования и оценки эмиссии метана в различных биоклиматических зонах Арктики. Глобальные выбросы метана за 2008-2017 гг. оцениваются в $576 \text{ Тг в год}^{-1}$ (варьируются от 550 до $594 \text{ Тг CH}_4 \text{ в год}^{-1}$ в минимальных и максимальных оценках), из которых 50-65% приходится на антропогенные источники за счет выбросов, связанных с прямой деятельностью человека. Оценки среднегодовых общих выбросов метана для нового десятилетия (2008-2017 гг.) на $29 \text{ Тг CH}_4 \text{ в год}^{-1}$ больше, чем для предыдущего десятилетия (2000-2009 гг.) (Saunois et al., 2020). Это подтверждает увеличение эмиссии метана, что безусловно влияет на изменение климата.

Изучение условий накопления и переноса метана имеет не только теоретическое, но и практическое значение, поскольку выбросы метана могут быть причиной образования воронок газовых выбросов и пожаров (Streletskaia et al., 2018). Протаивание многолетнемерзлых пород, содержащих значительное количество метана, при потеплении климата неизбежно приведет к возрастанию эмиссии метана в атмосферу.

Многочисленные наблюдения в Арктике, включая и наши собственные, показали, что повышение летних температур вызывает значительное увеличение эмиссии метана (см., например, Oblogov et al., 2020 и многие другие). Содержание

метана в атмосфере определяется тремя факторами: продуцированием метана в почвах и грунтах сезонно-талого слоя, скоростью эмиссии и скоростью преобразования (окисления) метана в поверхностном слое почвы и атмосфере (Dean et al., 2018). При повышении температуры воздуха можно ожидать, что содержание метана в почвах и грунтах сезонно-талого слоя (СТС) и, соответственно, эмиссия этого газа увеличатся.

Поэтому может быть выдвинута гипотеза, что при прочих равных условиях должно наблюдаться соответствие содержания метана в сезонно-талом слое и летней температуры воздуха и пород. Это принято в качестве рабочей гипотезы. Как следствие, вслед за широтным градиентом летних температур должен существовать градиент в содержании метана в породах СТС в одинаковых ландшафтах.

Метан в почвах и грунтах СТС имеет преимущественно биогенное происхождение и вырабатывается в результате деятельности метаногенных архей в анаэробных условиях (Streletskaya et al., 2018). Повышение содержания метана в СТС при возрастании температуры пород объясняется ускоренным метаболизмом метаногенных архей и изменением их видового состава по мере повышения температуры среды (McCalley et al., 2014).

Существует два основных механизма движения метана в породах СТС – пузырьковый и диффузионный (Brouchkov, Fukuda, 2002 и другие). Очевидно, пузырьковый механизм реализуется при высоких влажностях пород, близких к водонасыщению. При неполном водонасыщении вклад диффузионного переноса метана от глубоких горизонтов пород к поверхности становится более существенным. Вероятно, что при пузырьковом механизме переноса в силу высоких скоростей переноса не будет наблюдаться закономерного изменения концентрации и изотопного состава метана, или эти различия будут невелики, напротив, в случае диффузионного переноса должно наблюдаться ярко выраженное распределение содержания и изотопного состава по глубине. Возможен еще перенос метана растениями, но этот процесс и его вклад в общий перенос пока еще недостаточно изучен и здесь не рассматривается.

1.2. Состояние изученности содержания метана в мерзлых и протаивающих породах

В публикациях (McGuire et al., 2009; Dean et al., 2018) представлен обширный обзор изученности органического углерода, метана, их содержания в мерзлоте и выбросов в атмосферу, значения в потеплении климата. Приведены оценки многих исследователей по запасам органического углерода в целом и в разных континентальных районах, в морях, на шельфе арктического региона. На основании анализа имеющихся на тот момент данных (McGuire et al., 2009) подсчитано, что наземные экосистемы Арктики, включающие тундры и бореальные биомы, покрывают примерно 25% поверхности земли и содержат около одной трети общего количества углерода в наземных экосистемах, что включает примерно 40% мирового приповерхностного запаса лабильного углерода почвы. Особое внимание авторы акцентируют также на огромных запасах метана в газогидратах в вечной мерзлоте на суше, шельфе и под дном Арктического океанского бассейна. В публикации (Schuur et al., 2015) упоминается, что Восточно-Сибирский Арктический шельф является хранилищем больших запасов органического углерода, в связи с чем при деградации подводной мерзлоты происходит выброс большого количества метана, которое по прогнозам будет только увеличиваться из-за потепления климата.

Всего, по данным (Hugelius et al., 2014), в верхних 3 м мерзлых толщ хранится 1035 ± 150 Пг органического углерода, по (Schuur et al., 2008) – 1024 Пг С. В целом для всех районов вечной мерзлоты эти запасы по (Hugelius et al., 2014) составляют ~1300 (1100-1500) Пг углерода, по оценкам (Schuur et al., 2008), общий почвенный углерод в циркумполярной зоне вечной мерзлоты составляет 1672 Пг, из которых 277 Пг приходится на торфяники, не учитывая углерод в подстилающей минеральной породе. По данным (Knoblauch et al., 2018), в мерзлых толщах содержится 800 Пг органического углерода. Тем не менее, все оценки объемов углеродных пулов приблизительные, так как недостаточно фактических наблюдений и данных по содержанию углерода в мерзлых породах разных типов,

особенно глубже 2-3 м (Schuur et al., 2008). Практически нет понимания, что в мерзлых отложениях разного возраста и генезиса содержание парниковых газов может и должно быть совершенно разным.

Редким примером таких исследований могут служить работы (Чувиллин и др., 1996; Перлова, 2001), посвященные газосодержанию в ММП на северо-западной части полуострова Ямал, где приведены данные по сравнению газопроявлений из отложений различного состава, возраста и генезиса, а также подробно рассмотрено распределение газосодержания по глубине и в зависимости от криогенного строения и свойств мерзлых пород. Рассмотрены формы нахождения и условия образования газовых скоплений в криолитозоне. В работах сделаны расчеты газосодержания ММП в районе исследования, по которым наиболее значительные по объему газовые скопления метана относятся к форме газовых гидратов.

При деградации вечной мерзлоты происходит высвобождение метана и его поступление в атмосферу, но считается, что этот поток в атмосферу невелик и в настоящее время оценивается максимум в $1 \text{ Тг CH}_4 \text{ год}^{-1}$ (USEPA, 2010). Причем, основания для низких оценок не приведены.

В последующей публикации (McGuire et al., 2012) приведены обобщающие результаты анализа стока метана из арктических тундр на основе ограниченных прямых наблюдений и различных моделей, по которым в атмосферу выделяется в среднем $19 \text{ Тг углерода в год}^{-1}$ (от 8 до $29 \text{ Тг C в год}^{-1}$). По более ранним оценкам (Christensen, 1993), общие выбросы метана с поверхности тундры высокоширотных регионов составляют $8\text{-}30 \text{ Тг в год}^{-1}$ (в относительно сухой год).

Оценки возможных последствий выделения метана при деградации мерзлоты во многом расходятся (McGuire et al., 2009).

В публикациях (Hugelius et al., 2014; Schuur et al., 2015; Nikrad et al., 2016; Taylor et al., 2018; Zheng et al., 2019) акцентируется внимание на повышении температуры воздуха в высокоширотных регионах Земли, вызывающем протаивание многолетней мерзлоты, при котором значительное количество накопленного в ней органического углерода подвергается разложению почвенными микробами. В статье (Schuur et al., 2015) отмечается, что в вечной

мерзлоте содержится вдвое больше углерода, чем в настоящее время в атмосфере, поэтому, при превращении этого замороженного пула в парниковые газы (CO_2 , CH_4), их выброс в атмосферу может увеличить скорость будущего изменения климата. Авторы работы (Тимофеева и др., 2022), посвященной содержанию и эмиссии углерода в торфяно-болотном комплексе Западной Сибири, предполагают увеличение интенсивности потоков CO_2 и CH_4 с поверхности торфяников и вероятный сдвиг в углеродном балансе при большом оттаивании ММП. В публикациях (Schuur et al., 2015; Huissteden, 2020) сказано, что в климатических моделях нужно учитывать, что, при наблюдаемых и прогнозируемых выбросах метана и углекислого газа в результате таяния мерзлоты, увеличения термокарстовых озёр и таликов, резкое изменение климата не произойдет в ближайшие годы – десятилетие, но будут ощутимы на протяжении десятилетий и столетий. В то же время указывается, что потепление происходит быстрее, чем ожидалось, и это необходимо учитывать в дальнейших оценках и климатических моделях.

Авторы публикации (Anthony et al., 2018) предполагают, что современные выбросы углекислого газа и метана, вызванные резким таянием мерзлоты, могут быть заниженными. Причиной служит то, что эмиссия парниковых газов возрастает не только за счет общего увеличения площади термокарстовых озер в некоторых регионах Арктики, но и за счет последующего значительного роста подозёрных таликов, в которых углерод из вечной мерзлоты становится доступным для микробного разложения (Huissteden, 2020). Авторы статьи (Anthony et al., 2018) считают, что выбросы метана и углекислого газа в результате резкого таяния мерзлоты под термокарстовыми озерами увеличат более чем вдвое радиационное воздействие от циркумполярных потоков углерода из вечной мерзлоты и почвы в этом столетии.

Есть и противоположная точка зрения, что эмиссия парниковых газов при деградации мерзлоты не так велика и не может оказывать существенного влияния на изменения климата. По некоторым оценкам, представленным в статье (Anisimov, 2007), за 21 век глобальная среднегодовая температура воздуха увеличится на 0,012

°C с учетом повышения общего количества атмосферного метана на 0,04 ppm. В публикации указывается, что в литературе часто преувеличиваются опасения, связанные с таянием водно-болотных угодий в регионах вечной мерзлоты России и его влиянием на глобальную климатическую систему.

Столь разные оценки влияния эмиссии метана из протаивающих многолетнемёрзлых толщ связаны с недостаточной изученностью содержания CH₄ в сезонно-талом слое и верхних горизонтах мёрзлых пород, которые и являются наибольшими источниками потоков биогенного метана в атмосферу (Vasiliev et al., 2017; Walz et al., 2017; Васильев и др., 2019a).

Метан в мерзлых породах. Метан по генезису можно разделить на три группы: биогенный, термогенный и пирогенный. Он выделяется в результате различных процессов и может быть антропогенным или естественного происхождения (Saunois et al., 2020). Биогенный метан – это конечный продукт разложения органического вещества метаногенными археями в анаэробных средах (Olefeldt et al., 2013), таких как водонасыщенные почвы, болота, морские отложения или в пищеварительном тракте животных (Каллистова и др., 2017). Термогенный метан образуется в геологических масштабах времени в результате разложения захороненного органического вещества под воздействием высокой температуры и давления в земной коре на значительных глубинах. Термогенный метан попадает в атмосферу через морские и наземные геологические выходы газа. Пирогенный метан образуется в результате неполного сгорания биомассы и других органических материалов. Торфяные и лесные пожары, сжигание биомассы на обезлесенных территориях, сжигание биотоплива являются крупными источниками пирогенного метана (Saunois et al., 2020).

Биогенный CH₄ формируется за счет комплекса реакций, осуществляемых метанобразующими микроорганизмами (метаногенами), являющимися анаэробами. В условиях типичных тундр CH₄ образуется в бескислородных условиях водонасыщенного слоя сезонного оттаивания и в таликах при наличии достаточного количества органического углерода в доступных формах (Краев, 2010; Kraev et al., 2017; Knoblauch et al., 2018). На острове Самойловский авторами

(Walz et al., 2017) проводились наблюдения, в результате которых получилось, что метаногенеза в мерзлых породах не происходит, он имеет место только в сезонно-талом и в переходном слое.

Исследованиями метана в мерзлых породах с микробиологической точки зрения занимались (Rivkina et al., 2000; Waldrop et al., 2010; McCalley et al., 2014; Nikrad et al., 2016; Каллистова и др., 2017; Щербакова, 2018; Knoblauch et al., 2018; Zheng et al., 2019). Большинство исследователей считает, что при отрицательных температурах отсутствует активность микроорганизмов. Экспериментальные натурные наблюдения, проведенные коллективом авторов (Sachs et al., 2008), подтвердили, что низкие температуры отрицательно влияют на активность микробов, окисляющих метан в верхних горизонтах активного слоя. Но, по мнению других авторов (Nikrad et al., 2016; Краев, Шмелев, 2016), метаболическая активность микробов не прекращается при понижении температуры отложений ниже 0 °С.

А.А. Васильев с соавторами (Vasiliev et al., 2017; Васильев и др., 2019а), при изучении метана в деятельном и переходном горизонте, придерживается точки зрения, что продуцирование метана в сезонно-талом слое происходит при положительной температуре, за исключением засоленных отложений, где метан может продуцироваться и при отрицательной температуре, но выше температуры фазовых переходов.

По мнению (Sturtevant et al., 2012), микробная активность в сезонном слое начинается с момента начала протаивания и продолжается до момента полного промерзания пород СТС. Авторы предполагают, что увеличение обводненности тундровых территорий из-за таяния массивных полигонально-жильных льдов или деградации вечной мерзлоты может привести не только к увеличению выбросов CH_4 в теплые сезоны из-за более анаэробных условий, но и к повышенным выбросам CH_4 в конце зимы и весной.

В исследовании (Sachs et al., 2008) отмечено, что к концу теплого сезона наблюдается заметное снижение выбросов метана. Наибольшие выбросы газов, измеренные в закрытых камерах, расположенных в центре полигонов, были в

теплые и засушливые дни. В публикации (Christensen et al., 2003) показаны зависимости эмиссии метана от средней температуры в верхних 5 см почвы, которые подтверждают увеличение потоков газа при повышении температуры.

В настоящее время имеется очень ограниченное количество публикаций (Whalen, Reeburgh, 1988; Mastepanov et al., 2008; Sachs et al., 2008; Schuur et al., 2008; Wille et al., 2008; Sturtevant et al., 2012; Hanis et al., 2013; Zona et al., 2016; Euskirchen et al., 2017; Taylor et al., 2018), посвященных непрерывным годовым наблюдениям или измерениям в разные сезоны потоков метана из тундр или процессов метаногенеза в районах распространения мерзлоты. Подобные работы, пусть и в ограниченных объемах, проводились в Северо-Восточной Сибири и в некоторых районах Канады, Аляски. В Западной Арктике такие наблюдения отсутствуют.

Измерения (Hanis et al., 2013) потоков метана в автотрофном болоте в субарктической зоне Канады в пределах бореальной лесотундры проводились для установления различий выбросов газа в течение года, в зависимости от физических и биологических условий. Приповерхностная температура почвы и температура воздуха были основными факторами, влияющими на эмиссию метана из болот, что объясняло около 90% изменений потоков в межсезонье. Выброс метана с поверхности промерзших пород был практически нулевой в отрицательно температурных условиях. Поток газа весной был значительно сильнее, чем осенью, что коррелируется с сезонными изменениями температуры. Помимо обнаруженной линейной зависимости эмиссии метана от температуры воздуха, зафиксирован максимум выбросов газа в конце июля – начале августа.

По данным (Euskirchen et al., 2017), измерения потоков метана в тундре на Аляске также показали максимальные выбросы CH_4 в период с третьей декады июля по начало августа, при этом наименьшие выбросы наблюдаются в конце весны и осенью. Совершенно противоречивые результаты получились на Аляске у (Zona et al., 2016). Они обнаружили, что эмиссия в холодное время года (с сентября по май) составляет $\geq 50\%$ годового потока CH_4 , причем самые высокие выбросы наблюдаются на незатопленных возвышенных тундрах. Основная часть выбросов

в холодное время года приходилась на период, когда промерзание СТС происходит уже и сверху, и снизу, при приближении температуры пород к нулю градусов. По мнению авторов статьи, из-за потепления климата в Арктике произойдут климатические изменения в холодное время года, в результате которых будут наблюдаться более высокие зимние выбросы CH_4 в связи с прогнозируемым увеличением толщины снега, глубины активного слоя и температуры почвы.

Авторами (Sachs et al., 2008; Wille et al., 2008) проводились измерения годового хода потоков метана в ландшафтах арктической тундры на острове Самойловский в центральной части дельты реки Лена. Проводился анализ зависимости потоков метана от микрорельефа, влажности и температуры отложений. Потоки метана имели относительно низкие значения летом и зимой, что может быть связано с очень низкой температурой вечной мерзлоты в исследуемом регионе, песчаным составом отложений, низкой биодоступностью питательных веществ в почвах, влажностью и особенностями растительного покрова в ландшафтной структуре территории. Факторами, контролирующими выбросы метана, были признаны температура почвы и приповерхностная атмосферная турбулентность. Было установлено, что глубина протаивания пород и положение уровня грунтовых вод не оказывают явного влияния на эмиссию метана.

В ходе своих исследований зависимостями потоков метана от глубины СТС занимались (Wille et al., 2008), эмиссией от скорости оттаивания – (Olefeldt et al., 2013; Taylor et al., 2018), выбросами газов от периода и количества дней оттаивания – (Euskirchen et al., 2017). Авторами статьи (Olefeldt et al., 2013) было замечено, что ни глубина активного слоя, ни толщина органического слоя почвы не были напрямую связаны с выбросами метана.

Исследования, выполненные (Sturtevant et al., 2012) на прибрежной равнине Аляски в арктической тундре возле Барроу, показали, что выбросы CH_4 в осенний сезон являются важным компонентом годового бюджета метана. Было обнаружено, что эти потоки в основном контролируются долей обводненных ландшафтов, атмосферной турбулентностью и уменьшением количества незамерзшей воды во время периода промерзания почвы. Понижение увлажненности на участках

снизило осенние выбросы CH_4 в 2,4 раза. Затопление же замедлило процесс промерзания почвы, что вызвало продление повышенных выбросов CH_4 на более длительный срок в зимний период.

Влияние условий увлажнения на продуктивность метанобразующих микроорганизмов и эмиссию метана было показано в работах (McGuire et al., 2009; Sachs et al., 2008; Sturtevant et al., 2012; Olefeldt et al., 2013). В статье (Schuur et al., 2008) приведено сравнение эмиссии углерода в результате его аэробного разложения и преимущественно анаэробного разложения на шести разных типах водно-болотных экосистем, которое показывает вклад выбросов метана в потенциальное глобальное потепление при анаэробном разложении в водонасыщенных отложениях.

Авторы (McGuire et al., 2009), проанализировав обратные связи, отметили, что повышение влажности ландшафта способствует увеличению выбросов CH_4 за счет усиления метаногенеза при замедлении выделения CO_2 из-за анаэробных условий, препятствующих разложению. Напротив, уменьшение увлажненности ландшафта может способствовать большему выбросу CO_2 за счет усиленного разложения органики и уменьшению потоков метана.

По данным (Sachs et al., 2008), затопление центральных участков полигонов при повышении уровня воды может привести к снижению выбросов метана, поскольку растительность затопляется, в результате чего транспортировка газа, осуществляемая растениями, уменьшается.

Исследования потоков метана в зависимости от вида растительного покрова приведены в работе (Schuur et al., 2008). Расчеты (Euskirchen et al., 2017) показали, что выброс углерода из участков влажной осоковой тундры доминирует над потоками из кочкарниковой тундры. Авторами статьи (Whalen, Reeburgh, 1988) были произведены наблюдения за потоками метана на различных ландшафтах тундры в районе озера Смит на Аляске. Более 90% среднегодовых выбросов происходит в условиях оттаивания пород. Исследования показали, что единственными участками с положительными потоками метана зимой являются моховые участки. На всех остальных участках наблюдается резкое снижение

потока метана при замерзании сезонного слоя. Авторами, посредством детального изучения потоков газа в условиях разного микрорельефа, отмечается важная роль сосудистой системы растений в переносе метана в атмосферу из тундровых экосистем. В результате, из-за отсутствия сосудистой оболочки у мохообразных, потоки метана в теплый период из межкочкарниковых понижений и других участков со мхом обычно в 5-8 раз ниже, чем из участков с сосудистыми растениями.

Christensen T.R. с соавторами (1995) осуществляли измерения потоков метана в 100-дневные активные летние сезоны, при этом было отмечено, что сухая тундра характеризуется более низкими средними потоками CH_4 , чем влажная тундра, в особенности увлажненные понижения и участки с осокой и кочками пушицы влагалищной. Для кочкарниковой тундры и влажной тундры с преобладанием осоки расчетная глобальная эмиссия метана по данным (Whalen, Reeburgh, 1988) составляет 19-33 Тг/год⁻¹.

По мнению (Olefeldt et al., 2013), деградация вечной мерзлоты и улучшение дренажа в некоторых типах водно-болотных экосистем может привести к снижению выбросов CH_4 . Существует множество публикаций (Christensen et al., 2003; Anisimov, 2007; Schuur et al., 2008; McGuire et al., 2009; Глаголев и др., 2010; Ренёва, 2011; Сабреков и др., 2011; Hanis et al., 2013; Голубятников, Казанцев, 2013) по эмиссии метана с водно-болотных угодий в зонах распространения мерзлоты, но детальных исследований выбросов CH_4 из различных мерзлотных ландшафтов все еще недостаточно.

Эмиссия парниковых газов из ландшафтов тундры зависит от типа отложений, глубины сезонного оттаивания, содержания органического вещества в почвах, температуры воздуха и пород, влажности отложений, растительного и снежного покрова (Olefeldt et al., 2013; Nikrad et al., 2016; Streletskaya et al., 2018). Зависимость концентрации метана в породах от содержания органического вещества изучали (Christensen et al., 2003; Waldrop et al., 2010; Walz et al., 2017; Стрелецкая и др., 2018; Streletskaya et al., 2018).

Изучением эмиссии метана в доминантных ландшафтах тундры занимались (Whalen, Reeburgh, 1988; Whalen, Reeburgh, 1992; Christensen et al., 1995; Сабреков и др., 2011; Sturtevant et al., 2012; Olefeldt et al., 2013; Davidson et al., 2016; Euskirchen et al., 2017; Streletskaya et al., 2018; Taylor et al., 2018; Васильев и др., 2019а).

Авторами статьи (Olefeldt et al., 2013) была составлена база данных о выбросах CH_4 в течение вегетационного периода из наземных экосистем, расположенных в зонах вечной мерзлоты, включая 303 участка, описанных в 65 публикациях. Для оценки контроля выбросов CH_4 использовались данные о природных особенностях участков вечной мерзлоты и физические переменные. Уровень грунтовых вод, температура и влажность породы, состав растительности сильно повлияли на выбросы газа и имели взаимосвязи. Участки с плотным осоковым покровом имели более высокие выбросы, чем другие участки, и этот эффект был более выражен при низких температурах почвы. Исследования (Christensen, 1993; Olefeldt et al., 2013) показали, что выбросы метана на участках с высоким уровнем грунтовых вод (влажная тундра, болота, прибрежные экосистемы) более чувствительны к изменчивости температуры почвы, чем менее увлажненные ландшафты, которые относительно более чувствительны к изменениям положения уровня грунтовых вод.

Зависимости потоков метана от температуры фиксировались в работах (Whalen, Reeburgh, 1988; Heyer et al., 2002; Christensen et al., 2003; Mastepanov et al., 2008; Wille et al., 2008; Hanis et al., 2013; Olefeldt et al., 2013; Euskirchen et al., 2017; Taylor et al., 2018). Причем во многих исследованиях отмечалась особая значимость перехода температуры через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, так как при отрицательных температурных значениях не происходил выброс метана в атмосферу.

Важно отметить, что эмиссия метана в атмосферу начинается после протаивания отложений, возрастает по мере повышения температуры воздуха и увеличения глубины протаивания, достигает максимума в конце июля – начале августа и закономерно снижается вплоть до нуля к началу промерзания сезонно-талого слоя (рисунок 1.1).

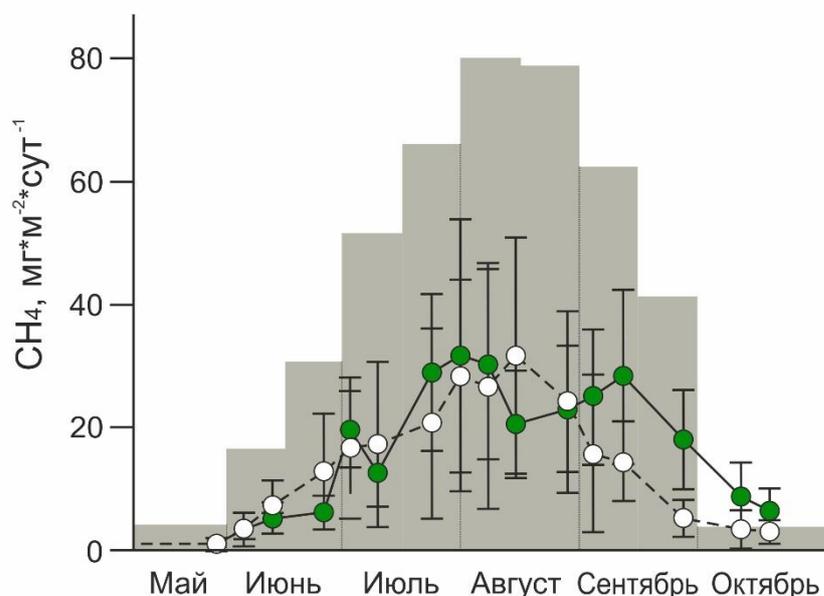


Рисунок 1.1 – Сезонный ход эмиссии метана с поверхности болот (по Boardman et al., 2011). Точками нанесены средние значения потоков метана в двух экспериментальных участках, линии «усов» означают величины стандартных отклонений, залитая область – декадная температура воздуха

Такие же синусоидальные зависимости сезонного хода эмиссии метана в области распространения многолетнемерзлых пород отмечена многими исследователями (Euskirchen et al., 2017 и др.).

В публикациях (Whalen, Reeburgh, 1988; Nikrad et al., 2016) приведены данные, что при переходе отложений от мерзлого состояния к талому наблюдается увеличение эмиссии газов, особенный всплеск по (Nikrad et al., 2016) фиксируется сразу после первого замораживания-оттаивания.

Приведенные примеры публикаций говорят о том, что изучение эмиссии метана является актуальной и популярной темой исследования. Но в то же время, именно содержание метана в мерзлых и оттаивающих четвертичных отложениях различного состава и генезиса как потенциального источника эмиссии метана при деградации мерзлоты изучено крайне недостаточно. В связи с этим, особый интерес представляет содержание, генезис и распределение метана в подземных льдах, мерзлых и сезонно-талых отложениях в пределах различных природных зон и ландшафтов, а также содержание метана в переходном слое.

Изучением концентрации метана в подземных льдах и отложениях различного состава и генезиса занималось ограниченное количество ученых. К таким исследованиям относятся (Перлова, 2001; Ривкина и др., 2006; Краев и др., 2013; Васильев и др., 2015; Стрелецкая и др., 2016; Чербунина, Брушков, 2016; Чербунина и др., 2017; Vasiliev et al., 2017; Streletskaya et al., 2018; Стрелецкая и др., 2018; Semenov et al., 2020).

В публикации (Чербунина, Брушков, 2016) проведено сравнение двух методик определения содержания метана, а также представлены данные измерений метана в отложениях и льдах ледового комплекса в обнажении Мамонтова гора (Центральная Якутия), в соответствии с которыми среднеплейстоценовые и неогеновые пески содержат больше метана, чем вышележащие сингенетические супесчано-суглинистые отложения позднеплейстоценового возраста.

Зависимости концентрации метана в отложениях от температуры пород и глубины встречаются в публикациях (Mastepanov et al., 2008; Sturtevant et al., 2012; Краев и др., 2013; Vasiliev et al., 2017; Streletskaya et al., 2018).

Содержание метана в сезонно-талом и переходном слое изучалось мало, среди работ можно отметить (Краев и др., 2013; Краев, Ривкина, 2017; Walz et al., 2017; Streletskaya et al., 2018; Васильев и др., 2019а).

По мнению Краева Г.Н. и коллег (Краев, 2010; Kraev et al., 2017), при промерзании деятельного слоя образуется закрытая система, в которой продолжается процесс метаногенеза, вплоть до формирования слитного профиля ММП. Движение фронта промерзания приводит к повышению концентрации CH_4 в нижней части разреза, а затем газ может вытесняться в переходный слой мерзлоты, тем самым накапливаясь в верхнем горизонте мерзлых пород. Подток метана из нижних мерзлых горизонтов в переходный слой исключается, так как Д.А. Гиличинский с коллегами (Гиличинский и др., 1996) при изучении арктических осадков сделали важный вывод об отсутствии диффузии метана в мерзлых толщах.

Обзор состояния изученности содержания и эмиссии метана показал, что подавляющее большинство исследований посвящено эмиссии метана с водно-

болотных угодий или общим оценкам выбросов углерода и CH_4 при деградации мерзлоты в полярных регионах. Несмотря на такое огромное количество публикаций, связанных с парниковыми газами (преимущественно, в англоязычной литературе), становится очевидным, что содержание метана в мерзлых и протаивающих отложениях разного возраста и генезиса, ландшафтная дифференциация содержания метана в сезонно-талом слое, как раз и вовлеченном в годовой цикл метана, изучены совершенно недостаточно. Применительно к Западной Арктике можно говорить, скорее, об отдельных публикациях. Влияние геокриологических и ландшафтных условий на содержание и эмиссию метана остается не изученным. Поэтому к имеющимся глобальным оценкам необходимо относиться с осторожностью. Региональные же оценки и вовсе невозможны в связи с отсутствием данных по влиянию ландшафтной структуры на содержание и эмиссию метана.

Проведенный анализ современной литературы по метановой проблематике показал, что основной массив исследований посвящен оценкам эмиссии метана в разных регионах и при различных условиях, его содержание в мерзлых и протаивающих породах, по сути, контролирующее эту эмиссию, изучено совершенно недостаточно.

2. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ

При постановке исследований необходимо было охватить наблюдениями все доминантные ландшафты двух биоклиматических подзон Западной Арктики – типичной и южной тундры (Walker et al., 2005). Ключевое значение для выбора объектов исследования имели геокриологические условия региона. Участки режимных наблюдений необходимо было расположить (выбрать) в районах со сплошной и прерывистой или островной мерзлотой и с большим диапазоном глубины сезонного протаивания. На этих же участках проведено изучение содержания метана в мерзлых породах основных стратиграфо-генетических комплексов Западной Арктики. Помимо собственных наблюдений привлечены все доступные литературные и архивные данные по содержанию метана в мерзлых породах региона.

Собственные наблюдения выполнены в трех районах: 1) устье реки Печора (станции Болванский, Кашин, Кумжа), 2) станция Марре-Сале (Западный Ямал), 3) участок вблизи поселка Тазовский (рисунок 2.1). Они отличаются по географическому положению, климатическим характеристикам, геологическому и геоморфологическому строению, а также ландшафтным и геокриологическим условиям, но при этом репрезентативны для Западной Арктики.

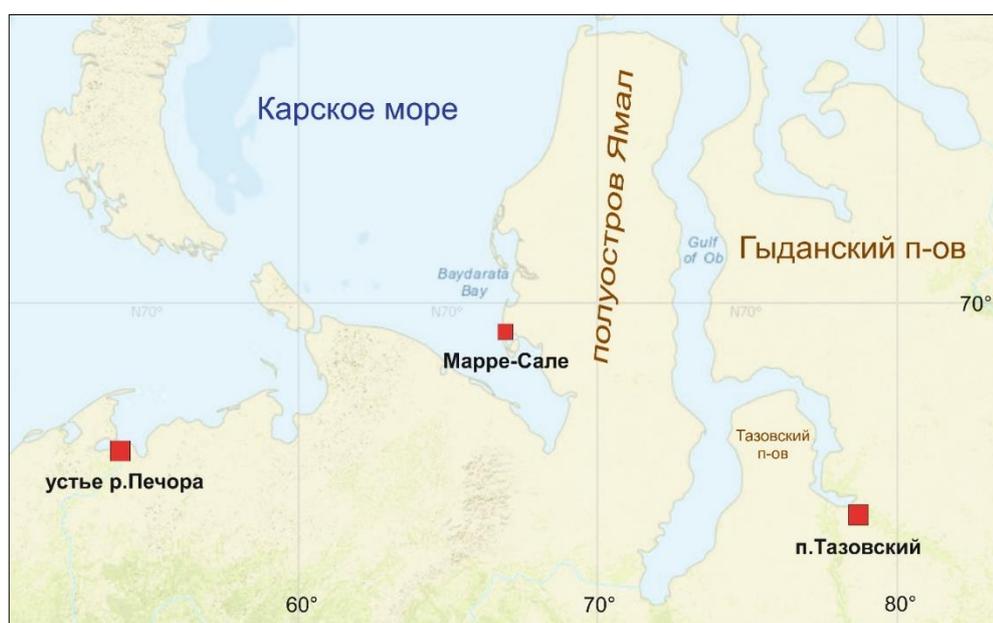


Рисунок 2.1 – Местоположение районов исследования

Самым западным является район изучения в устье реки Печора (Европейский Север), восточнее расположен стационар Марре-Сале и самым восточным является поселок Тазовский, они относятся к северу Западной Сибири.

Сочетание различных природных характеристик, таких как климат, геологическое строение, ландшафтная структура территорий влияет на распространение и мощность многолетнемерзлых пород, их геокриологическое строение и температурный режим, а также на развитие криогенных процессов. Все эти факторы обуславливают различие и особенности районов исследования, представленных в данной работе.

2.1. Физико-географическое положение районов исследования. Климат

На севере европейской части России (Ненецкий автономный округ) работы проводились в пределах трех действующих геокриологических стационаров – мыс Болванский, о. Кашин и площадка Кумжа (рисунок 2.1). Все изучаемые участки расположены в устье реки Печоры (рисунок 2.2).

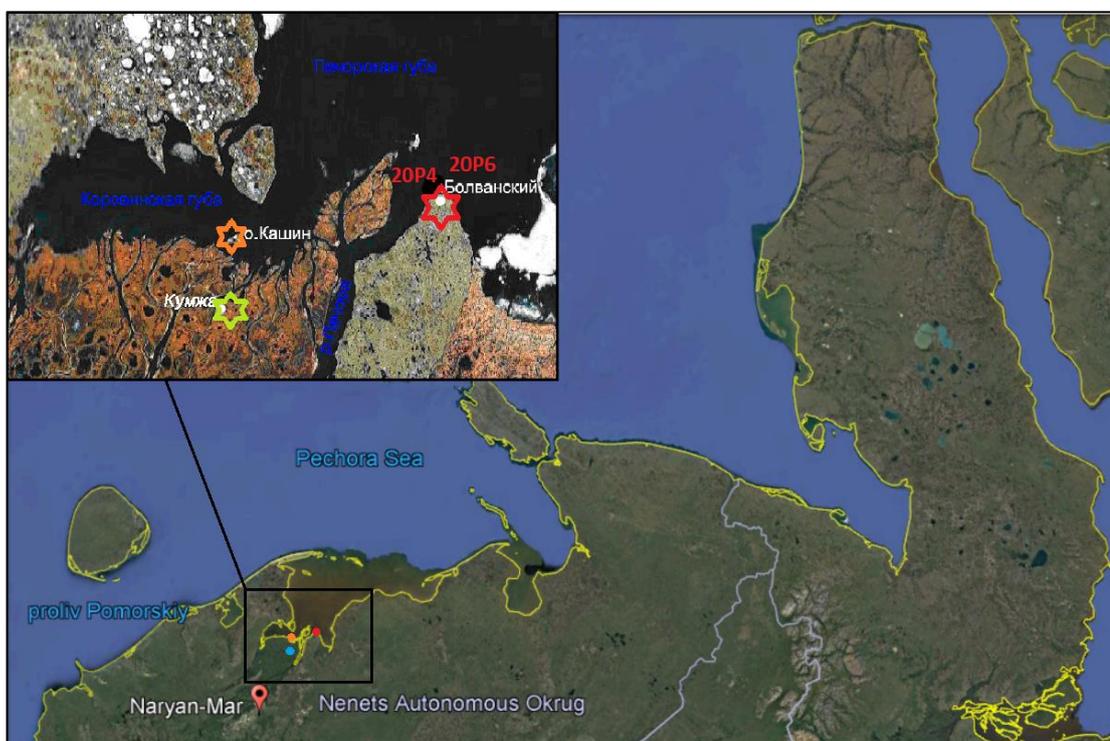


Рисунок 2.2 – Местоположение участков исследования в районе устья реки Печора

Стационар Болванский, организованный в 1983 г. вблизи метеостанции «Мыс Болванский» (существовала с 1938 по 1998 г.), расположен на южном берегу Печорской губы, бассейн Баренцева моря (Малкова, 2010).

В 2009 году в 50 км к западу от стационара Болванский был создан стационар «Кашин», расположенный в краевой части дельты р. Печоры, в Коровинской губе, на острове Кашин площадью около 4 км² (Малкова и др., 2016).

Стационар Кумжа расположен в 32 км к юго-западу от стационара Болванский между протоками в дельте р. Печоры (Васильев и др., 2020).

Северо-восточнее района устья реки Печора, на западном побережье полуострова Ямал, рядом с одноименной метеостанцией расположен геокриологический стационар Марре-Сале (рисунок 2.1). Стационар организован в 1978 году институтом ВСЕГИНГЕО на побережье Байдарацкой губы, относящейся к Карскому морю. С 1995 г. геокриологические исследования здесь развивает Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН. Район исследований относится к северу Западной Сибири, что определяет суровые природные условия региона. Исследования динамики геокриологических условий и метана осуществлялось в доминантных ландшафтах на поверхности третьей морской террасы, поймы реки Марре-Яха и на морской лайде в 11 км к югу от метеостанции.

К юго-востоку от Марре-Сале располагается третий, наиболее континентальный район исследований – участок вблизи поселка Тазовский. Изучение метана проводилось на обширной территории северо-восточной части Пур-Тазовского междуречья, неподалеку от дороги Тазовский-Новозаполярный и дороги к селу Газ-Сале. Самые южные изученные участки расположены примерно в 35 км на юг от поселка Тазовский (рисунок 2.3). Исследуемые участки приурочены к поверхности III озерно-аллювиальной равнины.

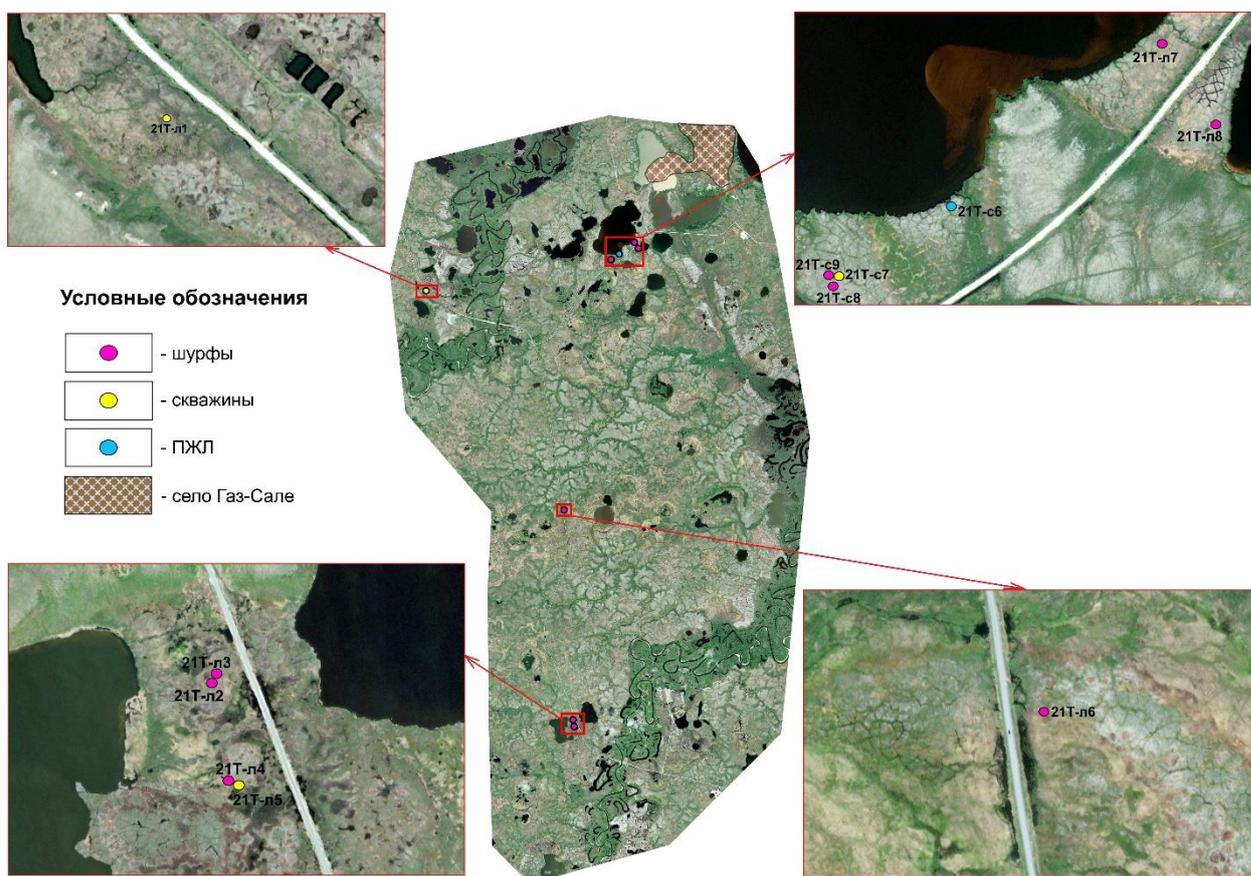


Рисунок 2.3 – Расположение изучаемых объектов вблизи поселка Тазовский

Пур-Тазовское междуречье располагается в северо-восточном секторе Западной Сибири, между реками Пур и Таз, впадающими в Тазовскую губу, которая разделяет Тазовский и Гыданский полуострова.

Согласно геокриологическому районированию СССР (Геокриология СССР..., 1989), район поселка Тазовский, возле которого проводились геокриологические наблюдения, включая исследование метана, относится к Пур-Тазовской северной области, расположенной в северной части Пур-Тазовского междуречья.

Важнейшими характеристиками климата, влияющими на эволюцию многолетнемерзлых пород, являются особенности барико-циркуляционного режима, температура воздуха, осадки, включая снежный покров, и ветер.

Для оценки особенностей климата районов работ были выбраны три опорные метеостанции, расположенные максимально близко к районам работ – м/с Мыс Константиновский, м/с Марре-Сале, м/с Тазовский, в целом отражающие

особенности климатических условий Западной Арктики. Все изучаемые участки относятся к Атлантической области тундры и лесотундры субарктического климатического пояса (Павлов, Малкова, 2005).

Суровые климатические условия районов исследования определяются расположением в северной части Евразии, вблизи Северного Ледовитого океана. Особенностью циркуляции атмосферы является значительное влияние циклональных и антициклональных процессов, которое проявляется в изменении направления ветров (с южной стороны зимой и с северной летом). Арктические массы с Баренцева и Карского моря летом приносят холод и являются очагом значительных ветров зимой, но в течение года преобладают континентальные воздушные массы. Для территорий характерны пасмурная и ветреная погода, короткое лето с морозящими дождями, продолжительная (около 9 месяцев) морозная зима с сильными метелями и снегопадами.

Температура воздуха и изменение продолжительности теплого периода являются важнейшими климатическими показателями, определяющими как изменения геофизиологических условий на суше, так и гидродинамические параметры моря, влияющие на состояние субаквальной мерзлоты, а также развитие криогенных процессов в береговой зоне.

Наибольший интерес для оценки состояния и эволюции ММП представляет анализ изменений температуры воздуха во времени. В публикации А.В. Павлова (Павлов, 2001), изучавшего тенденции этих изменений в российской арктической зоне, сформулировано ставшее общим мнение о наблюдаемом потеплении климата в последние десятилетия с наибольшими проявлениями в континентальных районах и с наименьшими на морских побережьях. По данным наблюдений в западном секторе Российской Арктики, потепление климата там фиксируется с 1970-х годов, что выражается в повышении температуры воздуха, увеличении продолжительности теплого периода, изменении количества выпадающих атмосферных осадков, а также росте толщины снежного покрова (Павлов, Малкова, 2005).

Рассмотрим последовательно основные климатические характеристики, предположительно влияющие на содержание метана в мерзлых и протаивающих породах, по названным станциям.

В устье реки Печора все объекты мониторинга (геокриологические стационары Кашин, Кумжа и Болванский) в настоящий момент не имеют собственных метеорологических станций с постоянными наблюдениями, поэтому мы используем данные с ближайшей метеостанции Мыс Константиновский. Зафиксированная там средняя многолетняя температура воздуха с 1970-х гг. по данным сайта www.meteo.ru составляет $-4,1$ °С.

На рисунке 2.4 представлен график изменения температуры воздуха на метеостанции Мыс Константиновский за последние 51 год. Разница между минимальной (1998) и максимальной (2020) среднегодовыми температурами здесь значительная и составляет 8 °С. Тенденция к потеплению – около $3,2$ °С/50 лет, из чего следует, что данная территория довольно сильно подвержена потеплению климата. По классификации IPCC такая скорость потепления соответствует жесткому сценарию потепления климата (IPCC, 2018). Возможно, это связано с самым западным положением региона, а соответственно, с менее континентальными и менее суровыми климатическими условиями по сравнению с более восточными районами исследования.

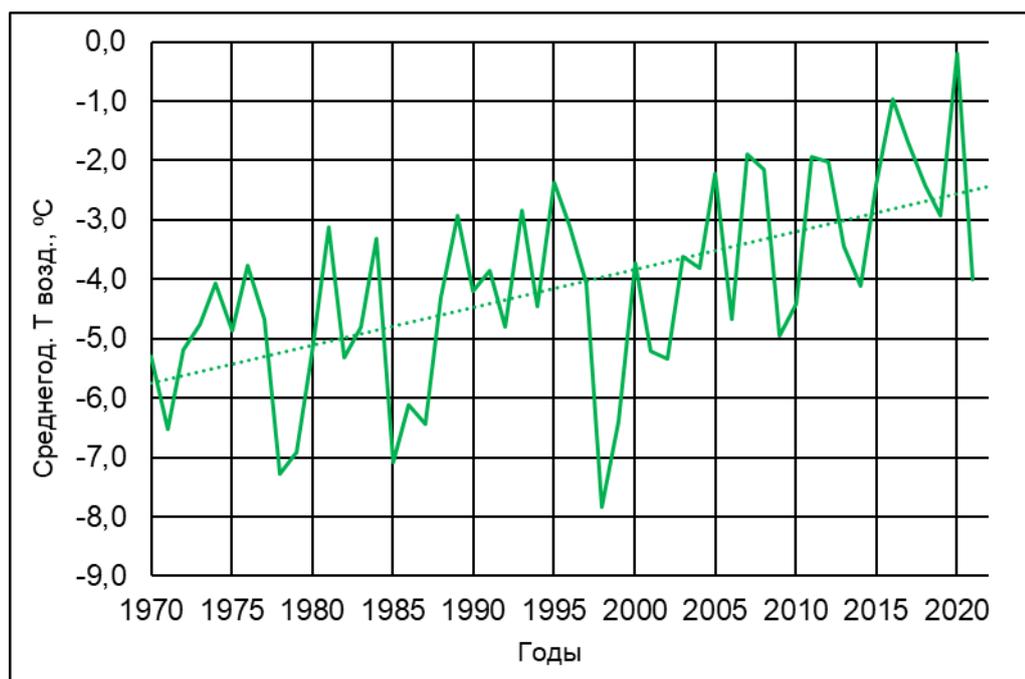


Рисунок 2.4 – Среднегодовая температура воздуха на метеостанции мыс Константиновский с 1970 года до 2022 года (по данным сайта <http://www.meteo.ru>)

В таблице 2.1 приведены данные по средним, минимальным и максимальным значениям температуры воздуха в районе Марре-Сале. Абсолютным минимумом температуры было $-50,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ в 1929 году, абсолютным максимумом $29,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ в 1990 гг.

Таблица 2.1. Данные о температуре воздуха для метеостанции Марре-Сале (Климат Марресалея - Погода и климат (<http://pogodaiklimat.ru/climate/23032.htm>) – Ссылка от 28.03.2022)

Месяц	Абсолют. Минимум, $^{\circ}\text{C}$	Средний минимум, $^{\circ}\text{C}$	Средняя, $^{\circ}\text{C}$	Средний максимум, $^{\circ}\text{C}$	Абсолют. максимум, $^{\circ}\text{C}$
Январь	-45.7 (1915)	-24.2	-20.2	-16.1	1.1 (1972)
Февраль	-50.2 (1929)	-24.4	-20.6	-16.7	1.1 (1984)
Март	-46.5 (2007)	-20.4	-16.4	-12.4	5.0 (1974)
Апрель	-39.1 (1963)	-15.3	-11.4	-7.4	5.4 (1995)
Май	-29.3 (1986)	-6.9	-4.4	-1.6	15.0 (2011)
Июнь	-10.7 (1968)	0.6	3.1	6.6	24.0 (1941)
Июль	-5.2 (1926)	5.2	8.3	12.6	29.5 (1990)

Продолжение Таблицы 2.1.

Месяц	Абсолют. минимум, °С	Средний минимум, °С	Средняя, °С	Средний максимум, °С	Абсолют. максимум, °С
Август	-3.7 (1917)	5.6	7.9	10.9	26.7 (2000)
Сентябрь	-9.5 (1996)	2.5	4.4	6.6	18.9 (1931)
Октябрь	-30.8 (1992)	-5.1	-2.6	-0.4	10.7 (1947)
Ноябрь	-39.8 (1964)	-15.5	-11.9	-8.4	4.5 (2007)
Декабрь	-47.0 (1986)	-20.5	-16.6	-12.7	1.1 (1953)
Год	-50.2 (1929)				29.5 (1990)

В районе Марре-Сале с 1970-х гг. средняя многолетняя температура воздуха по данным сайта www.meteo.ru составляет $-7,7$ °С (рисунок 2.5) и изменяется от $-12,1$ °С (1979) до $-3,7$ °С (2016), то есть разница максимальной и минимальной среднегодовой температуры практически равна показателям температур в устье р. Печоры. Так же, начиная с 1970-х годов, наблюдается повышение среднегодовой температуры воздуха от $-9,2$ °С до $-6,2$ °С (по линии тренда). Тенденция к потеплению составляет $2,8$ °С/50 лет, что меньше, чем в первом районе исследований. Это говорит о несколько меньшей скорости потепления климата, что, скорее всего, связано с более северным местоположением Марре-Сале по сравнению с дельтой р. Печоры.

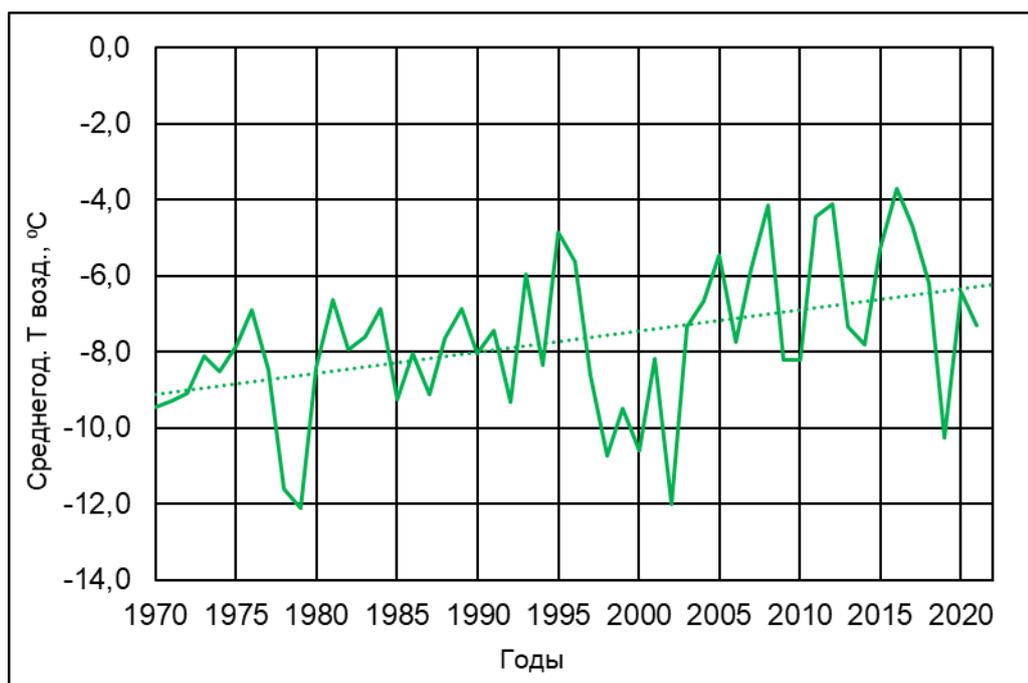


Рисунок 2.5 – Среднегодовая температура воздуха на метеостанции Марре-Сале в период с 1970 г. до 2022 г. (по данным сайта <http://www.meteo.ru>)

Среднегодовая многолетняя температура воздуха в поселке Тазовский с 1970-х гг. составляет $-8,0$ °С по данным сайта www.meteo.ru. В таблице 2.2 показаны фактические данные по средним, максимальным и минимальным значениям температуры для Тазовского.

Таблица 2.2. Данные о температуре воздуха для поселка Тазовский (Климат Тазовского - Погода и климат (<http://www.pogodaiklimat.ru/climate/23256.htm>) – Ссылка от 17.01.2022)

Месяц	Абсолют. минимум, °С	Средний минимум, °С	Средняя, °С	Средний максимум, °С	Абсолют. максимум, °С
Январь	-52.6 (2006)	-29.4	-25.4	-21.4	0.3 (2007)
Февраль	-50.7 (1959)	-28.3	-24.2	-20.2	1.9 (2016)
Март	-51.7 (2007)	-21.9	-17.4	-12.9	3.7 (2008)
Апрель	-41.3 (1984)	-15.9	-11.4	-6.9	7.1 (2011)
Май	-27.2 (1964)	-6.2	-3.0	0.2	26.0 (1977)

Продолжение Таблицы 2.2.

Месяц	Абсолют. минимум, °С	Средний минимум, °С	Средняя, °С	Средний максимум, °С	Абсолют. максимум, °С
Июнь	-10.7 (1968)	5.3	8.8	12.9	31.5 (1955)
Июль	0.6 (1958)	10.6	14.7	19.1	33.0 (1990)
Август	-2.5 (1958)	8.0	11.4	15.2	30.0 (1951)
Сентябрь	-11.8 (1998)	2.1	4.9	8.0	25.4 (2008)
Октябрь	-33.2 (1968)	-8.0	-5.2	-2.5	15.9 (2009)
Ноябрь	-45.9 (1949)	-21.7	-17.9	-14.0	3.1 (2010)
Декабрь	-51.0 (1978)	-26.8	-22.8	-18.8	3.2 (1974)
Год	-52.6 (2006)				33.0 (1990)

Среднегодовые температуры воздуха с 1970 по 2022 гг., зафиксированные на метеостанции поселка Тазовский, приведены на рисунке 2.6. Амплитуда изменений температуры такая же, как и в других рассмотренных районах, и составляет около 8 градусов. Тенденция к повышению температур имеет максимальный показатель (приблизительно 3,6 °С/50 лет) среди рассматриваемых участков исследований, что может быть связано с более южным местоположением и большей континентальностью климата.

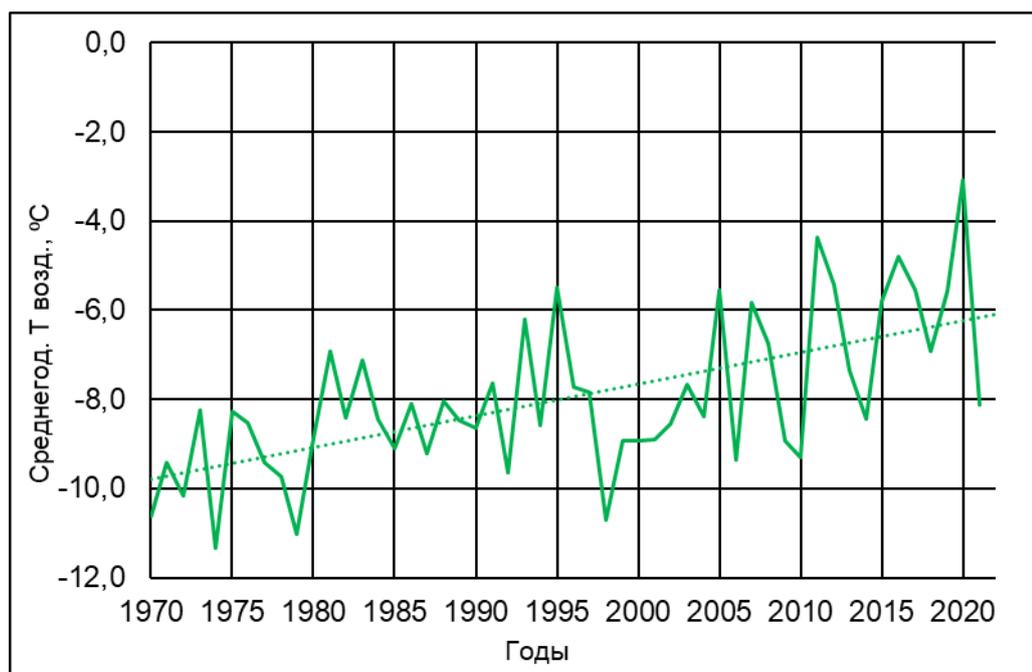


Рисунок 2.6 – Среднегодовая температура воздуха на метеостанции Тазовский в период с 1970 года до 2022 года (по данным сайта <http://www.meteo.ru>)

Итак, наиболее высокая средняя многолетняя температура воздуха характерна для района устья реки Печора, при этом максимальное значение тренда к повышению температур наблюдаются в районе поселка Тазовский. С точки зрения возможных последствий климатического потепления на состояние мерзлых пород наиболее благоприятная ситуация в районе Марре-Сале, где зафиксированы наименьшие средние многолетние температуры воздуха и тенденции к потеплению, что связано с самым северным географическим положением.

Для оценки трендов эволюции криолитозоны принципиально важно знать происходит ли потепление климата только за счет потепления зим и повышения среднезимних температур воздуха, или же среднелетняя температура воздуха тоже повышается.

По данным метеостанции Мыс Константиновский среднегодовая, среднелетняя и среднезимняя температура воздуха, как видно из рисунка 2.7, имеет тенденцию к повышению. Также заметно увеличение суммы положительных температур (DDT), в особенности, в последнее двадцатилетие.

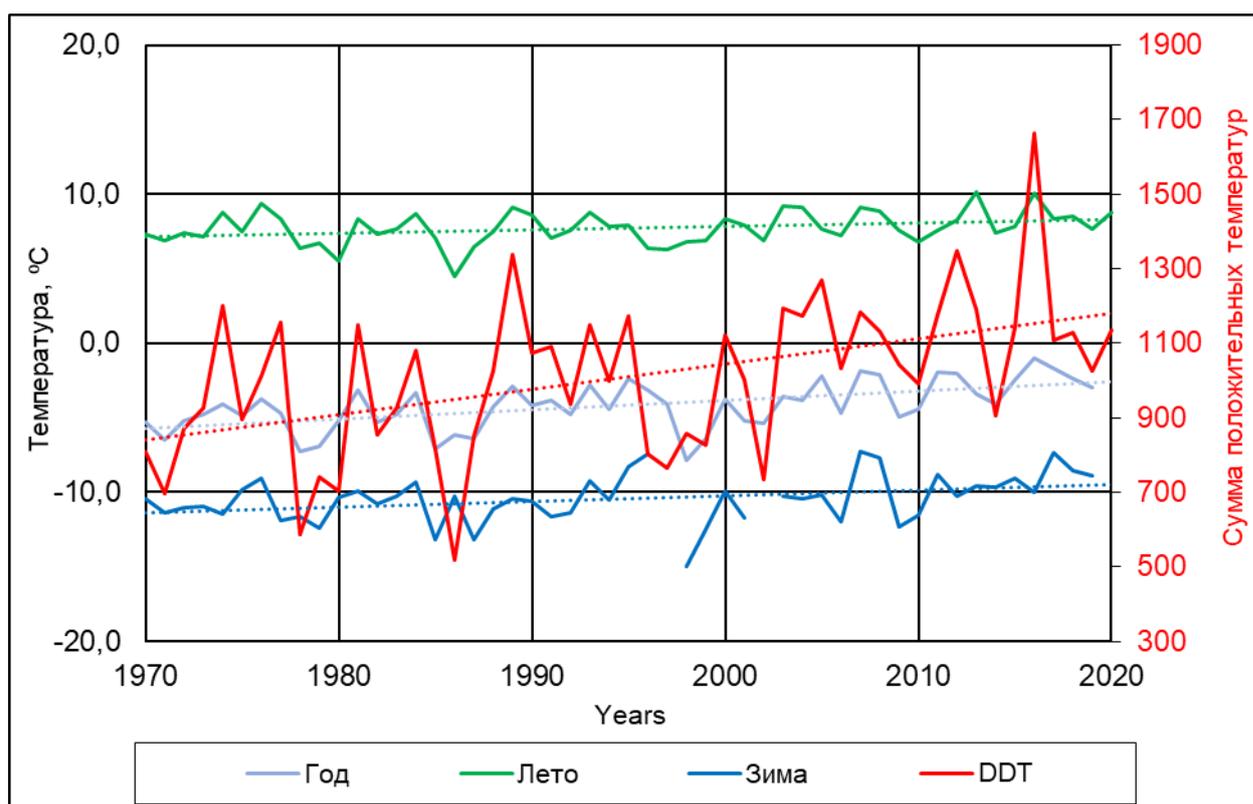


Рисунок 2.7 – Изменение среднегодовой, среднелетней, среднезимней температур воздуха и суммы положительных температур после 1970 г. в районе метеостанции Мыс Константиновский (по данным сайта <http://www.meteo.ru>)

Как следует из рисунка, зимние температуры растут быстрее, чем летние, поэтому можно говорить, что потепление климата в значительной мере происходит за счет более мягких зим, чем более теплых летних месяцев. Тем не менее, сумма положительных температур, которая определяет глубину сезонного протаивания и скорость метаболизма метанопродуцирующих бактерий, после 1970 г. возросла (по трендам) с 850 до 1180 градусо-дней.

Увеличение среднегодовой температуры воздуха в районе исследования значительно отражается в целом на состоянии ММП. Возрастающая мощность СТС приводит к увеличению таликовых зон и деградации островной мерзлоты, имеющей широкое распространение на данной территории.

Данные по метеостанции Марре-Сале показывают, что, начиная с 1970-х годов наблюдается тренд к повышению и среднегодовых, и среднелетних температур (рисунок 2.8). В среднем по региону за этот период времени среднемноголетний тренд потепления климата соответствует $0.06 \text{ }^\circ\text{C}/\text{год}$ (1970–

2018 гг.) (Васильев и др., 2020). Это близко к «жесткому» сценарию климатических изменений (IPCC, 2018). Помимо этого, на графике (рисунок 2.8) наглядно показано увеличение суммы положительных температур почти в 2 раза – с 470 до 880 градусо-дней.

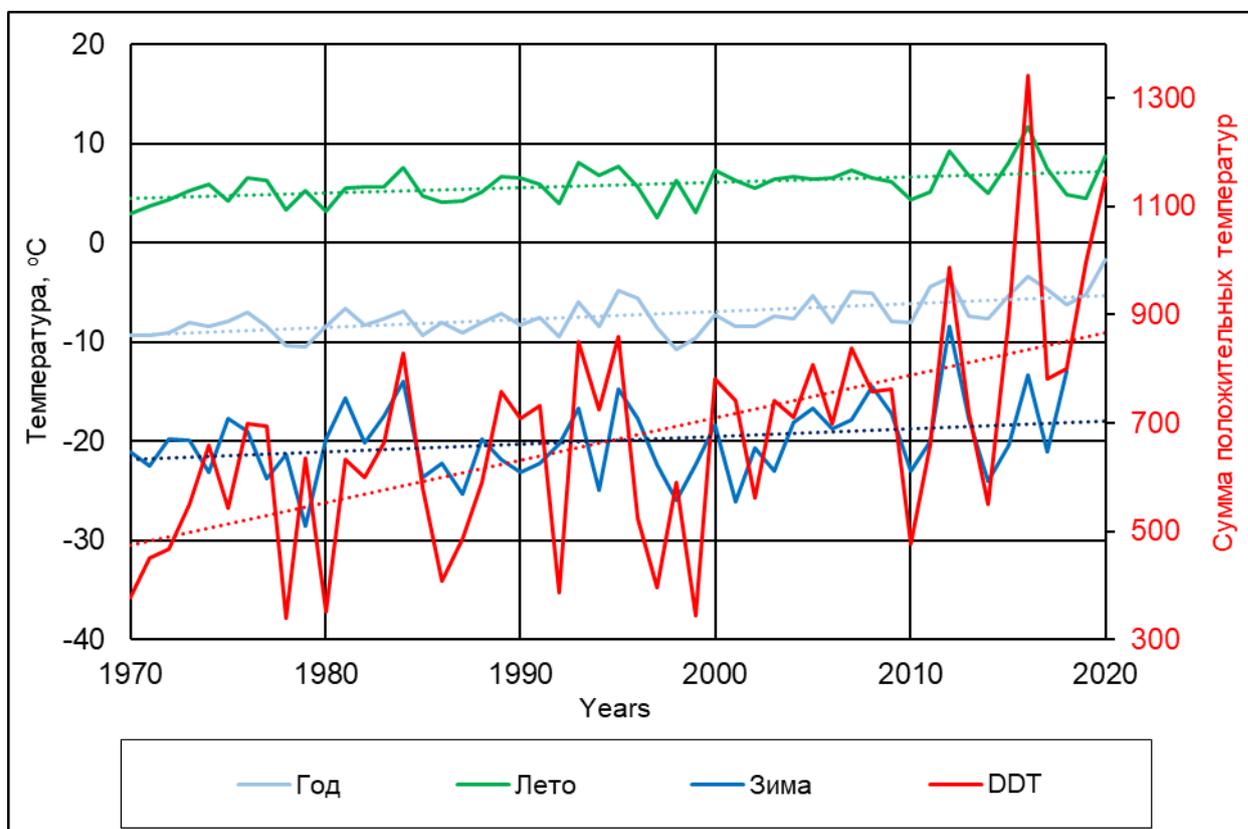


Рисунок 2.8 – Изменение среднегодовой, среднелетней и среднезимней температур воздуха и суммы положительных температур после 1970 г. в районе метеостанции Марре-Сале (по данным сайта <http://www.meteo.ru>)

В районе поселка Тазовский наблюдается схожая климатическая ситуация, как и в устье реки Печора. На графике, изображенном на рисунке 2.9, заметен тренд к повышению и среднегодовых, и среднелетних, и среднезимних температур воздуха. Сумма положительных температур возросла чуть меньше, чем в полтора раза за последние 50 лет с 900 до 1400 градусо-дней, причем наибольшее повышение происходит в последние 15 лет.

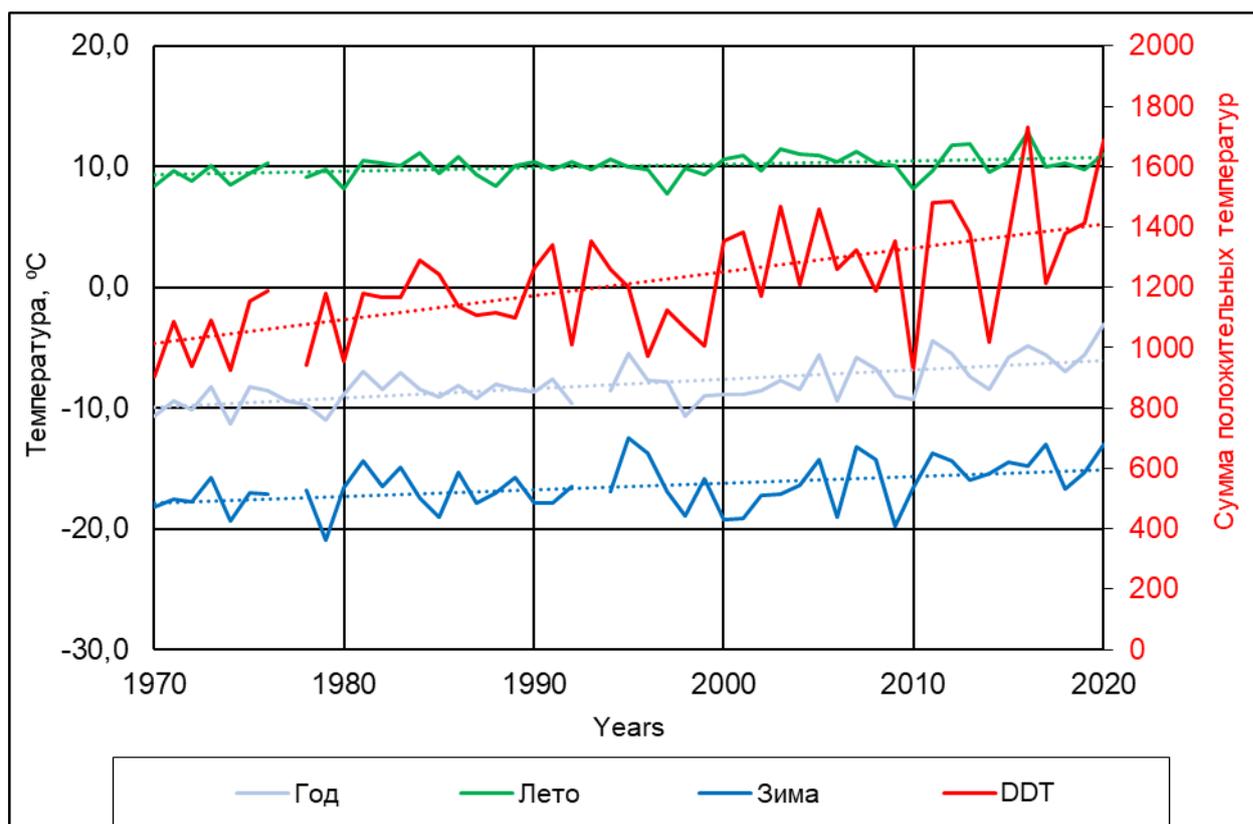


Рисунок 2.9 – Изменение среднегодовой, среднелетней температур воздуха и суммы положительных температур после 1970 г. в районе метеостанции поселка Тазовский (по данным сайта <http://www.meteo.ru>)

Проанализированные данные по трем метеостанциям говорят о схожей картине изменения климатической ситуации в части температур воздуха. Во всех рассматриваемых регионах наблюдается увеличение суммы положительных температур и устойчивое повышение температуры воздуха, причем не только среднегодовой, но и среднелетней.

По сравнению со стационаром Марре-Сале и поселком Тазовский в устье реки Печора наблюдаются наиболее неблагоприятные климатические условия для существования ММП, так как среднегодовые температуры воздуха здесь примерно на 3-4 °C выше, чем в других районах исследования. Тем не менее, некоторые скорости изменений температурных показателей (например, тенденция к росту суммы положительных температур) пока что имеют наиболее низкие значения по сравнению с другими районами.

Для генерирования метана метанопродуцирующими бактериями в протаивающих породах важное значение имеет продолжительность теплого периода. Повышение температуры воздуха сопровождается смещением дат устойчивого перехода температуры воздуха через «0» и увеличением продолжительности теплого периода.

Фактические данные по изменению дат начала и окончания теплого периода на метеостанции Мыс Константиновский графически представлены на рисунках 2.10 и 2.11 (источник – <http://www.meteo.ru>).

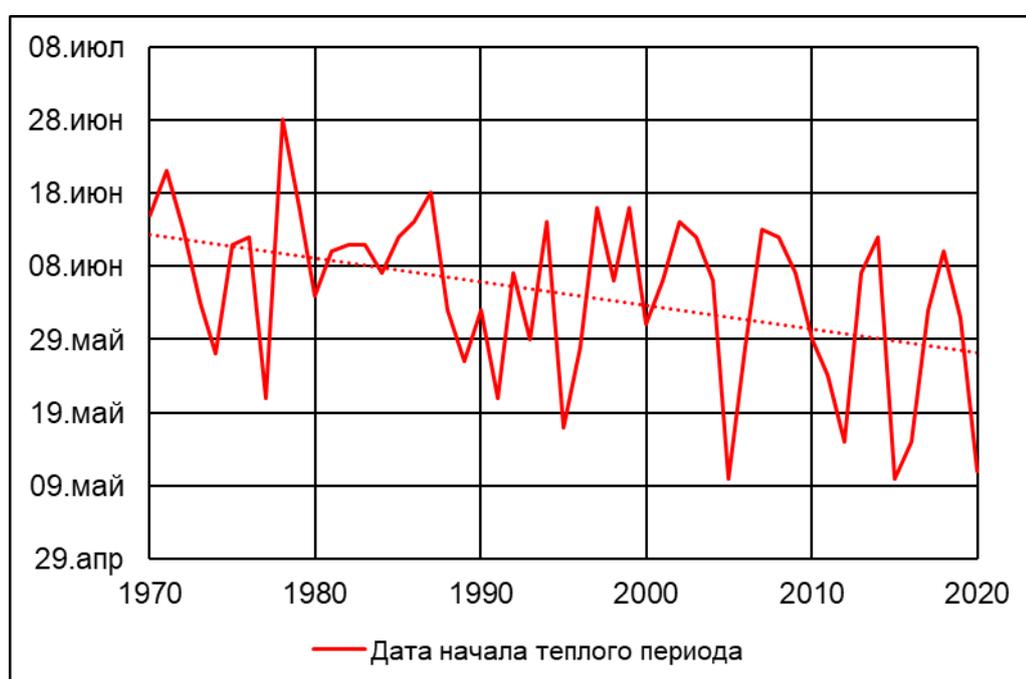


Рисунок 2.10 – Изменение начала теплого периода (на основании дат устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °С) в районе метеостанции Мыс Константиновский (по данным сайта <http://www.meteo.ru>)

Начало теплого периода в районе устья реки Печора смещается на все более ранние даты, что подтверждает линия тренда на рисунке 2.10. Смещение сроков имеет не монотонный характер, но в последние 20 лет наблюдается четкая тенденция ко все более раннему устойчивому переходу температуры воздуха через «0». В среднем, начало теплого периода приходится на последние числа мая – начало июня, но в целом, изменение сроков произошло больше, чем на месяц, так как в 1970-м гг. дата начала была 15 июня, а в 2020 гг. уже 11 мая.

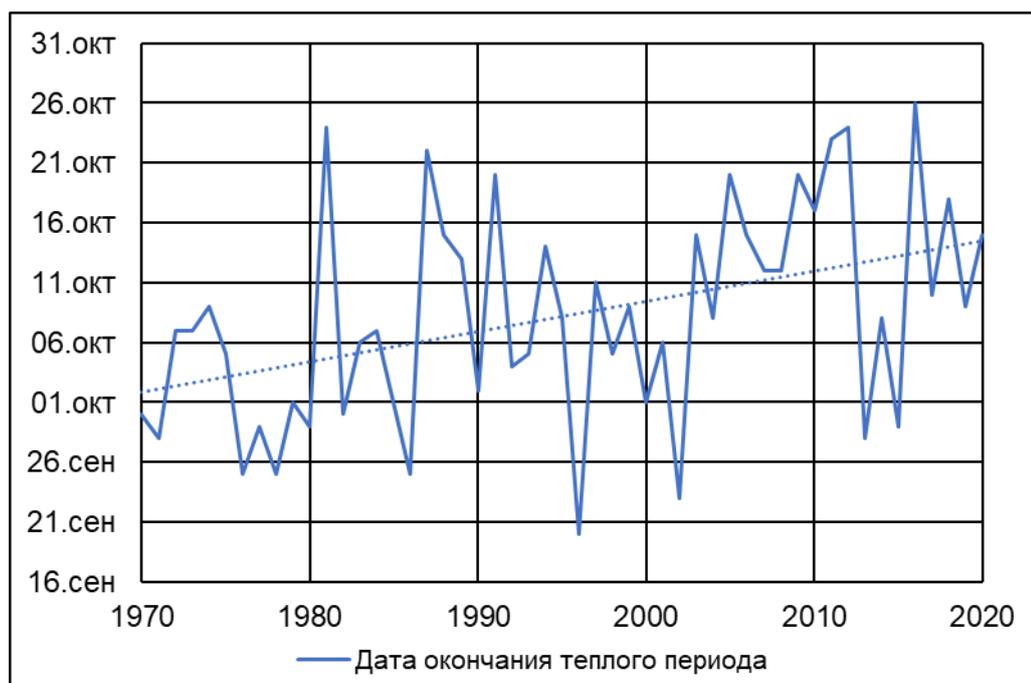


Рисунок 2.11 – Изменение окончания теплого периода (на основании дат устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °С) в районе метеостанции Мыс Константиновский (по данным сайта <http://www.meteo.ru>)

График на рисунке 2.11 показывает, что окончание теплого периода в данном районе смещается ко все более поздним датам, что видно по линии тренда. Сильные колебания сроков имеют неявный циклический характер, но с тенденцией к сдвигу дат на более позднее время. Многолетние данные показывают, что осредненное окончание теплого периода приходится на конец первой декады октября. Следствием климатических изменений может служить то, что смещение дат окончания теплого периода с 1970 года (30 сентября) по 2020 год (15 октября) произошло на пол месяца. В среднем, продолжительность теплого периода в районе устья реки Печора составляет 100 дней.

Из-за увеличения продолжительности теплого периода может возникнуть смещение дат образования снежного покрова к более поздним срокам и полное оттаивание снежного покрова в более раннее время, за счет чего может возрасти глубина сезонного оттаивания, что повлияет на развитие криолитозоны.

Графическое отражение фактических данных по продолжительности теплого периода на метеостанции Марре-Сале приведены на рисунках 2.12 и 2.13.



Рисунок 2.12 – Изменение начала теплого периода (на основании дат устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °С) в районе метеостанции Марре-Сале (по данным сайта <http://www.meteo.ru>)

На графике, показанном на рисунке 2.12, можно заметить, что наступление теплого периода в рассматриваемый промежуток времени довольно сильно колеблется, причем наблюдается тенденция к более раннему началу теплого периода. Смещение дат происходит больше, чем на пол месяца (с 24 июня в 1970-м году до 13 мая в 2020 году). Большинство же дат в среднем соответствует середине июня.

Окончание теплого периода, как видно из графика на рисунке 2.13, также смещается ко все более поздним срокам – с 23 сентября в 1970-м гг. к 11 октября в 2020 гг. Таким образом, потепление климата сопровождается удлинением теплого периода примерно на 30 дней за 50 лет. В среднем даты колеблются в последних числах сентября. Общая продолжительность теплого периода в районе метеостанции Марре-Сале, учитывая многолетние данные, в среднем составляет приблизительно 105 дней.



Рисунок 2.13 – Изменение окончания теплого периода (на основании дат устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °С) в районе метеостанции Марре-Сале (по данным сайта <http://www.meteo.ru>)

Для района поселка Тазовский тоже характерна продолжительная зима, а период с температурой воздуха выше 0 °С на рассматриваемой территории в среднем составляет 110 дней. Даты начала и окончания теплого периода в районе представлены на графиках 2.14 и 2.15.



Рисунок 2.14 – Изменение начала теплого периода (на основании дат устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °С) в районе метеостанции поселка Тазовский (по данным сайта <http://www.meteo.ru>)

Начало теплого периода в районе поселка Тазовский в среднем приходится на первые числа июня, но изменчивость дат большая, с трендом к более раннему переходу через 0 °С (рисунок 2.14). За 50 последних лет смещение дат начала теплого периода произошло примерно на месяц, если учитывать, что в 1970 году начало приходилось на 11 июня, а в 2020 году на 8 мая. Это говорит о заметном сокращении продолжительности холодного периода.



Рисунок 2.15 – Изменение начала теплого периода (на основании дат устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °С) в районе метеостанции Тазовский (по данным сайта <http://www.meteo.ru>)

Обратный переход через 0 °С, означающий окончание теплого периода в регионе, приходится в среднем на последние числа сентября, а в середине октября в большинстве случаев температура уже устойчиво отрицательная и устанавливается снежный покров. Отдельные пики на графике 2.15 показывают наиболее позднее наступление холодного периода, но таких лет немного, хотя они и участились в последние годы. Тенденция к наступлению холодов в более поздние периоды характерна и для данного региона, в особенности в последние примерно

25 лет. Смещение дат окончания теплого периода за последние 50 лет произошло примерно на пол месяца, с 20-х чисел сентября в 1970-х гг. и до первой декады октября в 2020 гг.

Для всех трех районов исследования характерно смещение сроков начала теплого периода к более ранним датам, а дат окончания теплого периода к более поздним датам, что в общей сложности сильно увеличивает продолжительность теплого периода. Смещение дат устойчивого перехода через «0» происходит не монотонно, но во всех районах выражена единая тенденция к потеплению климата, которая сопровождается сокращением продолжительности зимнего периода, что отражается на динамике многолетнемерзлых пород.

Применительно к проблеме метана важную роль в климатических изменениях играют не только температуры воздуха, но и осадки, дополнительно влияющие на влажностный режим пород сезонно-талого слоя и условия генерирования метана.

Район устья реки Печора относится к территориям с избыточным увлажнением, среди осадков преобладают летние. График с данными по годовым суммам осадков на м/с Мыс Константиновский приведен на рисунке 2.16. На графике показан тренд к увеличению суммы среднегодовых осадков за период с 1970 по 2022 гг. В целом, можно отметить, что количество осадков колеблется в определенном пределе значений с отдельными пиками в некоторые годы, размах изменений суммы осадков составляет от 230 до 570 мм. За период наблюдений (1970-2022 гг.) на метеостанции средняя многолетняя годовая сумма осадков равна 403 мм. Можно заметить, что в последние 15 лет количество осадков не опускается ниже 330 мм, что наблюдалось ранее.

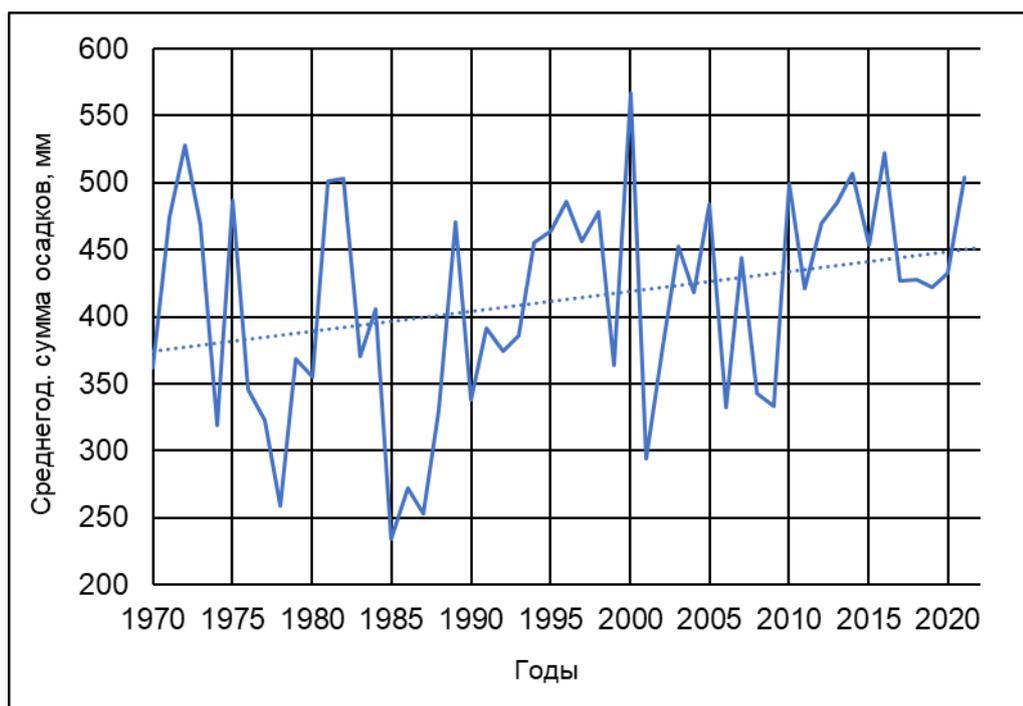


Рисунок 2.16 – Среднегодовая сумма осадков в период с 1970 года до 2022 года с метеостанции Мыс Константиновский (по данным с сайта <http://www.meteo.ru>)

Максимальное количество осадков характерно для августа, а минимальные осадки отмечаются в апреле (рисунок 2.17).

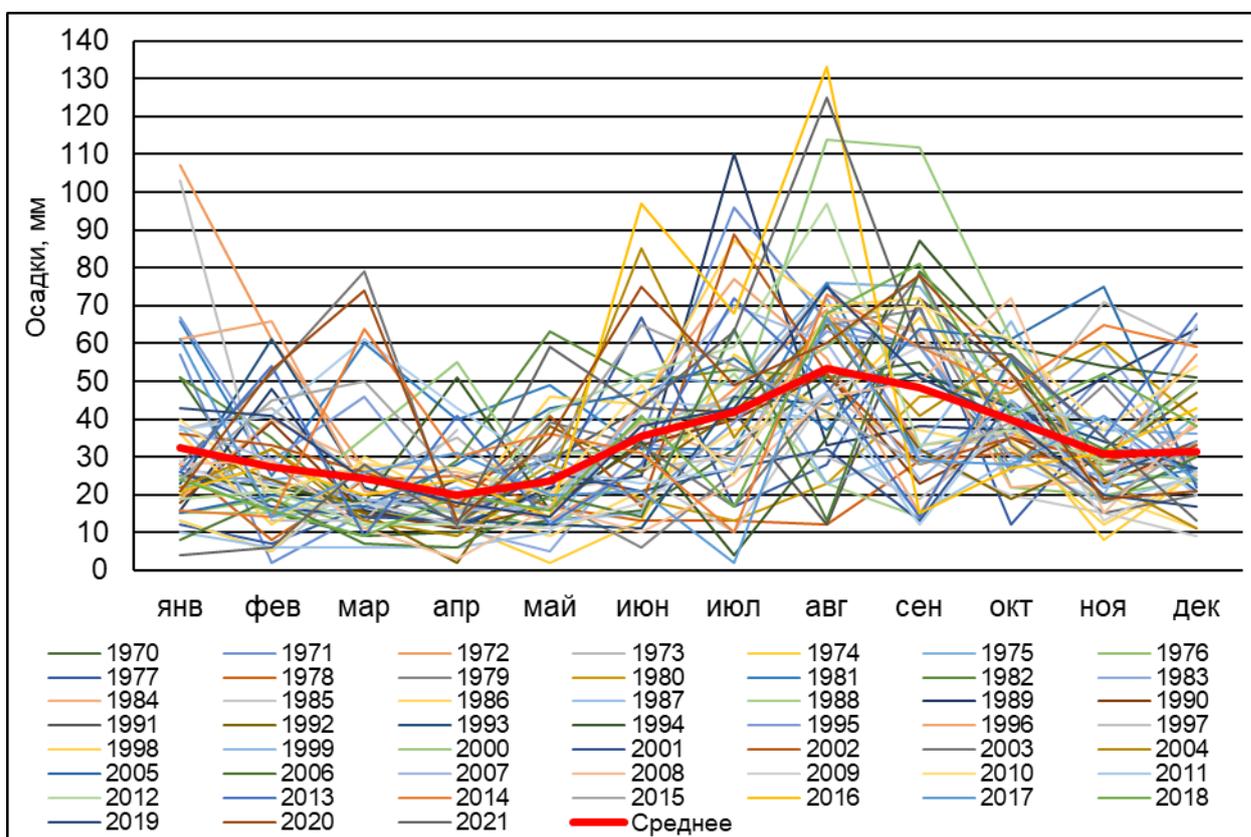


Рисунок 2.17 – Помесячное распределение осадков с 1970 по 2022 гг. и среднее многолетнее распределение осадков на метеостанции Мыс Константиновский (красная линия)

Район Марре-Сале также относится к территории с избыточным увлажнением и со сравнительно невысокими годовыми суммами осадков. График на рисунке 2.18, отображающий фактические данные по среднегодовой сумме осадков, иллюстрирует тренд к увеличению количества осадков на данной территории. Средний многолетний показатель годовой суммы осадков составляет 319 мм, разброс значений за последние 50 лет очень большой. Минимальное годовое значение осадков за рассматриваемый период времени было зафиксировано в 2002 году и составило 158 мм, а максимальное в 2020 году – 500 мм. Наиболее выраженный рост суммы среднегодовых осадков приходится на последние 15 лет. В условиях низких значений испаряемости увеличение количества выпадающих осадков может вызывать некоторое заболачивание территории и увеличение глубины оттаивания.

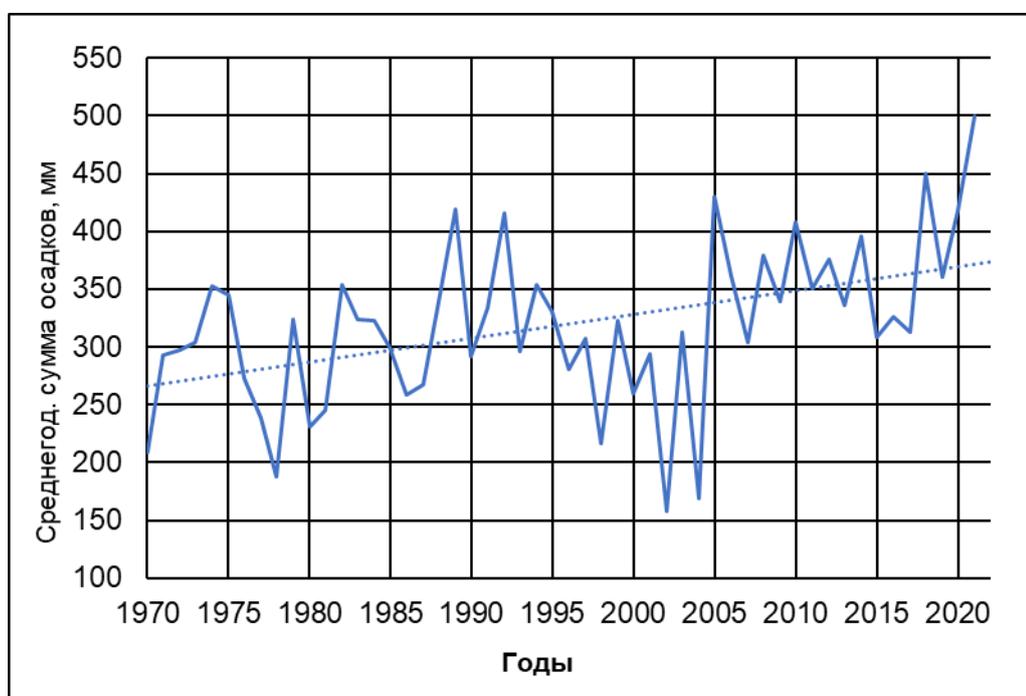


Рисунок 2.18 – Годовая сумма осадков в период с 1970 года до 2022 года на метеостанции Марре-Сале (по данным с метеостанции и сайта <http://www.meteo.ru>)

Внутригодовое распределение осадков приведено на рисунке 2.19, где отражено распределение осадков по месяцам для каждого года и среднее многолетнее значение (красная линия). Из рисунка видно, что месячная сумма осадков летом выше, чем зимой, при этом в зимний период (с октября по май, за исключением марта) количество осадков не превышает 60 мм/месяц, а в летне-осенний период (с июня по сентябрь) наблюдаются наибольшие пики осадков, которые достигают 150 мм/месяц. Повышенные значения осадков (до 80 мм/месяц) приходятся также на весеннее время (март).

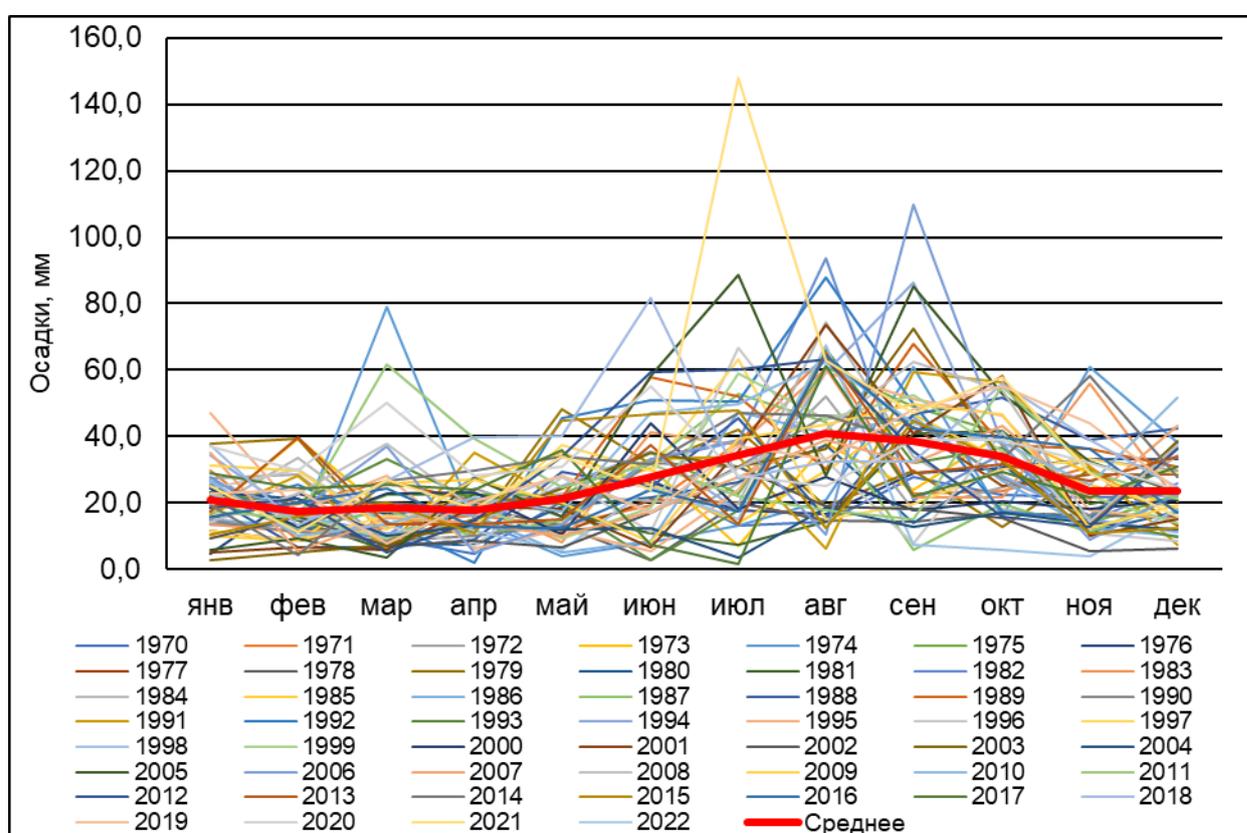


Рисунок 2.19 – Помесячное распределение осадков с 1970 по 2022 гг. и среднее многолетнее распределение осадков в Марре-Сале (красная линия)

Территория вблизи поселка Тазовский относится к зоне достаточного увлажнения с неравномерным распределением осадков (Схема территориального..., 2015). С 1970 года многолетнее значение среднее годовое количество осадков, выпадающих на территории, составляет 490 мм. Рисунок 2.20 отражает изменения годовой суммы осадков с выраженной тенденцией к увеличению количества выпадающих осадков. За данный период

метеорологических наблюдений наблюдаются пиковые максимальные значения в 1998 году (829 мм) и минимальные в 1974 году (243 мм). В последние 20 лет не фиксируется среднегодовая сумма осадков меньше 400 мм, что подтверждает тенденцию роста осадков в регионе.

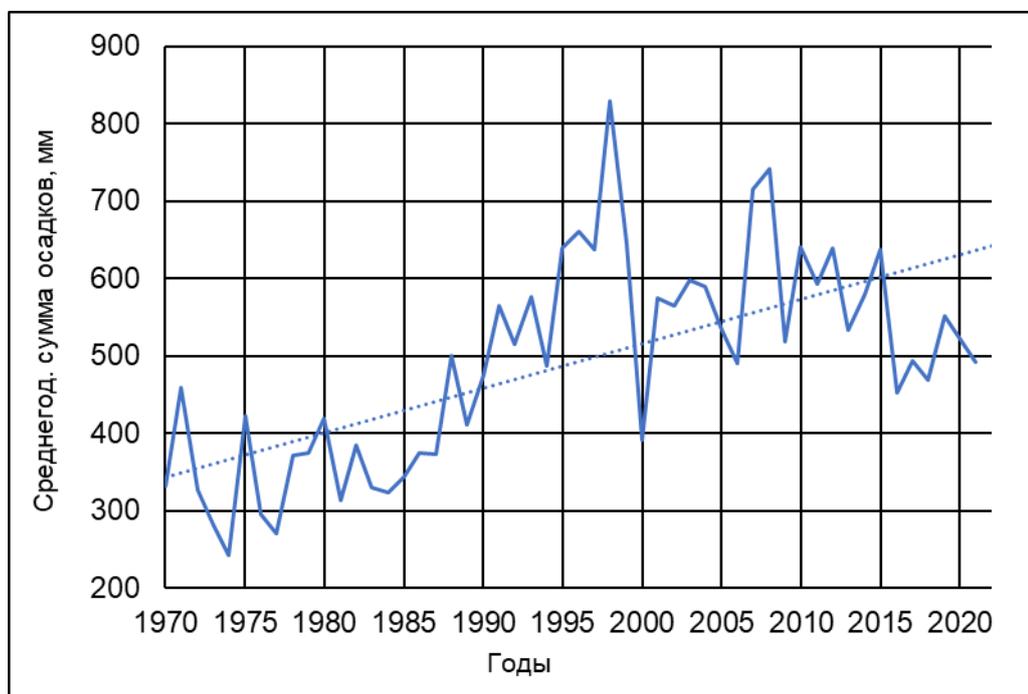


Рисунок 2.20 – Годовая сумма осадков в период с 1970 года до 2022 года с метеостанции Тазовский (по данным с сайта <http://www.meteo.ru>)

В районе поселка Тазовский количество и распределение осадков в течение года определяется географическим положением и удаленностью рассматриваемой территории от моря. На рисунке 2.21 графически представлены среднемесячные суммы осадков в период с 1970 до 2022 гг., красной жирной линией показано среднее значение осадков по месяцам в этот период времени. Максимальное (до 166 мм в 1998 году) в течение лет количество осадков наблюдается в августе, наименьшее – в зимнее время года (в среднем от 0 до 90 мм). В целом, суммы среднегодовых осадков колеблются в определенном небольшом пределе значений с отдельными высокими пиками.

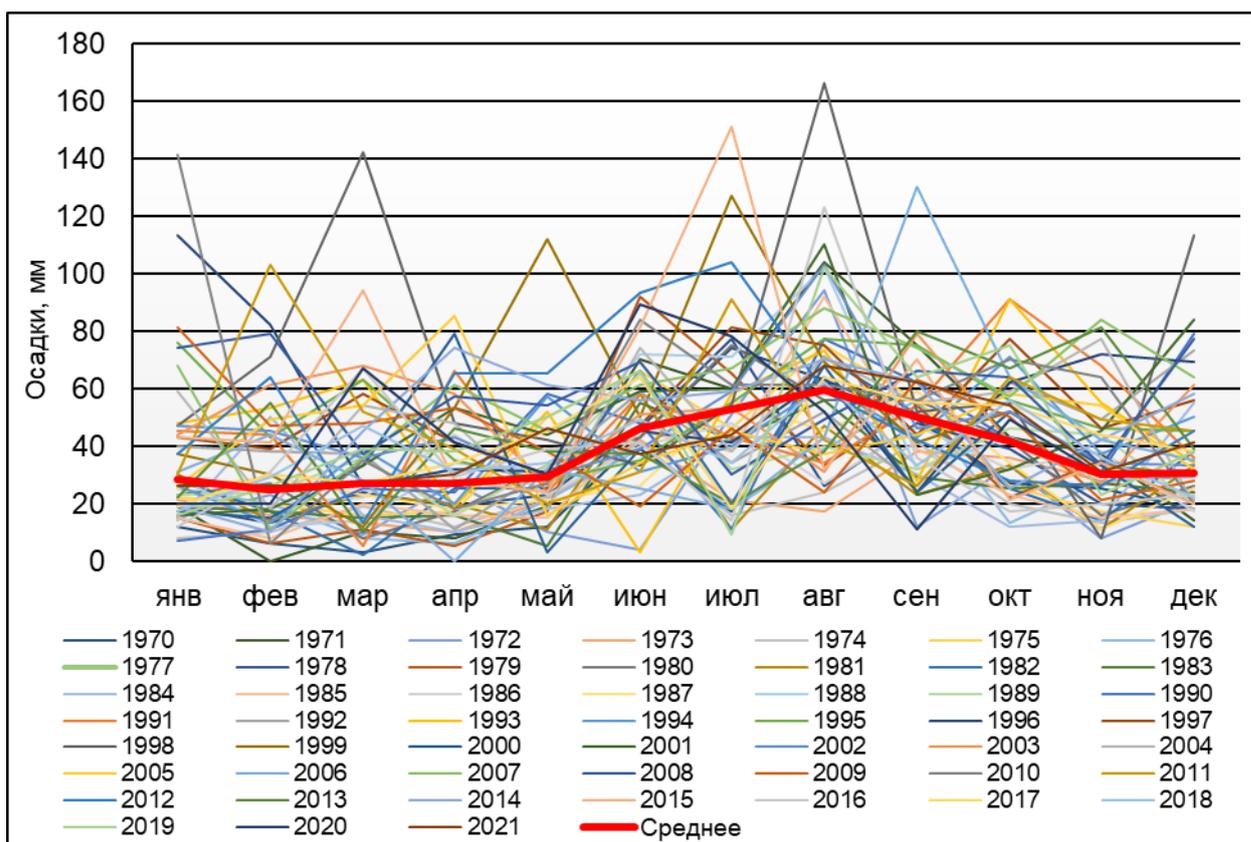


Рисунок 2.21 – Помесячное распределение осадков с 1970 по 2022 гг. и среднее многолетнее распределение осадков в поселке Тазовский (красная линия)

Для районов исследования характерны локальные особенности выпадения осадков, связанные с географическим положением, местными геоморфологическими условиями и особенностями изменений климатической обстановки в конкретных регионах. Но общая отличительная черта – это увеличение среднегодовой суммы осадков в последние 15-20 лет и тенденция к их дальнейшему росту.

На основании анализа метеорологических данных районов исследования можно отметить основные климатические особенности территорий. Для всех территорий характерен суровый климат с низкими значениями температуры воздуха, продолжительным периодом с отрицательными температурами воздуха и высокие скорости ветра. В целом, по данным температуры и осадков на рассматриваемых территориях выявляется тенденция к потеплению климата, которая выражается в повышении среднегодовой температуры воздуха, увеличении продолжительности теплого периода и возрастании количества

выпадающих осадков. По темпам повышения среднегодовой температуры воздуха можно считать, что в Западной Арктике потепление соответствует «жесткому» сценарию климатических изменений. Вместе с тем, наблюдается повышение летних температур воздуха, продолжительности теплого периода и летних осадков, что способствует повышенному образованию метана в породах сезонно-талого слоя и его эмиссии в атмосферу. Потепление климата вызывает перестройку геокриологических условий территории, как отклика на климатические изменения, вплоть до деградации мерзлоты и опускания ее кровли.

2.2. Рельеф

Геоморфологические особенности территорий сформировались под действием комплекса геологических и климатических факторов.

Участок на мысе Болванский располагается в пределах эродированной IV морской равнины с абсолютными высотными отметками 20-50 м. Рельеф холмисто-увалистый с долинами ручьев и ложбинами, встречаются озера и хасыреи (Малкова, 2010). Более 20 % выровненных поверхностей сложено сверху полигональными торфяниками, рельеф которых меняется от скрыто полигонального и полигонально-валикового до полигонально-блочного на участках с деградирующими ПЖЛ, над которыми развиты просадки шириной 0,5-1,0 м и глубиной до 0,3-0,5 м. Размер полигонов колеблется от 8-10 до 20-25 м.

Стационар Кашин расположен на одноименном острове, который приурочен к первой морской террасе с абсолютными отметками поверхности примерно от 2 до 10 м (Малкова и др., 2016). Рельеф поверхности выровненный, плоский, в краевых частях острова осложнен эоловыми процессами и развивающимися эрозионными формами – оврагами и логами.

Участок Кумжа представляет собой останец первой аллювиальной террасы с абсолютными высотами 5-8 м, окруженный протоками Печоры, вдоль которых развит гривистый рельеф (Васильев и др., 2020).

На западном побережье полуострова Ямал, в районе стационара Марре-Сале выделяется 4 уровня террас, лайда и пойма. Поверхность IV морской террасы с

абсолютными отметками 32-38 м расположена в восточной части района, она изрезана речной и овражной сетью, но в меньшей степени покрыта озерами (Дубровин, Крицук, 2010). Абсолютные отметки поверхности третьей морской террасы составляют 20-30 м (Васильев и др., 2020), ее поверхность расчленена системами оврагов, термокарстовыми озерами и хасырями, также здесь распространены западины и полигональный рельеф, наиболее выраженный на торфяниках. На склонах террас с термоденудационными процессами выражены балки, овраги, полосы стока, солифлюкционные терраски, криогенные оползни скольжения и сплывы. На пологих склонах наблюдается мелкобугристый или пятнистый микрорельеф. Локально распространенные I и II морские террасы характеризуются мелкобугристым микрорельефом и наличием полигональных торфяников, поверхность заболочена, с множеством озер (Дубровин, Крицук, 2010). В северной части изучаемого района выделяется обширная сильно заозеренная (около 40% площади поймы) и заболоченная область поймы реки Марре-Яха (Волкова и др., 2021), с большим распространением полигонально-валикового рельефа. Самые низкие поверхности являются незадернованными пляжами, постоянно затапливаемыми при паводках и нагонах (Баулин и др., 2003). В 11 км к югу от метеостанции Марре-Сале протягиваются низкие аккумулятивные поверхности в виде пляжей, песчаных кос и лайд с абсолютными отметками до 2,5 м. Эти участки систематически затапливаются при приливах, поэтому представляют собой плоские, не задернованные поверхности, с обводненными понижениями.

Тазовский район находится в пределах Пур-Тазовской возвышенности, где слабо заболоченная междуречная равнина с абсолютными отметками 50-80 м прорезана долинами мелких рек (Геокриология СССР..., 1989). Рельеф нижней части бассейна р. Таз представлен в основном плоской равниной, отличающейся обилием болот, небольших озер и хасыреев. Долина реки шириной несколько десятков километров хорошо разработана и занимает огромную площадь, в пределах которой выделяется пойма (2-5 м над урезом воды) и три надпойменных террасы (высотой 5-8 м, 10-16 м и 20-30 м соответственно). Наибольшую площадь

имеют пойма и третья надпойменная терраса (озерно-аллювиальная равнина). Поймы рек представляют собой обширные аккумулятивные песчаные равнины, сложенные средне- и мелкозернистыми песками, а также заболоченные поверхности, изрезанные многочисленными протоками и старицами (Схема ..., 2015).

В районе исследования широко развиты полигональный рельеф террас, плоско- и выпуклобугристые торфяники, хасыреи, заболоченные ложбины стока, термокарстово-эрозионные ложбины с остаточными озерами и поймы старичных озер, малых рек и ручьев (Хомутов и др., 2019; Королева, 2022). Значительно распространены на территории полигонально-валиковые тундры. Большие площади также занимают эрозионные формы рельефа, такие как овраги и промоины, скорость развития которых иногда достигает 200-300 м в год (Геокриология СССР..., 1989).

2.3. Ландшафтная структура

В устье р. Печоры все три стационара (Мыс Болванский, остров Кашин и участок Кумжа) расположены в подзоне южной кустарниковой тундры (Walker et al., 2005).

Ландшафтное строение в районе мыса Болванского показано на рисунке 2.22. Растительный покров на мысе Болванский преимущественно кустарничково-мохово-лишайниковый (Васильев и др., 2020). Верхние части холмов заняты пятнистыми тундрами с осоково-кустарничковой мохово-лишайниковой растительностью. В нижней части склонов холмов произрастают травяно-моховые ивняки с участием ерника. В заболоченных днищах озерных котловин развиты осоково-гипновые болота. Между увалами и в седловинах холмов развиты плоские полигональные торфяники с кустарничковыми мохово-лишайниковыми полигонами и вытаявшими осоково-моховыми трещинами. Размеры полигонов колеблются от 8-10 до 20-25 м, межполигональные понижения имеют ширину до 0,3-0,8 м и глубину до 0,2-0,5 м (Малкова, 2010).

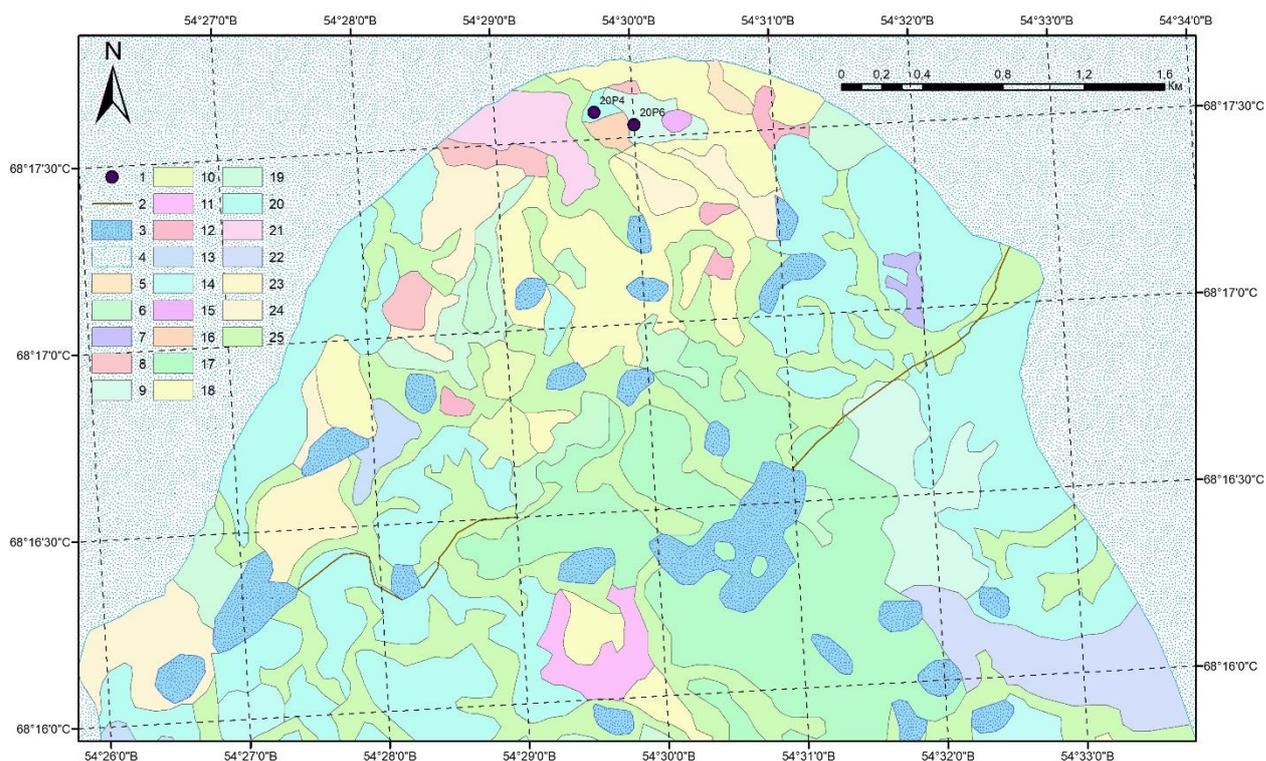


Рисунок 2.22 – Ландшафтная карта района мыса Болванского, составлена Г.В. Малковой и Н.А. Задорожной. Легенда: 1 – точки отбора проб, 2 – реки, 3 – озера, 4 – водное пространство, 5 – хасыреи с фрагментами болот, 6 – валиково-полигональные болота, 7 – заболоченные тундры, 8 – мелкобугристые торфяники с мочажинами, 9 – валиково-полигональные заболоченные торфяники, 10 – полигональные (плоскобугристые) торфяники с канавами, 11 – полигональные заболоченные торфяники, 12 – выпуклобугристые торфяники с травяно-сфагновыми понижениями, 13 – крупнобугристые торфяники с травяно-сфагновыми понижениями, 14 – крупнобугристые валиково-полигональные торфяники с заболоченными понижениями, 15 – плоские дренированные равнины, 16 – пологоволнистые слабодренированные равнины, 17 – пологонаклонные слабодренированные равнины, 18 – холмистые мелкокочковатые дренированные равнины, 19 – пологохолмистые кочковатые тундры, 20 – пологоволнистые кочковатые повышения и гряды с пятнами-медальонами, чередующиеся с торфяниками по понижениям, 21 – ложбины стока и лога с кустарниками, с фрагментами болот и торфяников, 22 – повышения и гряды, чередующиеся с заболоченными торфяниками, 23 – пологоволнистые кочковатые и местами заболоченные тундры, 24 – плоские кочковатые высокие поймы, 25 – пологонаклонные кочковатые высокие поймы

Исследование содержания метана проводилось в двух шурфах 20P4, 20P6 (рисунок 2.22), которые относятся к двум разным доминантным типам

ландшафтов. Точка 20P4 расположена в пределах ландшафта пологоволнистой кочковатой травяно-кустарничково-мохово-лишайниковой тундры с повышениями и грядами, чередующейся по понижениям с низкими кустарничково-сфагново-лишайниковыми торфяниками. Шурф 20P6 принадлежит к полигональным мелкобугристым кустарничково-мохово-лишайниковым торфяникам с травяно-кустарничково-моховыми болотами и травяно-сфагновыми мочажинами. Оба ландшафта сильно увлажнены, при этом точка 20P4 является более заболоченной, чем 20P6.

На острове Кашин (рисунок 2.23) в пределах наиболее дренированных прибрежных участков острова распространена кустарничково-лишайниковая тундра, отдельные участки с обширными песчаными раздувами полностью лишены растительности, в центральной части острова отдельными фрагментами представлена мелкоотторфованная слабодренированная кустарничково-мохово-лишайниковая тундра и заросли ольховника, а наиболее пониженная северная часть острова представляет собой полигональный торфяник (Задорожная и др., 2022).

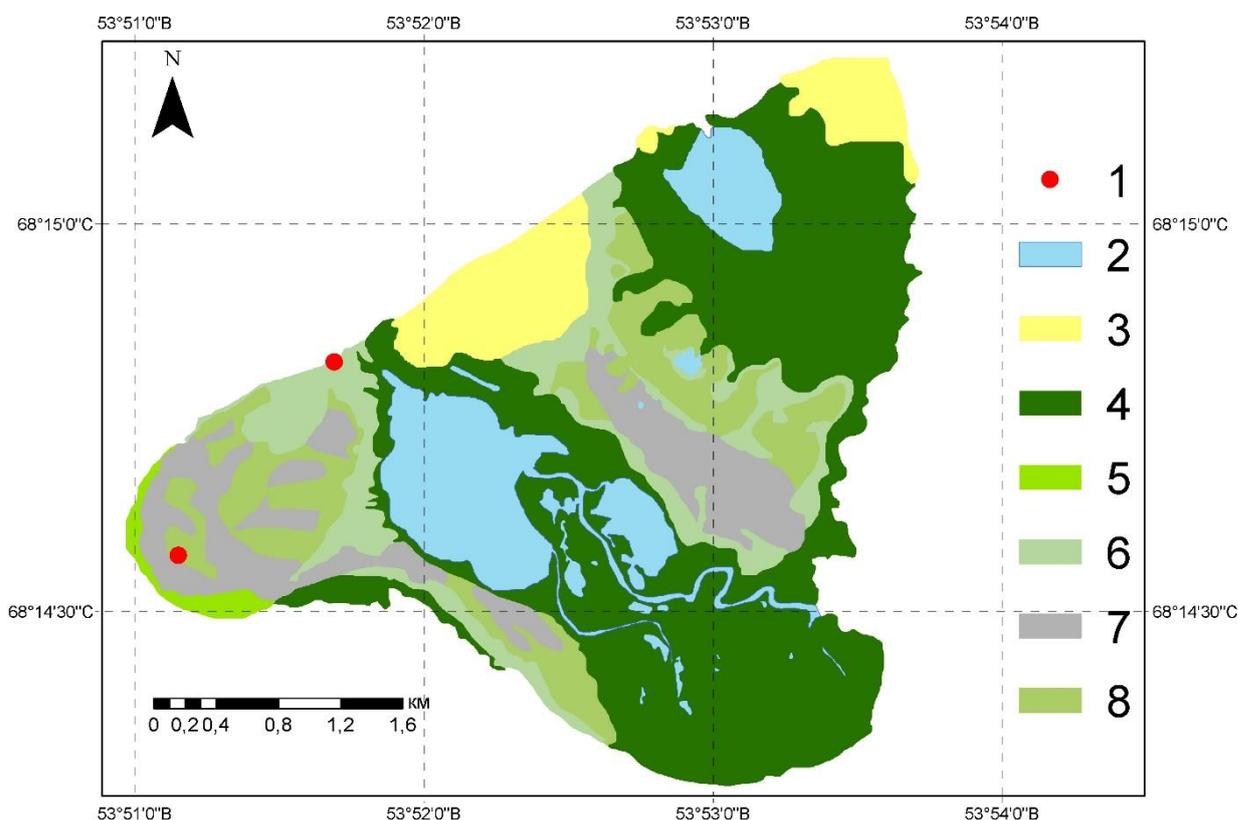


Рисунок 2.23 – Ландшафтная карта острова Кашин, составлена Н.А. Задорожной. Легенда: 1 – шурфы, 2 – водные объекты, 3 – песчаные раздувы, 4 – плоские кочковатые заболоченные участки с травяно-моховой растительностью, 5 – плоские низкие поймы с низкорослыми кустарниками, 6 – мелкобугристые кустарничково-мохово-лишайниковые торфяники с травяно-сфагновыми мочажинами, 7 – ровные дренированные равнины с кустарничково-лишайниковой растительностью, 8 – пологоволнистые и слобонаклонные полигональные кочковатые равнины с кустарничково-мохово-лишайниковой растительностью

Растительный покров на Кумже в основном мохово-лишайниковый, в понижениях рельефа развиты кустарники (Васильев и др., 2020). Наиболее возвышенная центральная часть острова представляет собой дренированную кустарничково-ерниково-лишайниковую тундру с зарослями ивняка и ольховника, в краевых понижениях выражены слабодренированные слабо оторфованные кустарничково-мохово-лишайниковые тундры и заболоченные осоково-пушицево-сфагновые мочажины (Задорожная и др., 2022). Ландшафтная структура участка Кумжа представлена на рисунке 2.24.

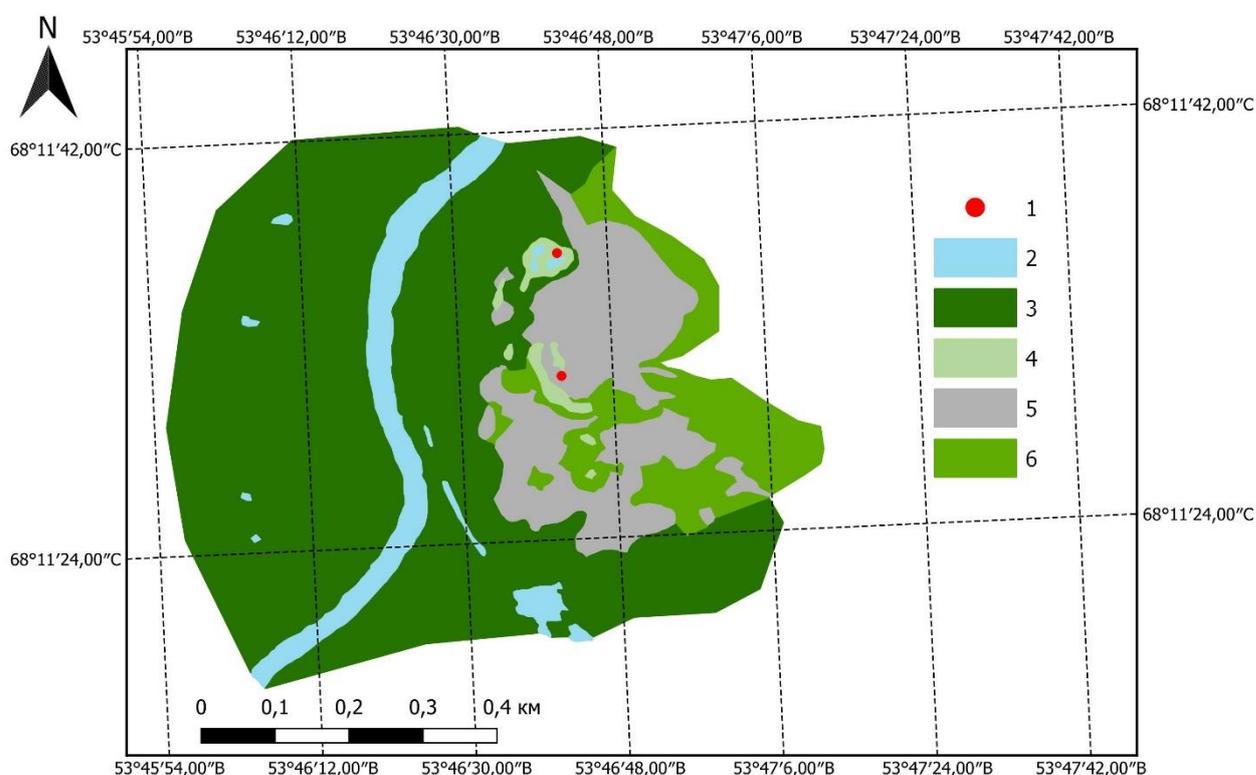


Рисунок 2.24 – Ландшафтная структура участка Кумжа, составлена Н.А. Задорожной. Легенда: 1 – шурфы, 2 – водные объекты, 3 – топяные травяные

и травяно-сфагновые болотные участки пойм, 4 – заболоченные понижения и мочажины с травяно-сфагновой растительностью, 5 – пологие дренированные участки с кустарничково-лишайниковой растительностью, 6 – кочковатые сильно увлажненные понижения с травяно-моховой и кустарничково-травяно-моховой растительностью

Район метеостанции Марре-Сале относится к подзоне типичной тундры. Растительный покров в основном кустарничково-мохово-лишайниковый (Васильев и др., 2020). Доминантными ландшафтами здесь являются (в порядке убывания) (рисунок 2.25): слабо увлажнённые (дренированные) полигональные тундры, увлажнённые тундры, болота, овраги и лога, дренированные песчаные поля, заболоченные полигональные тундры. Остальные ландшафты имеют меньшие площади и являются подчиненными (Васильев и др., 2019а).

Для дренированных поверхностей террас характерна кустарничковая и кустарничково-мохово-лишайниковая растительность, на плоских и плохо дренированных поверхностях распространены травяно-моховые болота с фрагментами торфяников. В нижних частях склонов растут мохово-травяные ивняки высотой до 0,6 м.

Участки террас с выраженными озерными котловинами и долинами мелких водотоков представляют собой неравномерно дренированные, местами заболоченные поверхности с травяно- или кустарничково-моховыми кочковатыми болотами (Баулин и др., 2003).

Большие площади пониженных участков поймы, сильно заболоченных и затапливаемых паводковыми водами, занимает полигонально-валиковый рельеф с травяно-моховой растительностью и осоково-моховыми болотами. На приподнятых, относительно дренированных участках поймы, частично затапливаемых паводковыми водами, преобладают кочковатые кустарничково-моховые болота, фрагментарно распространены злаково-разнотравные и травяно-моховые ивняки. Косы и пляжи в прирусловой части пойм не задернованы, либо поросли осокой, разнотравьем.

Низкие поверхности, представленные высокими поймами и лайдами, покрыты кустарничково-моховой, осоково-моховой растительностью, а также злаково-осоковыми лугами и локально – ивняками (Баулин и др., 2003).

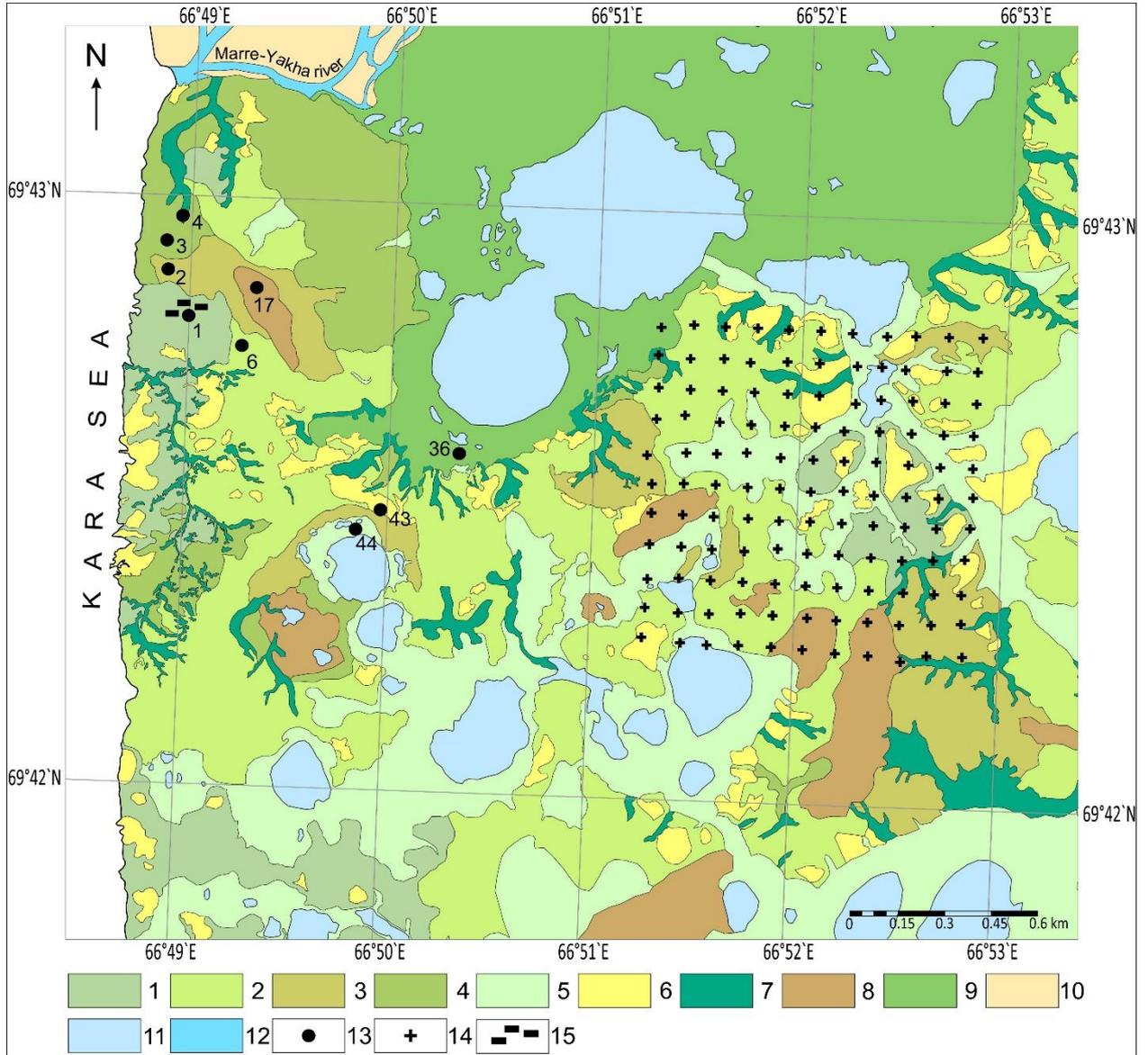


Рисунок 2.25 – Ландшафтная карта района Марре-Сале, составлена Г.Е. Облоговым (Oblogov et al., 2020). Легенда: 1 – ровная средне дренированная тундра, 2 – полигональные дренированные тундры, 3 – полигональные заболоченные тундры, 4 – ровные увлажненные тундры, 5 – озерные понижения, 6 – песчаные раздувы, 7 – овраги и лога стока поверхностных вод, 8 – торфяники, 9 – средняя и низкая поймы, 10 – песчаные отмели реки Марре-Яха, 11 – озера, 12 – река, 13 – пробуренные скважины с их номерами, 14 – точки измерения сезонного оттаивания на площадке CALM, 15 – метеостанция Марре-Сале

Район вблизи поселка Тазовский приурочен, как и устье реки Печора, к южной кустарниковой тундре. Суровые климатические условия обуславливают практически повсеместное преобладание тундровой растительности, за исключением пойм и отдельных частей террас и склонов, где развиты кустарники или лиственничные редины (Геокриология СССР..., 1989). Большинство участков, изученных в 2022 году вблизи поселка Тазовский, относится к полигональным торфяникам, подверженным в различной степени деградации ПЖЛ. Ландшафтные карты участков исследования вблизи пос. Тазовский приведены на рисунке 2.26.

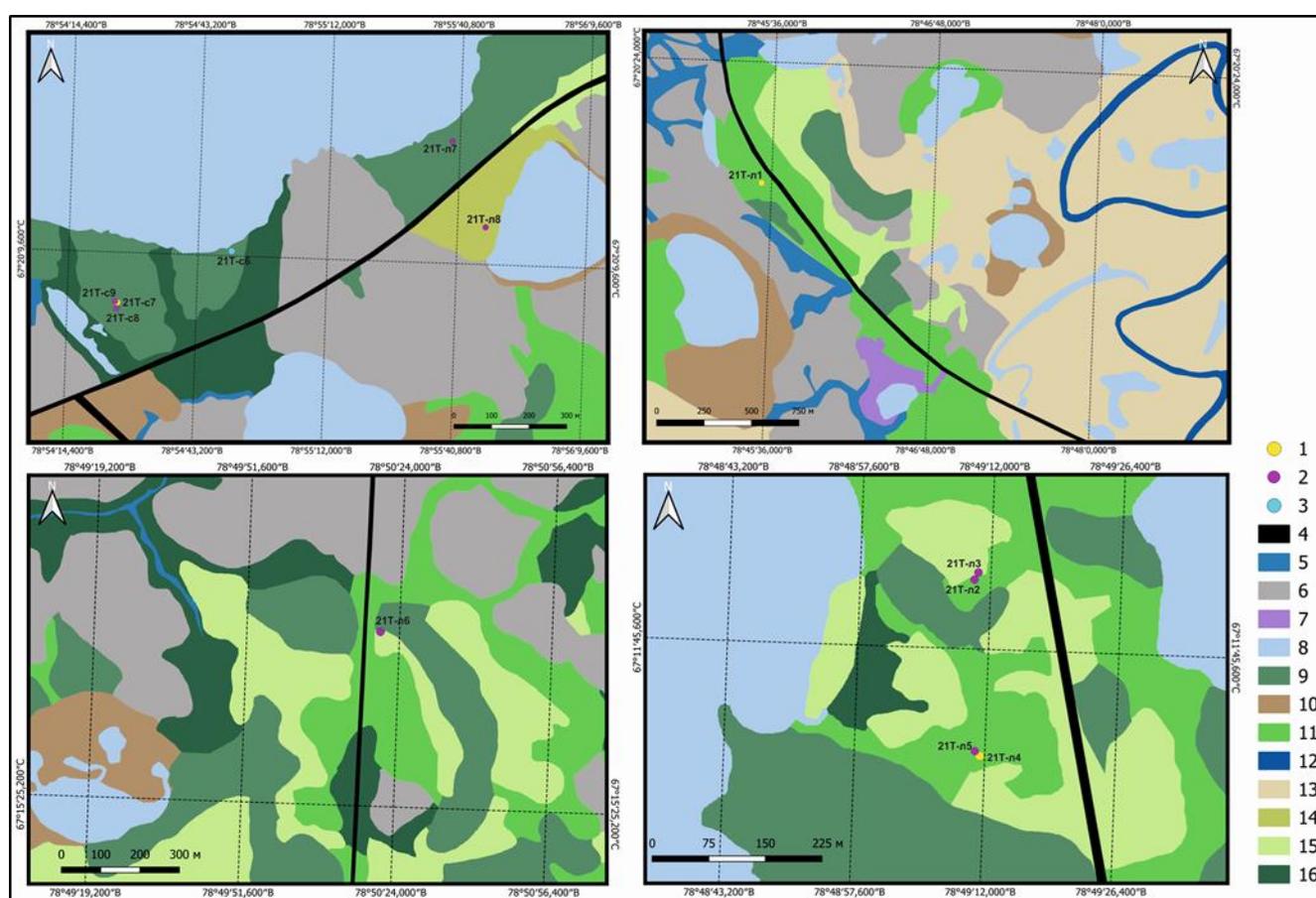


Рисунок 2.26 – Ландшафтные карты участков исследования вблизи поселка Тазовский, составлены Н.А. Задорожной и Г.Е. Облоговым. Легенда: 1 – скважины, 2 – шурфы, 3 – ПЖЛ, 4 – автомобильные дороги, 5 – водотоки, 6 – ровные лишайниковые тундры, 7 – техногенный объект (карьер), 8 – озера, 9 – бугристо-кочковатые торфяники с лишайниково-кустарничковой растительностью, 10 – хасыреи, 11 – кочковато-бугристые торфяники с мохово-лишайниково-кустарничковой растительностью, 12 – река Вэсакояха, 13 – пойма реки, 14 – кочковатая поверхность торфяника с лишайниково-мохово-травянистой

растительностью, 15 – полигональные торфяники с мохово-травяно-лишайниковой растительностью, 16 – кустарничковые тундры

Все изученные торфяники можно разделить на несколько типов по геологическому строению, геоморфологическим условиям, степени увлажнения поверхности и растительному покрову. Четыре изученных участка (21Т-л7, 21Т-л8, 21Т-с6, 21Т-с7) относятся к первой аллювиальной террасе (I а), одна скважина (21Т-л1) заложена на второй аллювиальной террасе (II а), и четыре шурфа для отбора проб (21Т-л6, 21Т-л3, 21Т-л2, 21Т-л5) расположены в пределах четвертой озерно-аллювиальной равнины (IV 1а). Главенствующую роль при выборе точек наблюдения на доминантных ландшафтах играла увлажненность поверхности и состав растительности. Все торфяники можно разделить на сильно увлажненные (СУ) (мочажины с осоковой растительностью), переувлажненные (П) (поверхность полигонального торфяника с мохово-травяно-лишайниковой растительностью), повышенного увлажнения (ПУ) (кочковатая поверхность деградирующего торфяника с лишайниково-мохово-травяной растительностью), средне-дренированные (СД) (кочковато-бугристые торфяники с мохово-лишайниково-кустарничковой растительностью) и дренированные (Д) (кочковатые и бугристо-кочковатые торфяники с лишайниково-кустарничковой растительностью).

Таким образом, исследованиями были охвачены все основные доминантные ландшафты двух биоклиматических подзон – южной кустарничковой и типичной тундры Западной Арктики.

3. ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

3.1. Геологическое строение и четвертичные отложения

Территория криолитозоны Западной Арктики характеризуется различиями и некоторыми общими чертами в тектоническом и геологическом строении. В данной работе подробно рассматриваются только четвертичные отложения, формирующие верхнюю толщу пород и являющиеся основным объектом исследования. Широкомасштабные изменения палеогеографической и палеоклиматической обстановки в четвертичном периоде определили особенности осадконакопления и особенности геофизиологических условий Западной Арктики.

Наиболее древние четвертичные отложения Западной Арктики представлены среднеплейстоценовой салехардской свитой (Лазуков, 1972), соответствующей морской изотопной стадии МИС 6. Комплекс салехардской свиты, как правило, представлен мощной толщей плотных тяжелых глин и суглинков. Прослой супесей и песков занимают подчиненное место. Встречаются включения галечниково-валунного материала и угольной крошки. Отложения засолены. Отложения салехардской свиты формировались в условиях сравнительно глубоководного холодного моря, каменный материал поступал из-за ледового разноса. Салехардское время относится к криохрону (холодный климат).

Стратиграфически выше залегают отложения казанцевской свиты, представленные глинами и суглинками с прослоями песков и супесей. Отложения засолены. Казанцевские отложения формировались в условиях сравнительно глубоководного и очень теплого моря (Gusev et al., 2016). Казанцевское время (МИС 5) считается термохроном.

Зырянский криохрон практически не представлен в разрезах Западной Арктики.

На размытой поверхности казанцевских отложений залегают комплекс суглинисто-супесчаных отложений каргинской свиты, соответствующий МИС 3. Отложения засолены в меньшей степени, чем салехардские и казанцевские. Каргинские отложения формировались преимущественно в прибрежно-морских

условиях сравнительно мелководного моря. Каргинское время относится к термохрону.

Поверхность каргинских отложений сильно расчленена. Поверх них залегает комплекс континентальных аллювиальных и озерно-болотных отложений сартанской свиты, относящихся к МИС 2. Сартанские отложения представлены песками, супесями, реже суглинками. Встречаются прослой торфа. Сартанская свита сформировалась в условиях сильного похолодания климата, частичного оледенения Западной Арктики и отвечает криохрону.

Современные голоценовые (МИС 1) отложения в регионе представлены преимущественно аллювиальными песками и супесями, болотный комплекс представлен торфом. Голоцен формально относится к термохрону.

Геологическое строение участков в устье р. Печоры сильно зависело от формирования и развития долины и дельты самой реки, а также от истории развития морского бассейна в Печорском море.

Поверхностные отложения в районе мыса Болванский представлены верхнечетвертичными морскими и прибрежно-морскими супесями и суглинками, с прослоями и линзами пылеватых песков. В седловинах между холмами, в верховьях логов, а также в днищах спущенных озерных котловин с поверхности залегает торф мощностью от 1-2 до 5-7 м (Малкова, 2010). Для наиболее высоких участков берега с абсолютными отметками 15-30 м характерны песчаные разрезы, в которых пески различаются по цвету, зернистости, условиям залегания и, скорее всего, возрасту и генезису. Песчано-суглинистые разрезы мыса Болванского принято относить к вшуткинской верхнеплейстоценовой свите (mIII¹, МИС 5) – аналогу казанцевской свиты в Западной Сибири и на Енисейском Севере. В песках встречаются прослой с большим количеством включений каменного угля. Супесчано-суглинистый разрез, перекрывающийся голоценовым торфом различной мощности, так же нередко встречается на различных участках берега высотой 5-30 м. Во многих разрезах (как правило, самых высоких) пески и суглинки вшуткинской свиты подстилаются отложениями роговской свиты

(аналог салехардской свиты) – суглинками и глинами с большим количеством обломочного материала.

Остров Кашин сложен голоценовыми песками, на отдельных участках сверху залегает торф разной мощности (Малкова и др., 2016). В некоторых местах голоценовые пески подстилаются схожими верхнеплейстоценовыми песками, что указывает на непрерывность осадконакопления в конце верхнего плейстоцена-голоцена. В основании разреза залегают валунные суглинки и глины роговской свиты, которые вскрывались в скважинах и обнажениях на глубинах 5-8 метров.

На площадке Кумжа при бурении скважин сверху вскрываются аллювиальные голоценовые пески, в понижениях и на плоском фрагменте торфяника в нижних частях скважин встретились прослой суглинка и торфа.

На геологическое развитие территории вблизи стационара Марре-Сале сильно повлияли обширные трансгрессии полярного бассейна и значительные общеклиматические изменения во время четвертичного периода (Баулин и др., 2003). На протяжении среднего и верхнего плейстоцена формирование осадков основной части разреза происходило в морских условиях, что определило их засоленность и характер дисперсности.

Морские береговые обрывы высотой 15-30 м сложены позднеплейстоценовыми и голоценовыми отложениями морского, а в верхней части разреза континентального происхождения, фиксирующего окончание морского этапа развития территории Ямала. Основание разреза слагают предположительно казанцевские засоленные морские и прибрежно-морские глины и суглинки (mIII¹, МИС 5) с прослоями заиленных супесей, песков. Выше залегают песчано-суглинистые отложения (МИС 3), а верхняя часть разреза представлена комплексом континентальных озерно-аллювиальных и болотных песчаных, супесчаных отложений сартанского возраста (МИС 2). Сверху залегают маломощные голоценовые аллювиальные и эоловые пески и торф (МИС 1) (Васильев и др., 2015; Стрелецкая и др., 2018). На лайдах распространены современные морские отложения, а на поймах – современные аллювиальные отложения.

Существует и другая интерпретация разреза, исходящая из предположения о преимущественно гляциальной истории развития региона (Forman et al., 2002), но она во многом не подтверждается фактическим материалом.

Пур-Тазовское междуречье в верхнеплейстоценовое время подвергалось морскому и речному влиянию. Верхняя часть разреза междуречной равнины представлена супесчано-суглинистыми морскими и прибрежно-морскими верхне- и среднечетвертичными отложениями казанцевской и салехардской свит. Первая представлена серыми и серо-коричневыми супесями и суглинками с прослоями песков, а салехардская свита сложена чаще всего средними и тяжелыми суглинками сизого и темно серого цвета с более редкими прослоями супесей и песков, мощность которых местами достигает 5-7 м (регрессивная пачка) (Геокриология СССР..., 1989).

В целом, четвертичные отложения в районе Пур-Тазовского междуречья представлены преимущественно верхнеплейстоценовыми озерно-аллювиальными отложениями первой и третьей надпойменной террасы и аллювиальными отложениями второй надпойменной террасы, к которым относятся супеси, пески, суглинки, а также торф. Широко распространены в области современные аллювиальные хорошо сортированные мелкозернистые пески (Схема ..., 2015).

Таким образом, можно заключить, что общим в геологическом строении четвертичных отложений Западной Арктики является почти повсеместное залегание в основании разреза казанцевских, иногда салехардских толщ. Поверх казанцевских морских отложений часто залегают прибрежно-морские каргинские отложения. Поверхность каргинских отложений сильно эродирована, иногда они смыты вплоть до казанцевской толщи. На смытой поверхности каргинских отложений залегает континентальная супесчано-песчаная сартанская толща озерно-аллювиального генезиса. Разрез завершается маломощными голоценовыми песчаными отложениями и голоценовым торфом.

Широко применяемый термин свиты не совсем точно отражает генезис и возраст отложений. Иногда в свиты объединяются комплексы пород разного возраста и условий формирования. Примером может служить иногда выделяемая

Марре-Сальская свита, в которую объединяют породы салехардского (МИС 6) и казанцевского (МИС 5) возраста, сформировавшиеся в совершенно разных климатических и морских условиях (Болиховский, 1988). Более корректно использовать понятие стратиграфо-генетических комплексов, под которыми понимается толща пород одного возраста и генезиса (Гатауллин, 1986).

3.2. Геокриологические условия

3.2.1. Распространение, мощность и строение многолетнемерзлых пород

Западная Арктика характеризуется повсеместным распространением многолетнемерзлых пород (ММП) большой мощности. Сквозные и глубокие талики приурочены только к долинам крупных рек и озерам. Из-за засоленности отложений морского генезиса, как правило, криогенная толща представлена верхним ярусом собственно мерзлых пород твердомерзлой консистенции и нижним ярусом отрицательно температурных охлажденных пород, не содержащих видимого льда. В случае глинистого состава охлажденные породы обладают пластичной консистенцией. Достоверных данных по мощности многолетних пород не много.

Максимальная мощность криолитозоны на островах Северной Земли, оцениваемая как мощность толщи с отрицательной температурой, по данным А.Д. Дучкова и В.Т. Балобаева (Duchkov, Valobaev, 1998) превышает 500 м.

На побережье центральной и южной части Ямала, Тазовского п-ва и Гыдана, включая побережья Обской, Тазовской губ и южной части Енисейского залива (до авандельты), по тем же данным мощность ММП оценивается примерно в 300 м (Вечная мерзлота..., 2002; Инженерно-геологический..., 1996). В районе о. Белого мощность ММП по данным термо- и электрокаротажа составляет более 350 м, бурение в районе Харасовея установило мощность ММП около 270 м (Бадур, Харьузов, 1987; Баулин и др., 2003), а на соседнем Бованенковском ГКМ мощность мерзлой толщи составила 120-170 м (Методика контроля..., 2000).

В целом, соотношение мерзлых и охлажденных толщ можно оценить, исходя из данных каротажа скважин (таблица 3.1).

Таблица 3.1. Глубина залегания подошвы ММП и криолитозоны на газовых месторождениях севера Западной Сибири (Методика контроля..., 2000)

Месторождение	Глубина залегания подошвы ММП, м	Глубина залегания подошвы криолитозоны (нулевой изотермы), м
Бованенковское	120-170	260-300
Харасовейское	160-180	250
Южно-Соленинское	230-260	-
Ямбургское	265-336	420
Южно-Песцовое	390-460	460-500
Заполярье	420-463	460-510
Уренгойское	400-480	420-500

Как следует из данных, приведенных в таблице 3.1, существенные различия в мощности ММП и криолитозоны в целом наблюдаются, в основном, для северных регионов, где и распространены засоленные породы. В южных регионах эти мощности достаточно близки.

Далее рассмотрим особенности залегания и строения криолитозоны применительно к участкам исследований.

В дельте р. Печоры участки исследования отличаются как по мощности, так и по типу распространения многолетнемерзлых пород.

В пределах стационара Болванский, расположенного на побережье Баренцева моря, ММП имеют сплошное распространение, их мощность составляет 100-200 м. Под руслом реки Печора и под глубоководной частью Печорской губы развиты сквозные талики (Малкова, 2010).

Мерзлые породы имеют различное криогенное строение в зависимости от состава отложений. В песчаных отложениях льдистость небольшая, криотекстура

массивная, признаков развития повторно-жильных льдов встречено не было. Торфяные горизонты мощностью 3-5 м, вскрывающиеся в бортах термоэрозионных оврагов, имеют значительную льдистость и включают достаточно мощные повторно-жильные льды (шириной в верхней части 0,6-1,5 м, глубиной 1,5-3 м и даже более) и псевдоморфозы. Для торфа характерны сложнослоистая, частослоистая, микрошлировая, плетенчатая криотекстуры, с наличием отдельных разнонаправленных линз льда толщиной до 5 см.

В 2001 году М.З. Каневским была изучена вскрытая в канаве ледяная жила, эпигенетическая по отношению к вмещающему ее торфу и подстилающим породам с линзовидно-слоистой, плетенчатой криотекстурами и субвертикально ориентированными (параллельно слоям торфа) линзами и шлирами, что указывает на сингенетические условия промерзания торфяников. В 30 метрах от этой жилы, в бортах другой термоэрозионной канавы на глубине 2,5-3 м были обнаружены обширные полости с ледяными стенами, частично затопленные водой, что может свидетельствовать о наличии крупных ледяных линз, про существование которых на контакте торфа и суглинка говорится в литературных источниках (Геокриология СССР, 1988).

Для супесчано-суглинистого типа разреза тоже характерна сравнительно высокая льдистость (особенно в верхних горизонтах), а также наличие на некоторых участках ПЖЛ высотой около 3 м и шириной в верхней части 0,6-1,0 м. Криогенное строение супесчано-суглинистых отложений было описано М.З. Каневским в разрезе (рисунок 3.1) берегового уступа высотой около 27 м, расположенного в 250 м на восток от ныне недействующей метеостанции «Болванский Нос». Приблизительно в 30 м от бровки наблюдается полигонально-блочный микрорельеф с размером полигонов 10-15 м. В суглинках встретились линзовидно-слоистая волнистая, неполносетчатая, ниже сетчатая и снова линзовидно-слоистая криотекстура, вокруг включений щебня и гальки – корковая. Линзы песков имеют массивную криотекстуру. В супесях криотекстура изменяется от массивной до микрошлировой линзовидно-слоистой.

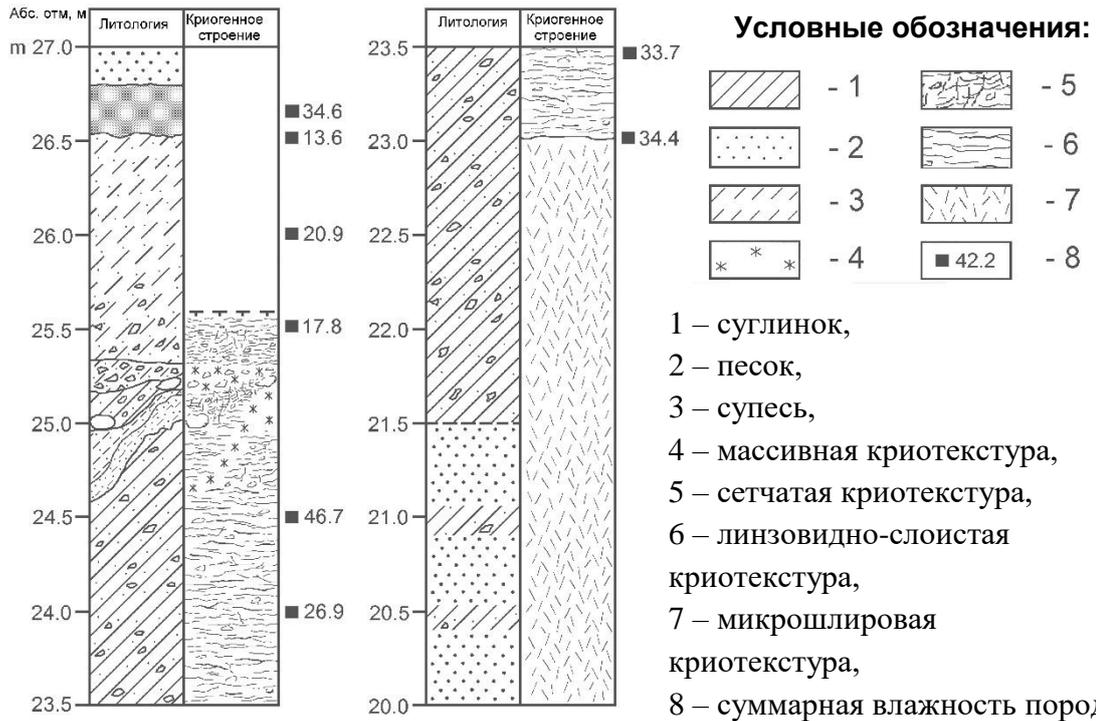


Рисунок 3.1 – Разрез берегового уступа вблизи метеостанции «Болванский Нос», документация М.З. Каневского)

Участки Кашин и Кумжа относятся к зоне островного распространения ММП. Мощность ММП на острове Кашин по геофизическим данным составляет 30-40 м (Малкова и др., 2016). На участке Кумжа кровля мерзлоты имеет куполообразную форму (рисунок 3.2) и имеет глубину залегания от поверхности в интервале от 2,6 м в центральной части останца до 7,1 м в его краевых частях (Васильев и др., 2020).

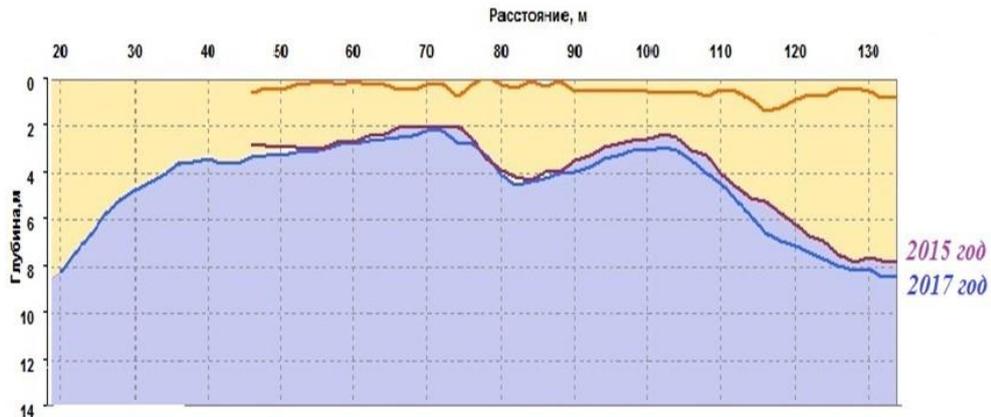


Рисунок 3.2 – Положение кровли мерзлоты на участке Кумжа (Садуртдинов и др. 2018)

Средняя глубина СТС на всех трех стационарах в устье реки Печора в последние годы увеличивается и, по данным площадок CALM R24 (Болванский) и R24А (Кашин), превышает 1,25 м (Задорожная и др., 2022).

Район Марре-Сале относится к зоне сплошного распространения низкотемпературных засоленных многолетнемерзлых пород (Васильев и др., 2015). ММП в районе Марре-Сале имеют двухслойное строение. Мощность твердомерзлой толщи доходит до 90 м, ниже залегают пластично-мерзлые породы, не содержащие ледяных включений (Дубровин, 2003). Общая мощность криолитозоны и глубина залегания нулевой изотермы не установлена (Васильев и др., 2019а). Многолетнемерзлые породы в пределах морских террас начали промерзать с момента их осушения в результате казанцевской трансгрессии и сохранились до сих пор. Сплошность многолетнемерзлых отложений нарушается только в таликах под руслами рек и озерами, а также в пределах лайд и пойм рек, где в иловатых песках и супесях развиты криопэги. С помощью геофизики было установлено, что в районе Марре-Сале сквозных таликов нет, а под самой крупной рекой Марре-Яха – талик несквозной (Садуртдинов и др., 2018).

Детальные исследования геокриологического строения в береговых обнажениях возле метеостанции Марре-Сале, позволили составить обобщенный геокриологический разрез, представленный на рисунке 3.3. Основание разреза составляют мерзлые морские глины и тяжелые суглинки казанцевского возраста (МИС 5). В верхней части разреза залегают континентальные супеси, редко суглинки и пески каргинского (МИС 3) и сартанского (МИС 2) возраста. Самый верхний маломощный слой в разрезе представлен голоценовыми песками. Разные условия формирования и промерзания отложений разреза привели к образованию сингенетической и эпигенетической криогенной толщи (Васильев и др., 2018).

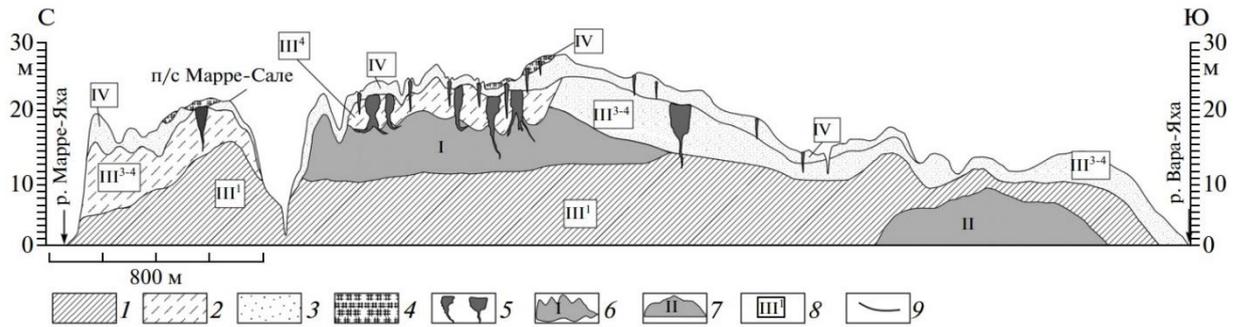


Рисунок 3.3 – Схематический геокриологический разрез участка берегового обрыва в районе Марре-Сале (Васильев и др., 2015 с добавлениями автора). Легенда: 1 – глины и суглинки, 2 – супеси, 3 – пески, 4 – торф, 5 – повторно-жильный лед (ПЖЛ), 6 – пластовый лед (ПЛ) первого типа, 7 – пластовый лед (ПЛ) второго типа, 8 – геологические индексы, 9 – геологические границы

Общие характеристики типов криолитогенеза, криогенного строения и льдистости четвертичных отложений района Марре-Сале, приведенные в публикации (Каневский и др., 2005), показаны в таблице 3.2.

Таблица 3.2. Общие характеристики криогенного строения и льдистости четвертичных отложений района Марре-Сале (Каневский и др., 2005)

Комплекс отложений	Тип криолито-генеза	Мощность	Состав	Криотекстура и ее встречаемость	Суммарная влажность, %*	Залежеобразующие льды
Аллювиально-морские отложения современной лайды (amIV)	Сингенез	до 2 м	Супеси	Сетчатая атакситовая 30% (промеж. слой)	89-149 116	Растущие сингенетические ПЖЛ
				Скрытошлировая частослоистая неполносетчатая 70%	53-58 56	
Континентальные песчано-супесчаные, реже суглинистые отложения (III³-IV)	Сингенез	до 5-7 м	Пески и супеси	Микрошлировая частослоистая 51%	33-84 55	Сингенетические ПЖЛ шириной до 2-3 м, высотой до 4-5 м
				Массивная 44,8%	23-33 26	

			Суглинки	Скрытошлировая частослоистая 4,2%	<u>30-50</u> 39		
				Сетчатая атакситовая 91,2%	– <u>55-124</u> 91		
				Микрошлировая частослоистая 8,8%	<u>68</u>		
	Пара-сингенез	до 3-4 м	Пески и супеси	Массивная	<u>22-25</u> 24	Псевдоморфозы по ПЖЛ шир. до 2 м, высотой до 2 м	
	Эпигенез	до 10-15 м	Пески и супеси	Массивная	<u>19-32</u> 25	Небольшие эпиген. ПЖЛ и пластовые льды мощн. до 0,2 м	
				Суглинки	Массивная		<u>28-32</u> 30
Морские прибрежно-морские глинисто-суглинистые отложения прослоями песков супесей (m III¹⁻²)	Эпигенез	до 20 м	Глины и суглинки	Решетчатая неполносетчатая 47,1%	– <u>28-91</u> 43	Эпигенетические ПЖЛ шириной до 1,5 м, выс. до 2,5 м; пластовые льды мощн. до 3 м и протяженностью до 100 м	
				Массивная 42,8%	<u>22-36</u> 29		
				Линзовидно-слоистая плетенчатая 10,1%	– <u>29-49</u> 39		
			Пески и супеси	Массивная	<u>14-30</u> 27		
	Пара-сингенез	до 10 м	Глины и суглинки	Плетенчатая линзовидно-слоистая 74,8%	– <u>36-43</u> 39		Не обнаружены
				Плетенчатая решетчатая 25,2%	– <u>36-56</u> 47		
			Пески и супеси	Линзовидно-слоистая плетенчатая	– <u>28</u>		
* В числителе – диапазон значений, в знаменателе – среднее значение							

В разрезе береговых обрывов района Марре-Сале в нижней части преобладают эпикриогенные морские породы, в верхней части преобладают континентальные синкриогенные породы. В настоящее время синкриогенные породы формируются на морских лайдах и на поймах рек.

Геологический разрез включает разные типы подземных льдов. В верхней континентальной толще существует два яруса полигонально-жильных льдов (ПЖЛ): 1) голоценовые жилы с чёткой клиновидной формой, внедряющиеся сверху в более древние жилы, 2) верхнеплейстоценовые жилы (формировались в конце МИС 3 и МИС 2), которые врезаются в нижележащие морские отложения. Голоценовые жилы представляют собой прозрачный лед с включениями минеральных желтых частиц, органического детрита и крупных вертикальных пузырьков газа. В верхнеплейстоценовых жилах лед серый, с многочисленными минеральными включениями и небольшими вертикальными пузырьками. В разрезе также присутствуют два типа пластовых льдов (ПЛ). Первый тип пластового льда в виде линзы высотой 3-10 м и шириной около 300 м расположен на контакте морских глин и песчано-глинистых континентальных отложений, в нем чередуются прослой чистого льда и ледогрунтовые прослой с минеральным и органическим материалом, за счет чего визуально ПЛ кажется ледогрунтом. Во льду присутствуют неравномерно распределенные небольшие круглые и вытянутые пузырьки воздуха под давлением и много песчаных, супесчаных включений. Второй тип пластового льда в форме ледяной линзы протяженностью около 150-200 м находится внутри суглинистых и глинистых морских отложений, при этом его подошва ниже уровня моря, а видимая мощность льда около 6-8 м. Данный ПЛ чистый и прозрачный, но выглядит как чёрный из-за чередования со слоями, обогащенными множественными глинистыми чёрными включениями. Лед содержит многочисленные неравномерно рассредоточенные крупные круглые пузырьки газа под давлением (Васильев и др., 2015; Стрелецкая и др., 2018).

Район п. Тазовский тоже относится к зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород, верхняя часть которых сложена четвертичными аллювиальными, озерными и морскими отложениями (Королева и др., 2019). По данным скважин и электроразведочных работ, мощность ММП составляет около 300-400 м, имея двухслойное строение, что связано с изменениями палеообстановки. В поселке Тазовский по электрокаротажу в скважине установлено, что первый слой залегает в интервале 0-250 м, второй – на глубине

340-395 м (Геокриология СССР..., 1989; Королева, 2022). В публикации Ж.М. Белорусовой (Белорусова, 1963) также дана информация о пробуренной скважине в с. Тазовском глубиной 538 м, в которой многолетнемерзлые породы залегают от подошвы деятельного слоя до глубины 240 м, ниже вскрыт межмерзлотный талик мощностью 80 м, а затем на глубинах 320-399 м снова был обнаружен мерзлый горизонт. Автором статьи было сделано предположение, что этот нижний реликтовый слой мерзлых пород может быть сформирован в дозырянское время, так как территория не подвергалась в нижнем плейстоцене ни трансгрессиям, ни оледенениям, и условия для промерзания пород были благоприятными.

В поймах средних и мелких рек мощность мерзлоты уменьшается до 130-150 м. Сквозные талики развиты только под руслами крупных рек, а также под дном глубоководных крупных озер. Несквозные талики небольшой мощности (до 6 м) зафиксированы на расчлененных участках салехардской равнины, которые сложены с поверхности песками и покрыты лиственничными рединами, однако они занимают незначительные площади (Геокриология СССР..., 1989).

На обширных морских и прибрежно-морских верхнечетвертичных казанцевских равнинах отмечается влияние тектонических особенностей территории на формирование мощности многолетнемерзлых пород. В неотектоническом отношении Пур-Тазовская область соответствует северной части Тазовского свода, в пределах которого выделяются три антиклинальные структуры, к которым приурочены Тазовская, Заполярная и Русская газовые залежи. В районе Тазовской площади, расположенной большей частью на III террасе реки Таз, в сводовых частях залежи отмечаются максимальные мощности мерзлоты 330 м, а в нижних ее частях они составляют от 190 до 250 м, что подтверждает тенденцию к увеличению мощности ММП над газосодержащими куполовидными структурами (Геокриология СССР..., 1989).

На территории области во время потеплений, в том числе в период голоценового оптимума, сохранялось островное распространение многолетнемерзлых пород, в связи с чем здесь встречаются как синкриогенные, так

и эпикриогенные породы (Геокриология СССР..., 1989). При этом существуют как однородные эпикриогенные, так и неоднородные толщи, сложенные сверху синкриогенными отложениями мощностью 4-5 м, а в нижней части – эпикриогенными (Королева, 2022).

Синкриогенные породы встречаются на отдельных участках террас и поймы р. Лукьяха (бассейн р. Таз). В отдельных обнажениях мощность синкриогенных отложений свиты достигает 10-12 м. Преимущественно эпигенетическими отложениями сложены с поверхности салехардская равнина и значительная часть казанцевской равнины и террас мелких и средних рек (Геокриология СССР..., 1989).

К торфяникам Пур-Тазовского междуречья приурочены полигонально-жильные льды более 4 м по вертикали, образованные путем сингенетического промерзания озерно-болотных отложений преимущественно во время голоцена (Королева, 2022).

3.2.2. Переходный слой

Слой, залегающий непосредственно под сезонно-талым слоем, в работах разных авторов называется защитным слоем (Конищев, 2009), покровным слоем (Каплина, 1981), промежуточным слоем (Шур, 1984). Особенности этого слоя является высокая льдистость (до 60-70%), часто с атакситовой или сетчатой криотекстурами. Представления о генезисе этого слоя различны (Конищев, 2009). Некоторые исследователи (Каплина, 1981; Конченко, 1999) считают, что покровный слой возник в результате позднеголоценового промерзания нижней части сезонно-талого слоя, значительно увеличившегося во время голоценового климатического оптимума. По мнению Ю.Л. Шура (Шур, 1988), сильнольдистый промежуточный слой образовался в результате промерзания сезонно-талого слоя, который достигал больших мощностей в максимально континентальных условиях сартанского времени и затем уменьшился по глубине при перестройке ландшафтных условий в голоцене.

Зачастую в научной литературе возникает путаница при использовании терминов «переходный» и «промежуточный» слой. Изначально, в 1988 году, Ю.Л. Шуром (Шур, 1988) была предложена четырехслойная модель мерзлоты (рисунок 3.4.В), где на границе активного слоя и вечной мерзлоты есть два слоя – переходный и промежуточный, в последующем объединенные в переходную зону (рис. 3.4.А).

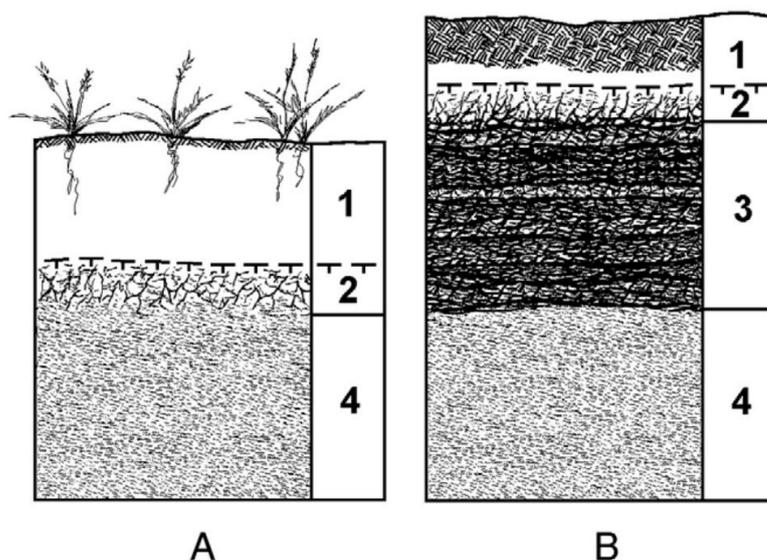


Рисунок 3.4 – Схематические изображения трехслойной модели мерзлоты (А), использованной в статье (Shur et al., 2005), и четырехслойной модели мерзлоты (В), первоначально предложенной Ю.Л. Шуром в 1988 году (Шур, 1988). Легенда к рис. (А): 1 – деятельный слой; 2 – переходный слой; 4 – многолетнемерзлые породы. Условные обозначения к рис. (Б): 1 – активный слой; 2 – переходный слой (является отражением вариаций современного климата в течение примерно 30 лет); 3 – промежуточный слой (образовался из части исходного сезонно-талого слоя в результате более длительных изменений окружающей среды, в первую очередь быстрого накопления органического материала, содержащего нарастающий лед), 4 – вечная мерзлота. Переходный и промежуточный слой составляют переходную зону (French, Shur, 2010)

Согласно Ю.Л. Шуру (Шур, 1988), переходный слой является зоной максимального оттаивания в наиболее теплые периоды, когда он относится к нижней части СТС, а в более холодные года он находится в мерзлом состоянии и выполняет защитную роль для ММП.

Промежуточный слой по (Шур, 1988) – это мерзлый слой в верхней части ММП, который является реликтовым переходным слоем. Он фиксирует максимальное увеличение глубины СТС за счет изменения ландшафтно-фациальной обстановки или более продолжительного периода потепления климата. То есть, промежуточный слой отображает максимальную глубину сезонного оттаивания во время голоценового оптимума.

Для простоты мы используем термин переходный слой. Породы данного слоя мощностью до первых метров под СТС являются верхней частью переходной зоны. Понятие «переходной зоны» сначала раскрывается в публикации (Shur et al., 2005), где описана трехслойная модель мерзлоты (рисунок 3.5), затем в статье (French, Shur, 2010). Она представляет собой сезонно-талый слой, под которым залегает переходная зона, а ниже начинается не подвергающийся оттаиванию слой многолетнемерзлых пород с подземными льдами (при их наличии). В этой модели не используются термины «переходный» и «промежуточный» слой мерзлоты, так как «переходная зона» объединяет эти два понятия.

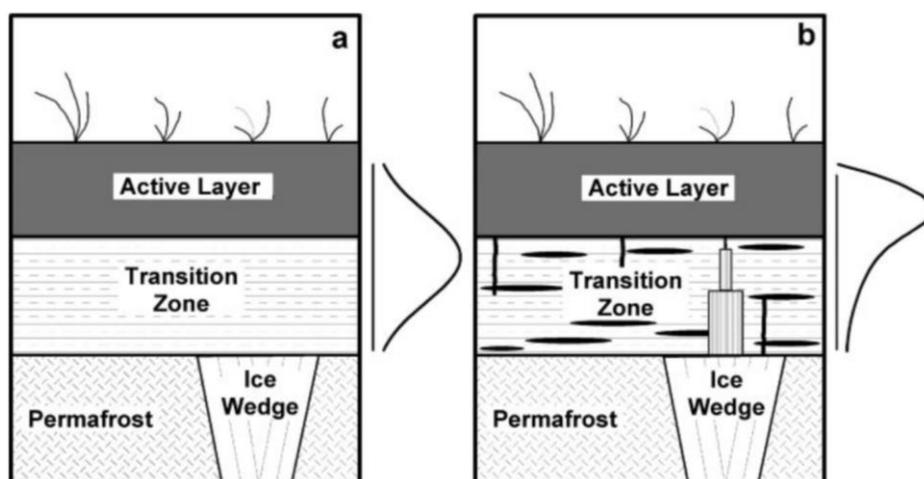


Рисунок 3.5 – Схематическая диаграмма трехслойной концептуальной модели мерзлоты по (Shur et al., 2005). Кривая с правой стороны показывает относительную вероятность годовой глубины оттаивания (а) сразу после очень глубокого протаивания и (б) при повышении льдообразования в переходной зоне через несколько веков

Для переходной зоны характерна высокая влажность и льдистость отложений, возможны криотурбации и часто наличие ледяных жил. Часто одним

из критериев выделения переходного слоя в минеральных субстратах считается повышенное содержание органического углерода, но это не всегда подтверждается полевыми исследованиями, поэтому не является надежным признаком (Каверин и др., 2012). Подробное описание признаков переходного и промежуточного слоев в полигональных торфяниках севера Западной Сибири представлено в публикации (Королева и др., 2021).

Типичный разрез переходного слоя был вскрыт при бурении скважины 1-ААНИИ летом 2023 г. Бурение сопровождалось описанием и опробованием керна. Распределение влажности (льдистости) по глубине (рисунок 3.6) отчетливо демонстрирует резкое возрастание влажности до 50-80% непосредственно под сезонно-талым слоем. С глубины 3,5 м влажность (льдистость) резко снижается и переходит к обычным для сартанских супесей значениям.

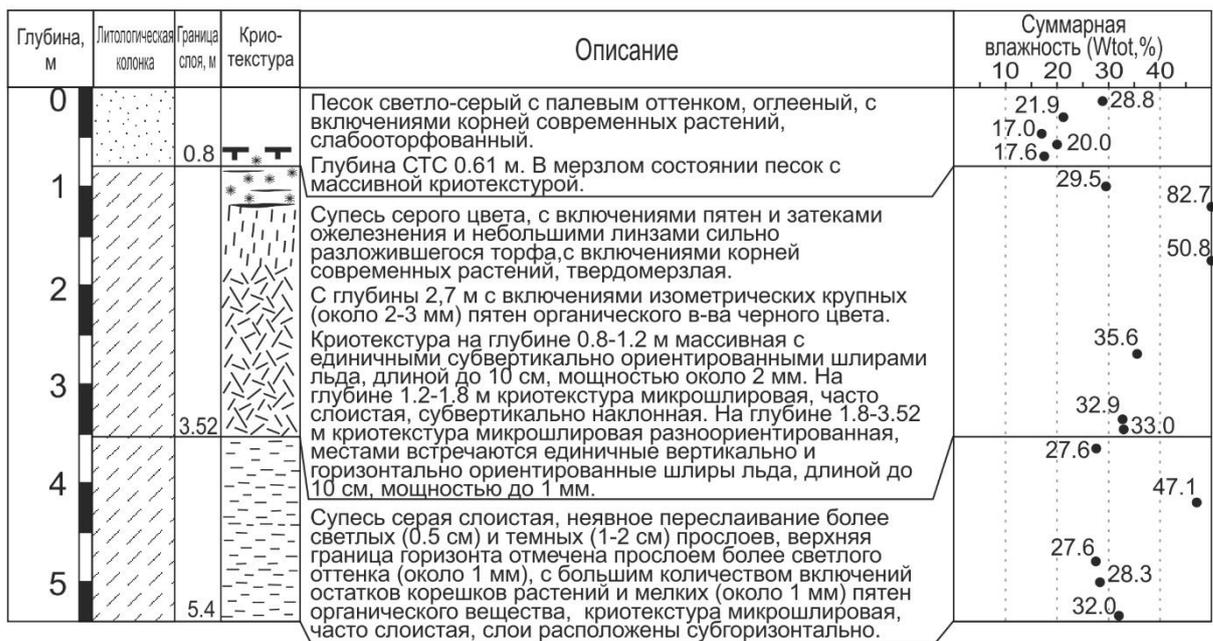


Рисунок 3.6 – Распределение влажности (льдистости) по глубине в скв. 1-ААНИИ

По Ю.Л. Шуру (Шур, 1988), мощность переходного слоя обычно составляет 20-30% от глубины СТС, то есть в среднем достигает 15-30 см. Вероятнее всего, верхние горизонты мерзлоты, подстилающие СТС, находятся в

многолетнемерзлом состоянии последние 300-400 лет, то есть с малого ледникового периода (Каверин и др., 2012).

Из этого следует, что переходная зона является значительным по мощности и повсеместно распространенным слоем мерзлых пород, который предохраняет нижележащие горизонты от быстрого протаивания. Соответственно, при оттаивании верхнего горизонта мерзлоты могут высвободиться огромные запасы хранящегося в нем органического углерода, в особенности, метана. Это подтверждает очень важную роль отдельного изучения этого слоя.

Итак, понятие переходного слоя или переходной зоны является неустоявшимися и не общепринятыми в мерзлотном научном сообществе, поэтому необходимо было показать его существование в различных регионах, разных стратиграфо-генетических комплексах и разных типах криогенеза. Для этого были обработаны доступные данные по влажности (льдистости) многолетнемерзлых пород и сезонно-талого слоя, полученные при бурении скважин в разных регионах. Использованы архивные материалы инженерно-геологического бурения скважин. Для района Марре-Сале обработаны данные по 42 скважинам, для мыса Болванского – 24 скважинам, для Бованенково на третьей морской террасе – более 250 скважин и на пойме р. Сеяхи – около 160 скважин. Независимо от толщины сезонно-талого слоя, отдельно вычислялась средняя влажность в СТС, далее рассчитывались средние влажности для каждого метра ниже подошвы СТС. Важно было вовлечь в анализ общее количество данных по каждой глубине, достаточное для статистически достоверной оценки.

Ниже приведены диаграммы (рисунок 3.7) со значениями влажности в переходной зоне (переходном слое) в районе Марре-Сале (рисунок 3.7.а), мыса Болванского (рисунок 3.7.б), и Бованенково (пойма – рисунок 3.7.в, III морская терраса – рисунок 3.7.г). Рисунок 3.7.в иллюстрирует распределение влажности (льдистости) в сингенетических отложениях, а остальные – в эпигенетических.

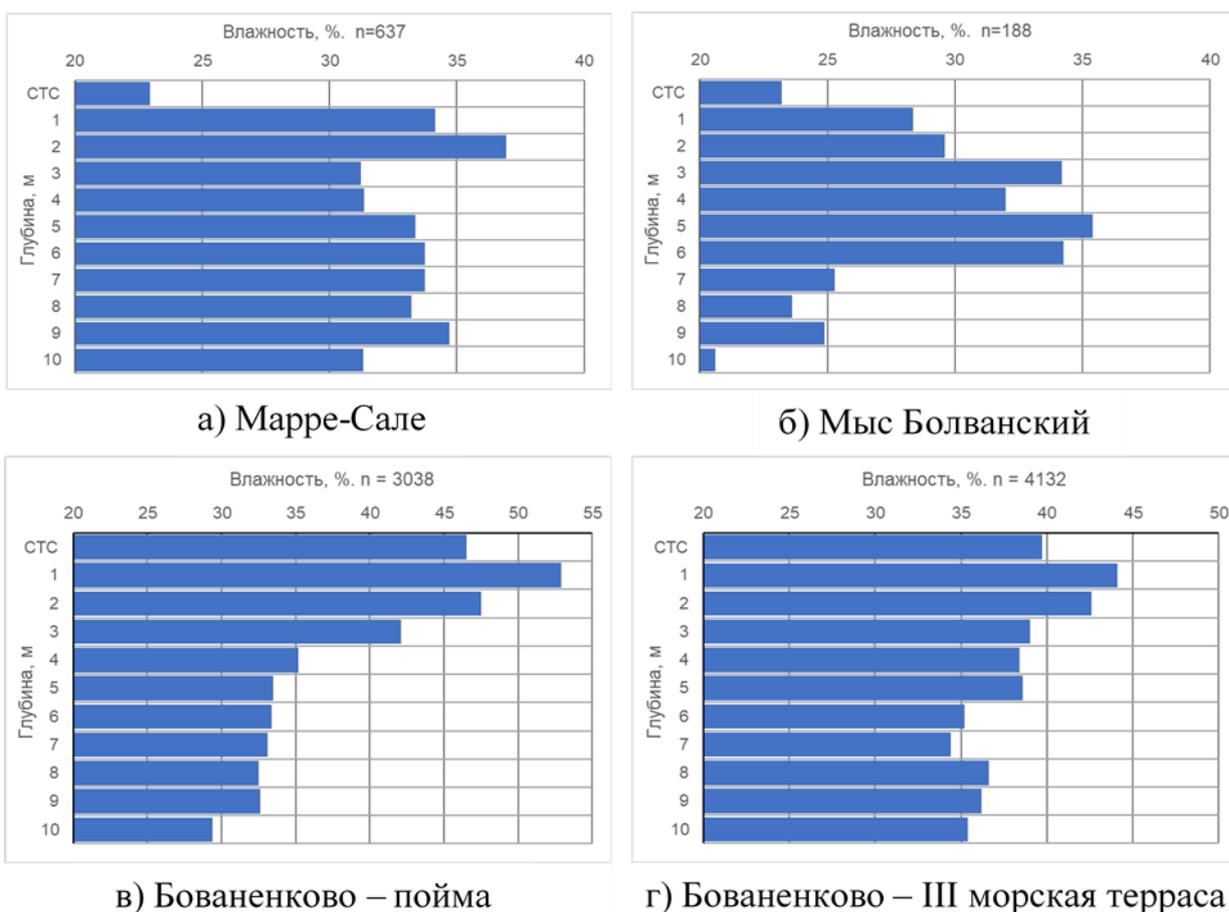


Рисунок 3.7 – Диаграммы распределения влажности (льдистости) пород по глубине (включая переходный слой) в районах: а) Марре-Сале, б) мыса Болванского, в) поймы на Бованенково, г) III морской террасы на Бованенково. На всех диаграммах отсчет глубины идет от подошвы СТС, независимо от его мощности

Как видно из рисунка, во всех разрезах наблюдается скачок влажности (льдистости) непосредственно под сезонно-талым слоем. Наиболее ярко он выражен в сингенетических аллювиальных отложениях поймы в районе Бованенково. В эпигенетических разрезах повышение влажности тоже присутствует, но выражено меньше. На Марре-Сале и Бованенково в силу сходства климата, близкой геологической истории развития и эволюции мерзлых толщ переходный слой составляет около 2 м ниже подошвы СТС. В районе мыса Болванского предположительно вследствие более теплого и мягкого климата, более глубокого протаивания мерзлых пород сверху, вероятно, переходный слой

имеет большую мощность, до 5-6 м, при большей дифференциации льдистости по глубине.

Таким образом, имеющийся фактический материал статистически достоверно подтверждает наличие переходного слоя непосредственно под сезонно-талым слоем.

3.2.3. Температурный режим многолетнемерзлых пород

В устье реки Печора наиболее длительный мониторинг температуры пород осуществлялся на территории стационара Болванский (рисунок 3.8). Исследование температурного режима мерзлых пород в районе мыса Болванский началось с первого года существования стационара, то есть с 1983-1984 гг. Наблюдения за среднегодовой температурой пород велись в оборудованных скважинах на разных ландшафтах. В пределах изучаемого района все скважины можно условно разделить на три группы по температурам ММП в период начальных наблюдений.

На мысе Болванский возвышенные дренированные участки (вершины холмов и гряд) с пятнистой тундрой, с которых сдувается снег, имели наиболее низкую среднегодовую температуру пород (-2,1...-2,3 °С). Более высокие температуры пород (-1,6 °С) фиксировались в седловинах холмов и вогнутых водосборах верховьев логов, где повышается мощность снега и развиты полигональные торфяники, а также на слабодренированных тундрах в пределах склонов увалов. Еще большее повышение температуры ММП наблюдалось в скважинах на бровке хасырея (-1,2 °С) и на останце полигонального торфяника в низовьях лога (-1,0 °С), расположенных в приграничных условиях рядом с талыми участками, которые оказывают отепляющее воздействие. К таким участкам относятся днища хасырея и лога, где среднегодовая температура талых пород составляла +0,6 °С (Малкова, 2010).

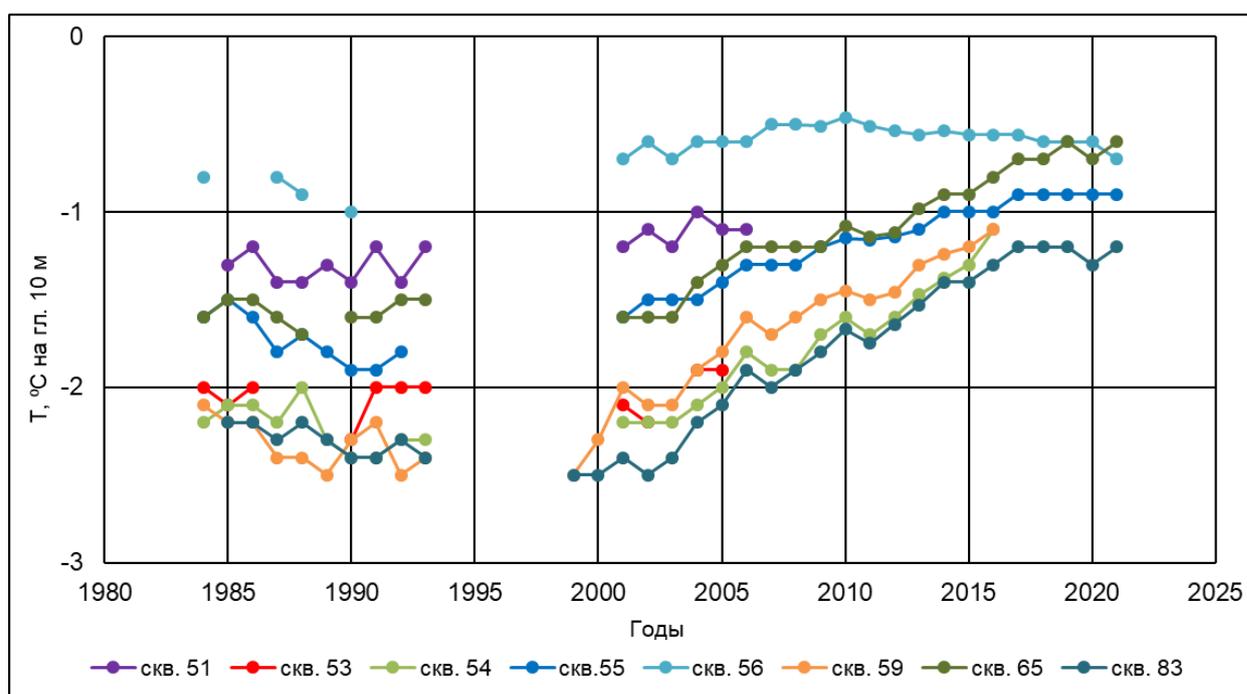


Рисунок 3.8 – Изменение среднегодовой температуры многолетнемерзлых пород на глубине нулевых годовых амплитуд на участках южной тундры в районе мыса Болванского. В легенде – номера скважин

Длительные наблюдения за температурами в скважинах в районе мыса Болванского показывают, что наблюдается тренд повышения среднегодовой температуры мерзлых пород в пределах всех изучаемых ландшафтов, но на глубине 10 м температура ММП остается отрицательной. В то же время, современные колебания температуры воздуха и снегонакопления на мысе Болванский привели к более существенным изменениям среднегодовой температуры пород в сезонно-талом слое от $-3,5$ до $-0,4$ °С, а в последние годы она повысилась до критических величин. Последующее потепление может стать причиной понижения кровли ММП, формированию несквозных таликов и смены сезонного оттаивания на сезонное промерзание в пределах дренированных тундр (Малкова, 2010).

На острове Кашин температурный режим начали изучать с 2012 года путем бурения и оборудования датчиками нескольких скважин в пределах доминантных ландшафтов (рисунок 3.9). В общей сложности, в пределах различных ландшафтов среднегодовая температура ММП в настоящее время составляет $-0,7...-1,1$ °С.

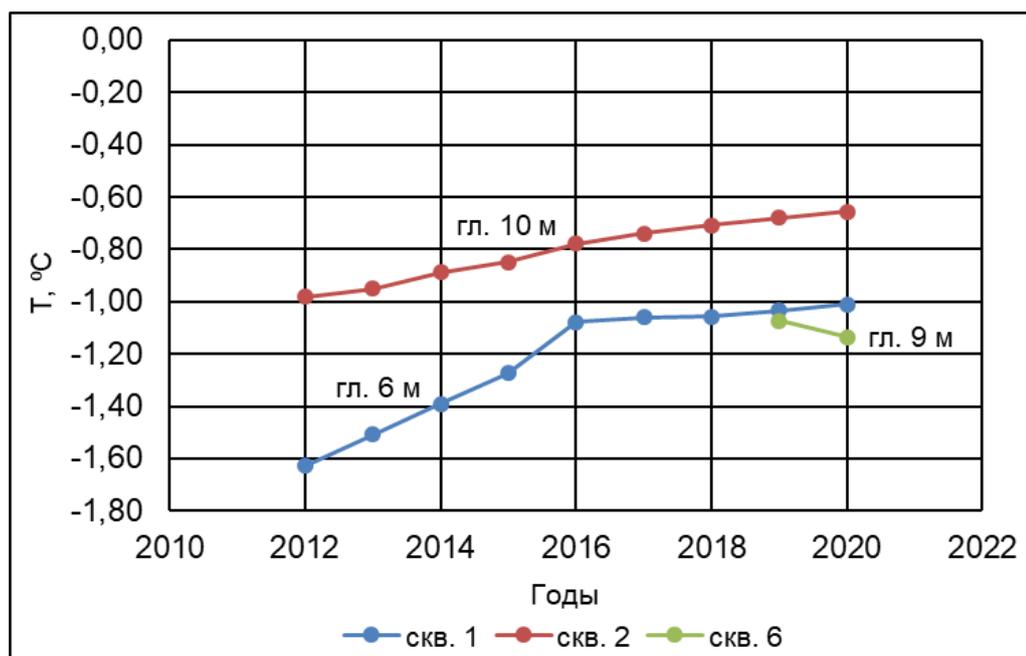


Рисунок 3.9 – Изменение среднегодовой температуры пород на максимально измеряемых глубинах в трех скважинах на острове Кашин

Несмотря на то, что на острове Кашин температурные наблюдения ведутся относительно недавно, тут тоже можно заметить тренд к повышению среднегодовых температур пород.

Температуры пород в пределах площадки Кумжа изучаются в скважинах с 2016 года (рисунок 3.10). На участках дренированной тундры в пределах площадки Кумжа была зафиксирована мерзлота мощностью 5,6 м, где среднегодовая температура ММП колеблется от 0 до $-0,1^{\circ}\text{C}$. В деятельном слое среднегодовая температура пород по наблюдениям остается положительной, что говорит о неустойчивом, переходном состоянии мерзлоты на данном участке. На плоском полигональном торфянике с глубиной нулевых амплитуд около 3 м была зафиксирована среднегодовая температура ММП на забое скважины (8 м) $-0,25^{\circ}\text{C}$. В результате был сделан вывод, что сезонные колебания температуры пород в пределах мерзлых островов происходят в активном слое (СТС/СМС) мощностью не более 2-3 м, а ниже по разрезу температура ММП практически не испытывает сезонных колебаний. Благодаря геофизическим работам на участке Кумжа в отдельные годы зафиксировано формирование перелетков в пределах площадки

CALM, существование которых полностью зависит от климатических условий, в особенности в летний период.

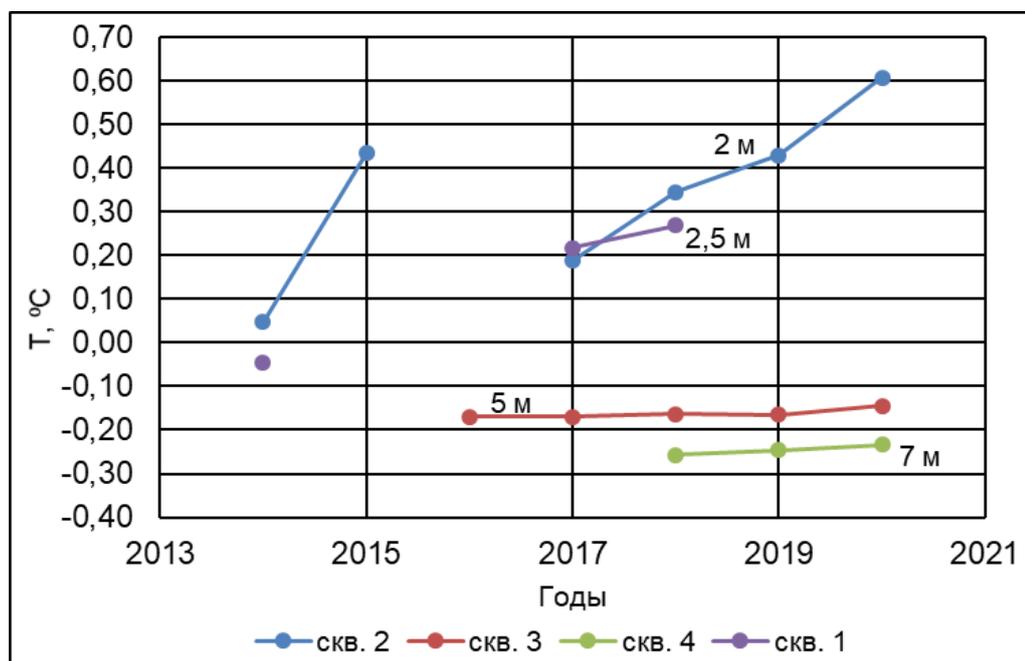


Рисунок 3.10 – Изменение среднегодовой температуры пород в четырех скважинах на разных глубинах на участке Кумжа

Изучение динамики геокриологических условий в районе Марре-Сале было начато в 1978 г. силами ВСЕГИНГЕО. Были пробурены наблюдательные скважины глубиной 10-12 м, оборудованы площадки для измерения глубины протаивания, получены данные наблюдений. С 1995 г. наблюдения в части скважин и на площадках выполняются ИКЗ ТюмНЦ СО РАН. Сейчас здесь проводят наблюдения ИКЗ ТюмНЦ СО РАН и ФГБУ «ГИДРОСПЕЦГЕОЛОГИЯ», которые поддерживают и развивают наблюдательную сеть. В Марре-Сале распространены более низкотемпературные породы по сравнению с устьем р. Печоры. Среднегодовые температуры пород на глубине нулевых годовых амплитуд в районе Марре-Сале колеблются от -2,5 до -6,0 °С (Стрелецкая и др., 2018). В последние годы отмечается повышение температуры ММП (рисунок 3.11), при этом реакция на климатические изменения во всех ландшафтах примерно одинаковая (Васильев и др., 2020).

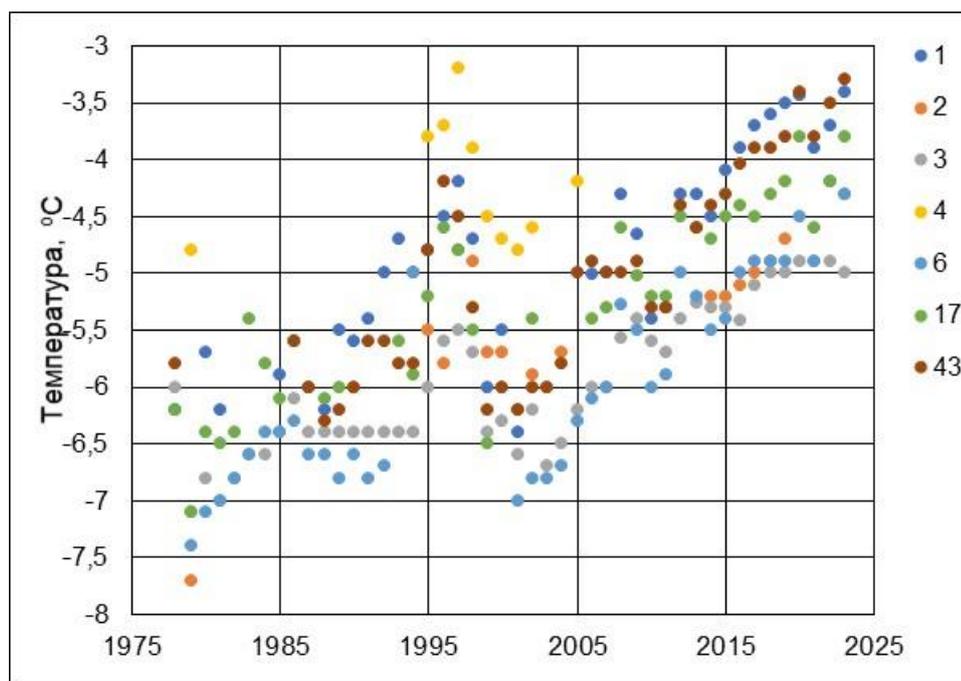


Рисунок 3.11 – Изменение среднегодовой температуры многолетнемерзлых пород на глубине нулевых годовых амплитуд на участках типичной тундры в районе Марре-Сале (Васильев и др., 2020 с дополнениями). В легенде – номера скважин

Согласно схематической карте состояния криолитозоны Западной Арктики (Васильев и др., 2019б) район Марре-Сале относится к региону с устойчивой криолитозоной, а район устья р. Печоры и поселка Тазовский к регионам с неустойчивой криолитозоной.

Основная часть Пур-Тазовской северной области характеризуется среднегодовыми температурами торфяных и супесчано-суглинистых горных пород от -3 до -4 °С (Геокриология СССР..., 1989). Для торфяников вблизи поселка Тазовский температуры пород на глубине нулевых годовых амплитуд по измерениям из скважин составили $-3...-5$ °С (Королева и др., 2019). Для песчаных отложений на поверхности салехардских равнин температура пород доходит до -2 °С, а в южных районах области на аналогичных участках, покрытых листовенными редидами, до $0...-0,5$ °С. В единичных случаях именно в таких местах есть «несливающаяся» мерзлота с близкими к 0 °С температурами (Геокриология СССР..., 1989). На рисунке 3.12 изображены короткие ряды температурных наблюдений в скважинах в пределах разных ландшафтов вблизи поселка Тазовский.

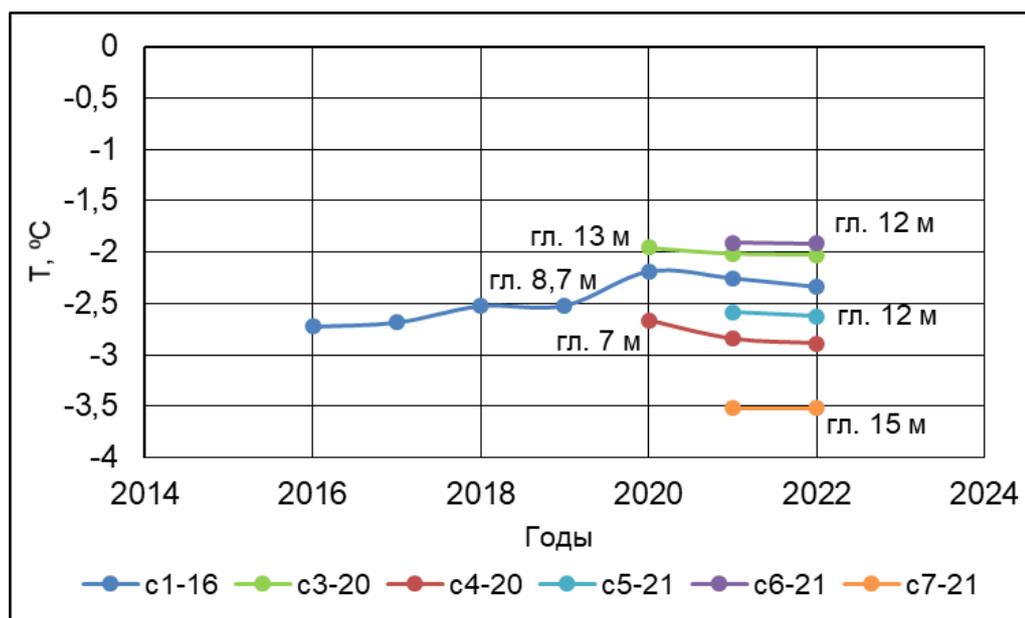


Рисунок 3.12 – Изменение среднегодовой температуры многолетнемерзлых пород на максимальных глубинах в скважинах в районе поселка Тазовский

Пока что короткий срок температурных наблюдений вблизи поселка Тазовский не может дать четких представлений о тенденциях изменения температур пород, но судя по графику на рисунке 3.12 видимого увеличения среднегодовой температуры многолетнемерзлых пород в данном районе не наблюдается, что говорит о некой стабильности ММП.

В настоящий момент скорость повышения среднегодовой температуры многолетнемерзлых пород в зоне типичной тундры (район Марре-Сале) по данным источника (Васильев и др., 2019б) составляет $0,056 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{год}$, в зоне южной тундры этот показатель немного ниже – $0,04 \dots 0,05 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{год}$. Для высокотемпературных многолетнемерзлых пород на участках южных тундр Европейского Севера наблюдается замедленная реакция на изменения климата по сравнению с Западной Сибирью. Тренд возрастания среднегодовых температур пород для различных ландшафтов на стационаре Болванский в среднем составил $0,04 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{год}$ (температура пород повысилась на $0,2 \dots 1,2 \text{ } ^\circ\text{C}$). В настоящее время диапазон среднегодовой температуры ММП в различных ландшафтах составляет $-0,6 \dots -1,2 \text{ } ^\circ\text{C}$, что значительно выше, чем в 1980-е гг., когда среднегодовая температура ММП на глубине 10 м имела значения $-0,8 \dots -2,5 \text{ } ^\circ\text{C}$ (Васильев и др., 2020). На стационаре

Кашин и Кумжа с островным распространением ММП наблюдаются быстрые изменения термического состояния мерзлых пород в связи с климатическими изменениями последних лет (Малкова и др., 2016).

В связи с потеплением климата в последние 20 лет в мерзлотоведческой литературе появилось множество публикаций, посвященных деградации мерзлоты на фоне климатических изменений и ожидаемым последствиям (Павлов, 1997; Osterkamp, Romanovsky, 1999; Романовский, 2006; Васильев и др., 2008; Oberman, 2008; Romanovsky et al., 2010; Smith et al., 2010; Streletskiy et al., 2015; Васильчук А.К., Васильчук Ю.К., 2015а,б; Каверин и др., 2017; Voike et al., 2018; Biskaborn et al., 2019). Можно констатировать, что проблема деградации мерзлоты в связи с потеплением климата стала приоритетной.

К настоящему времени еще не сформировалось единого мнения о том, что считать деградацией мерзлоты. Для оценок содержания и эмиссии метана в мерзлых и протаивающих породах целесообразно принять, что под деградацией мерзлоты понимается необратимый процесс понижения ее кровли (постоянного возрастания глубины сезонного протаивания), которое начинается при переходе среднегодовой температуры пород от отрицательных к положительным значениям в любой части разреза (Burn, 2004). В нашем случае это возрастание мощности сезонно-талого слоя.

Наблюдения за изменением температуры пород в сезонно-талом слое проводятся на участках Болванский, Кумжа и Марре-Сале. На рисунке 3.13 приведено изменение среднегодовой температуры пород на глубине 0,5 м во времени.

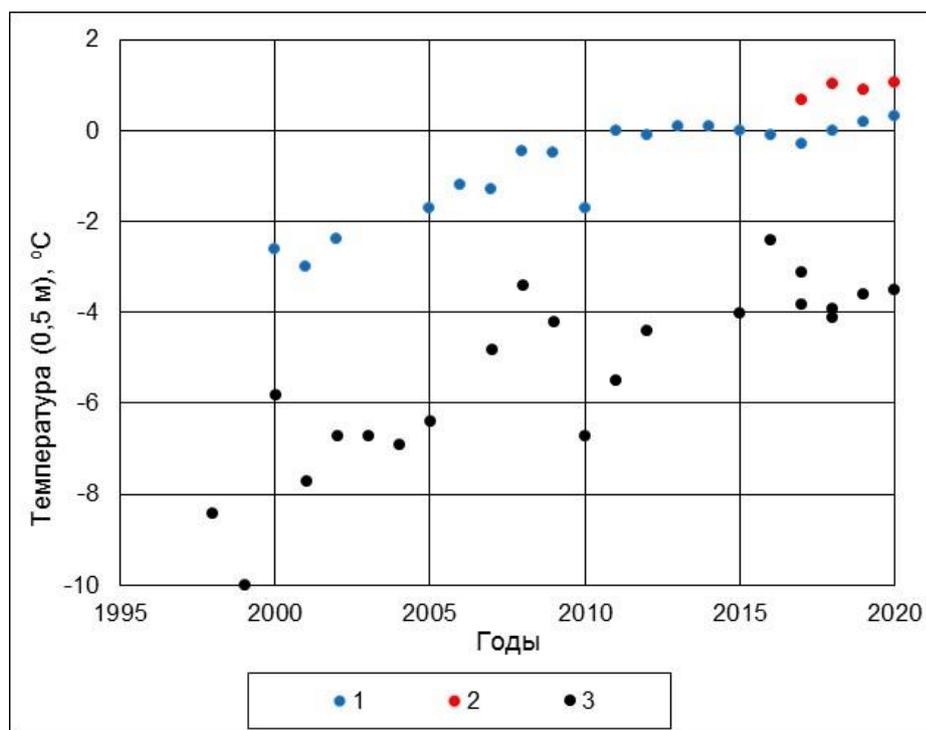


Рисунок 3.13 – Изменение среднегодовой температуры пород на глубине 0,5 м во времени. В легенде: 1-Болванский, 2- Кумжа, 3-Марре-Сале

Как видно из рисунка, начиная примерно с 2017 г., среднегодовые температуры пород на глубине 0,5 м на участках Болванский и Кумжа перешли в область положительных значений, следовательно, здесь можно говорить о развивающейся деградации ММП. В Марре-Сале температура пород остается значительно ниже температуры фазовых переходов, и тенденции приближения ее к температуре оттаивания в ближайшие годы не прослеживается.

Анализируя среднегодовые температуры ММП, температуры пород в СТС и физическое состояние мерзлых пород, криолитозону типичной тундры с низкотемпературными породами, по мнению А.А. Васильева с соавторами (Васильев и др., 2019б), можно считать устойчивой, а криолитозону южной тундры – на пороге деградации, так как там наблюдается повышение среднегодовых температур мерзлоты, а на некоторых ландшафтах даже их переход в положительные значения в верхней части разреза.

В южной тундре среднегодовые температуры мерзлоты остаются отрицательными, но среднегодовые температуры пород в сезонно-талом слое стали положительными. Начал протаивать переходный слой, соответственно, мерзлота

перешла в переходное, нестабильное состояние. В связи с этим, мерзлота в ландшафтах с высокими кустарниками в ближайшее время начинает активно деградировать (Васильев и др., 2020).

3.2.4. Сезонное протаивание

Породы сезонно-талого слоя представляют собой среду, являющуюся местообитанием метанопродуцирующих бактерий. В результате их жизнедеятельности вырабатывается метан, который эмитируется в атмосферу и таким образом вовлекается в оборот (цикл) углерода. Сезонно-талый слой и, как будет показано далее, переходный слой играют важнейшую роль в обороте углерода, являясь серьезным источником метана. Поэтому возрастание глубины протаивания, повышение температуры пород в сезонно-талом слое и режим влажности в СТС имеют особое значение при исследованиях содержания метана в протаивающих породах. Продуцирование метана начинается одновременно с сезонным протаиванием верхнего горизонта пород (см. рисунок 1.1), в зависимости от дат и скорости сезонного повышения температуры воздуха сезонное протаивание, а значит и продуцирование метана, начинается в разные сроки. На рисунке 3.14 приведены результаты наблюдений за началом протаивания на ландшафте полигональной переувлажненной тундры в районе Марре-Сале с 2016 по 2022 гг.

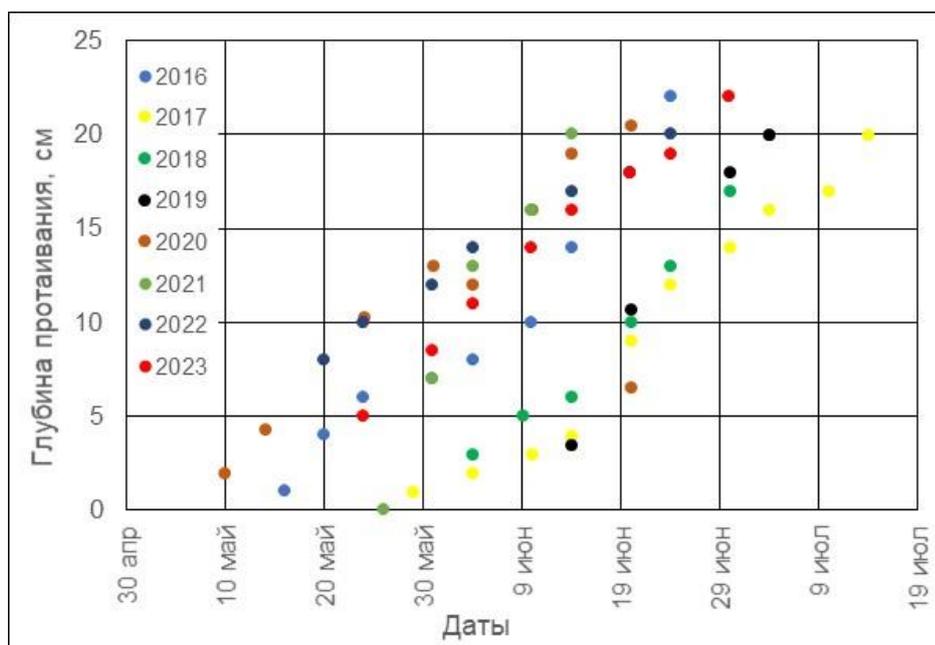


Рисунок 3.14 – Начало протаивания на полигональной переувлажненной тундре, район Марре-Сале (Васильев и др., 2023 с дополнениями автора)

Как видно из рисунка, начало сезона протаивания пород и, следовательно, продуцирования метана может сдвигаться примерно на 20 дней в зависимости от характера наступления весны.

Наблюдения за глубиной сезонного протаивания выполняются на всех исследуемых участках, при этом на участках Болванский, Кумжа и Марре-Сале глубина СТС измеряется на стационарных площадках, заложенных в доминантных ландшафтах соответствующей биоклиматической подзоны и площадках CALM по единому протоколу (Brown et al., 2000).

На всех исследуемых участках в устье реки Печора отмечается постепенное увеличение мощности сезонно-талого слоя (Васильев и др., 2020). Глубина сезонного оттаивания на мысе Болванский изменяется от 0,5-0,7 м на торфяниках до 1,2-1,6 м на тундровых хорошо дренированных вершинах холмов, сложенных минеральными породами. В логах с густыми ивняками или у подножия склонов кровля ММП залегает на глубинах 3-10 м, а под мелкими озерами, на пляже и мелководных участках Печорской и Болванской губы кровля ММП опущена до глубины 10-20 м (Малкова, 2010).

В целом, на участках в устье реки Печора наблюдается многолетний положительный тренд к увеличению глубины сезонного оттаивания (рисунок 3.15).

Среднемноголетний тренд на площадке CALM Болванский (R24) составляет 0,3 см/год. На площадке CALM острове Кашин (R24A) ряд наблюдений короче, при этом здесь фиксируется более высокий тренд к оттаиванию пород (3,7 см/год) (Малкова и др., 2022).

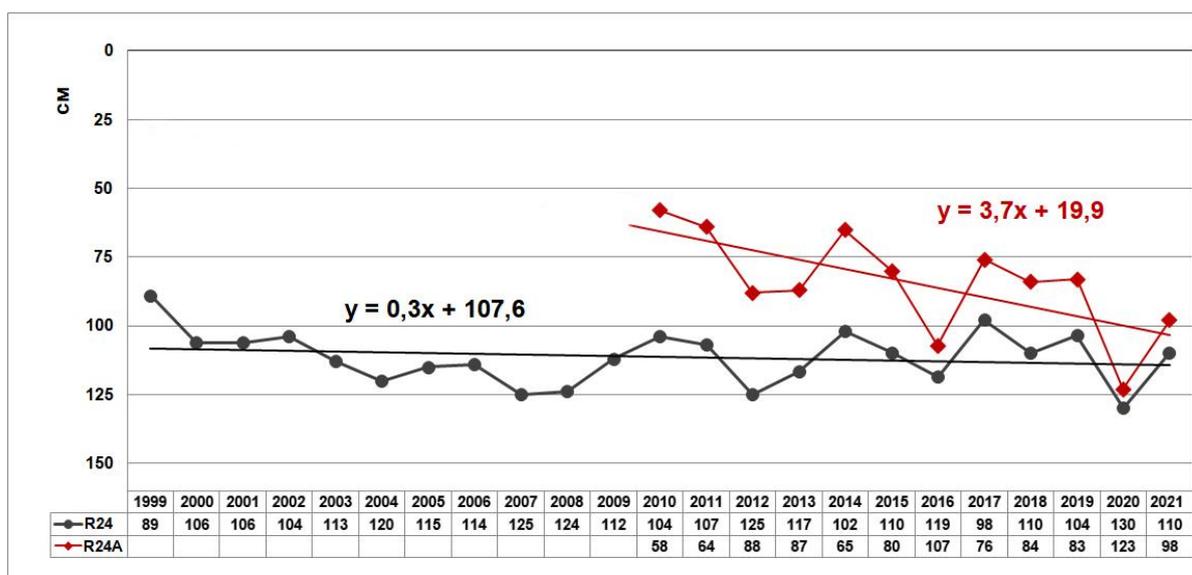


Рисунок 3.15 – Средняя глубина оттаивания многолетнемерзлых пород на площадках CALM: Болванский (R24) и Кашин (R24A) (Малкова и др., 2022)

В районе стационара Марре-Сале глубина сезонного оттаивания в зависимости от типа ландшафтов составляет 0,4-2,2 м (Волкова и др., 2021). Измерение глубины сезонно-талого слоя проводится на мониторинговой площадке CALM площадью 1 км² в 121 точке, а также на 16 стационарных площадках возле термометрических скважин. Процесс сезонного оттаивания пород длится с июня по конец сентября, когда СТС достигает максимальной мощности. Мониторинг СТС (рисунок 3.16) показал, что наблюдается увеличение глубины сезонного оттаивания (Васильев и др., 2020).

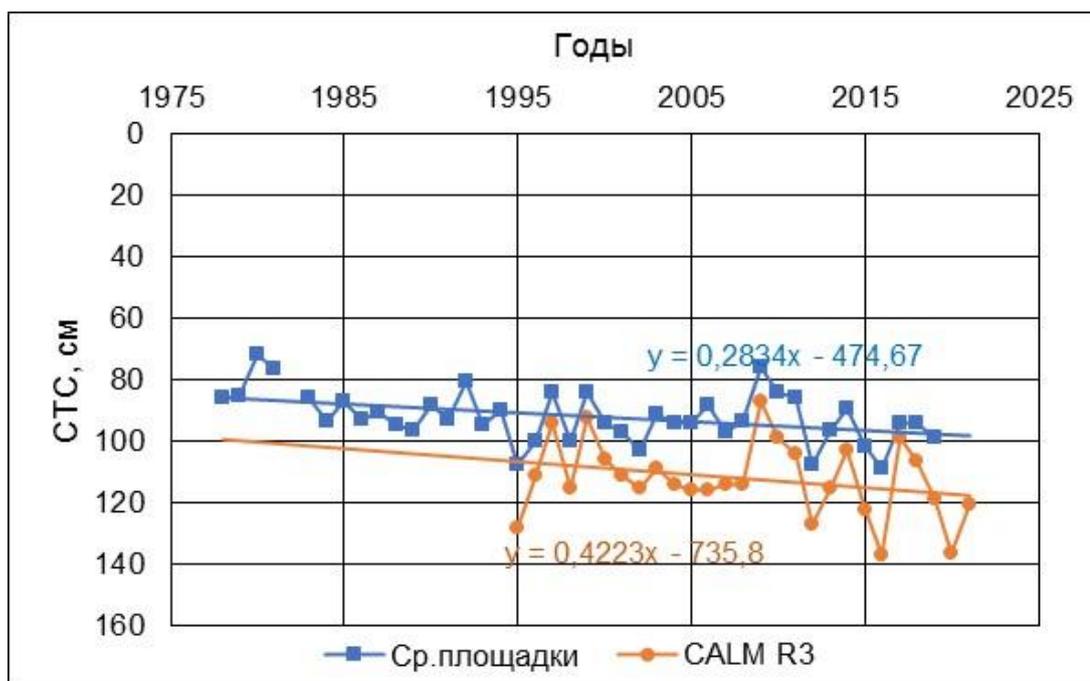


Рисунок 3.16 – Средняя глубина сезонного оттаивания пород по площадкам возле скважин и площадке CALM R3 в районе Марре-Сале

Сезонное оттаивание пород в районе поселка Тазовский распространено повсеместно и длится оно с середины июня до середины сентября. Глубина СТС на территории в основном изменяется от 0,5 до 1,3 м. Минимальная глубина сезонного оттаивания (0,5-0,6 м) отмечается на плоских торфяниках, на крупных торфяных буграх пучения СТС возрастает до 0,7-0,8 м. Максимальные глубины сезонно-талого слоя фиксируются в пятнах-медальонах и на сильно расчлененных прибрежных участках озерно-аллювиальных террас (Геокриология СССР..., 1989). По наблюдениям на площадках мониторинга Пур-Тазовского междуречья, располагающихся в пределах полигональных торфяников, глубина СТС для них в среднем составляет 0,4 м. С 2016 года наблюдалось небольшое изменение глубины СТС (как увеличение, так и уменьшение мощности СТС) в разные годы (рисунок 3.17), в зависимости от продолжительности и интенсивности теплого периода (Королева и др., 2019).

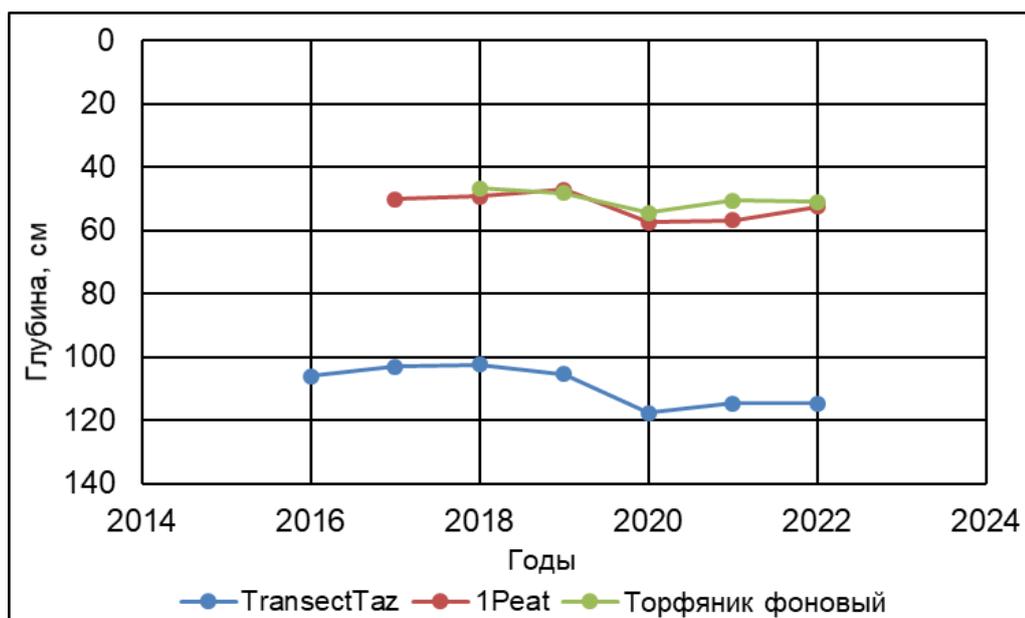


Рисунок 3.17 – Средняя глубина сезонного оттаивания пород в районе п. Тазовский

В целом, судя по рисунку 3.17, приращение глубины СТС в районе п. Тазовского незначительно, выраженного увеличения мощности активного слоя в районе не наблюдается.

Таким образом, длительные наблюдения за глубиной протаивания на стационарных площадках и площадках CALM показали, что в целом для Западной Арктики характерно возрастание глубины сезонного протаивания. При этом в некоторых типах ландшафтов возрастание глубины протаивания или очень слабое, или его не наблюдается вовсе.

4. МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ МЕТАНА В МЕРЗЛЫХ И ПРОТАИВАЮЩИХ ПОРОДАХ

В работе использовались полевые и лабораторные методы исследования отложений для получения полной характеристики пород, включая содержание метана. В полевые исследования входят: описание шурфов, обнажений, скважин, изучение температурного режима пород и ландшафтной структуры территорий, отбор образцов на различные виды анализов, в том числе проб на газовый состав, а также полевое определение влажности пород. К лабораторным методам исследования относятся: определение гранулометрического состава отложений, газового состава, содержания органического углерода в породах, определение изотопного состава газов, а также радиоуглеродное датирование образцов.

4.1. Полевые методы

Полевые работы проводились во всех трех районах исследования. На геокриологическом стационаре Марре-Сале изучение содержания метана проводилось с 2012 по 2022 гг., в районе устья реки Печора исследования велись в 2020-2022 гг., а вблизи поселка Тазовский – в 2021 году.

Предварительные исследования содержания метана в мерзлых породах в разных регионах показали, что содержание метана характеризуется исключительно высокой пространственной изменчивостью (Ривкина и др., 2006; Стрелецкая и др., 2018; Abramov et al., 2021), поэтому при постановке работ было принято решение обеспечить массовый отбор проб в объемах, достаточных для статистической обработки и получения статистически достоверных результатов.

В полевых условиях отбирались образцы на все виды лабораторных анализов, в том числе и пробы на определение газовой составляющей методом «Headspace» (Kampbell et al., 1989). Данный метод удобен для использования в экспедициях, так как не требует сложного, большого и дорогостоящего оборудования, а также подходит для исследования любых пород в небольшом количестве, что удобно при работе с мерзлыми образцами, особенно из скважин.

В связи с высокой изменчивостью содержания метана в мерзлых породах встал вопрос о репрезентативности отбираемых образцов. В статье И.Д. Стрелецкой с соавторами (Стрелецкая и др., 2018) приведены результаты сравнения содержания метана по образцам объемом около 300-500 см³ с их последующей дегазацией на установке СУОК-ДГ, с применением ультразвукового разрушения мерзлых образцов и последующим распылением водной суспензии, содержащей газы, до микронного уровня с одновременным созданием высокого разрежения в зоне распыления. «Этот метод обеспечивает извлечение окклюдированного газа, включая и «свободный» газ, и равномерную по эффективности дегазацию всех компонентов природных газов, как из воды, так и из мерзлых осадков, и дает возможность избежать избирательного эффекта преимущественного извлечения легких газов с высокими коэффициентами диффузии по отношению к тяжелым газам» (цитируется по Стрелецкая и др., 2018, с.70). Параллельно отбирались образцы объемом около 30 см³ для определения содержания метана методом «Headspace». Сравнение полученных результатов показало вполне удовлетворительную сходимость.

Исследование М.Ю. Чербуниной с коллегами (Чербунина и др., 2018), посвященное сравнению двух наиболее часто используемых полевых способов дегазации мерзлых пород (метода «headspace» и модифицированного метода Савельева или «метода большого образца»), показало, что полученные двумя разными методами значения концентраций метана в мерзлых породах хорошо коррелируют между собой, поэтому можно считать метод «headspace» достоверным. Наименьшие расхождения результатов наблюдались при небольших концентрациях метана (меньше 100 мкл/кг) в образцах, при больших концентрациях газа в образцах фиксировались наибольшие различия в результатах, что связано с неоднородностью содержания метана в толще отложений, в зависимости от особенностей накопления и миграции метана при промерзании. Авторы (Чербунина и др., 2018) считают метод «большого образца» более информативным из-за большего объема анализируемой породы, но в данной работе собрано статистически достоверное количество образцов из каждого типа

отложений, что позволяет даже методом «headspace» получить репрезентативные осредненные значения содержания метана для массивов пород во всех районах исследования.

Параллельно с отбором проб на определение газового состава производился отбор стандартных (примерно 50 см³) образцов породы в металлические бюксы для определения естественной влажности грунта методом высушивания при температуре 103 °С. Для торфяных образцов температура высушивания принималась 65 °С.

Из всех минеральных отложений, где отбирались образцы на определение содержания метана, параллельно отбирались пробы на определение общего содержания органического углерода в небольшие герметичные zip-lock пакеты.

Пробы на определение основных физико-химических свойств (гранулометрический состав, состав водорастворимых солей) минеральных отложений также помещались в герметичные zip-lock пакеты, которые затем направлялись в лаборатории ФГБУ ВНИИОкеангеология в г. Санкт-Петербург.

В устье реки Печоры и в районе поселка Тазовского был произведен отбор образцов торфа для определения возраста отложений. Пробы торфа массой не менее 250 грамм были изъяты из мерзлых пород, не имеющих признаков оттаивания или перемещения, в большие стерильные zip-lock пакеты. Все пробы были транспортированы в лабораторию радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии Института географии РАН для дальнейшего анализа.

Во время полевых работ на всех участках для определения содержания газовой компоненты в мерзлых и талых отложениях производилась дегазация образцов методом “HeadSpace”. Отбор проб производился примерно через каждые 10 см по глубине в шурфах, через 10-50 см (в зависимости от смены геологических слоев) в береговых обнажениях и скважинах. Образцы породы или льда вырезались ножом до размера примерно 50 см³, затем взвешивались и помещались в пластиковые шприцы объемом 150 мл (рисунок 4.1). После этого туда закачивался высококонцентрированный солевой раствор NaCl и воздух известного объема (около 50 см³). После полного естественного оттаивания образца шприц

взвешивался, записывались значения верхней и нижней границ газовой и твердой фазы, затем выделившийся из образца газ перекачивался иглой из шприца в герметичные стеклянные флаконы объемом 10 мл с резиновой пробкой, предварительно заполненные концентрированным солевым раствором. В итоге, для предотвращения выхода газа на дне пробирки оставался небольшой слой солевого раствора, который выполнял роль водяного затвора, сами флаконы с перекаченным воздухом переворачивались и в таком виде транспортировались в лаборатории для дальнейшего анализа.

Некоторые образцы с высоким содержанием метана в дальнейшем были направлены на определение изотопного состава газа ($\delta^{13}\text{C}_{\text{H}_4}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$, $D(\text{C}_{\text{H}_4})$).



Рисунок 4.1 – Отбор образцов методом “Headspace” из береговой зачистки полигонального торфяника на острове Кашин

На геокриологическом стационаре Марре-Сале исследования газового состава начались в 2012 году. За 11 лет было описано, изучено и опробовано 53 шурфа (534 пробы газа), 11 скважин, 40 зачисток береговых обнажений (530 проб газа). В них было отобрано 1108 проб на общий газовый состав и влажность, на изотопный состав газов было взято 35 проб из талых пород и 86 из мерзлых пород

и льдов, 212 образцов отобрано на гранулометрический состав, 430 проб на определение $C_{орг}$. Участки исследований были расположены в пределах третьей морской террасы, морской лайды и пляжа, а также низкой, средней и высокой поймы реки Марре-Яха.

В районе устья реки Печоры работы велись в 2020-2022 гг. За время работ было изучено и опробовано 10 шурфов и 3 зачистки берегового обнажения, в которых было взято 105 образцов на газовый состав и влажность, 38 проб на определение $C_{орг}$, 5 образцов на гранулометрический состав, 7 проб на определение возраста отложений. Изученные участки находились в пределах останца 1 аллювиальной террасы (Кумжа), на первой морской и аллювиально-морской террасе (остров Кашин) и на эродированной IV морской террасе (мыс Болванский).

В районе поселка Тазовский работы проводились в 2021 году в апреле, июле и сентябре. За это время было описано и опробовано 3 скважины, 17 шурфов и 1 береговое обнажение на берегу озера. Всего было отобрано 154 образца на газовый состав и влажность, 25 проб на изотопный состав газов, 9 образцов на гранулометрический состав, а также 11 образцов были отобраны на определение возраста отложений. Участки, где производился отбор проб, относятся к первой и второй аллювиальной террасе, а также к IV озерно-аллювиальной террасе.

Всего было отобрано и проанализировано 1388 проб на газовый состав, в том числе на определение содержания метана, из них 520 образцов было взято из талых и охлажденных пород, 639 – из мерзлых, 233 пробы отобраны из льда. В районе Марре-Сале из мерзлых пород отобрано 480 проб газа, из талых и охлажденных 395 образцов, а из разных видов льдов 233 пробы. В устье реки Печора было взято 70 проб газа из талых отложений и 35 – из мерзлых. В районе поселка Тазовский отобрано 55 образцов из талых пород, 99 – из мерзлых отложений. Все пробы имеют геологическую привязку.

Для изучения содержания метана в обнажениях многолетнемерзлых пород и подземных льдов производился отбор проб разного вещественного состава, генезиса и возраста. Описание пород и извлечение образцов происходило в ходе колонкового кернового бурения скважин и работ на береговых обнажениях

(рисунок 4.2). Из мерзлых стенок береговых обрывов, предварительно зачищенных не менее чем на 0,5 м, вырубались образцы, затем вырезались ножом до необходимого размера. В процессе колонкового бурения ручным буром, мотобуром или буровой установкой (УКБ-12/25) пробы нужного размера вырезались ножом, очищаясь от шлама.

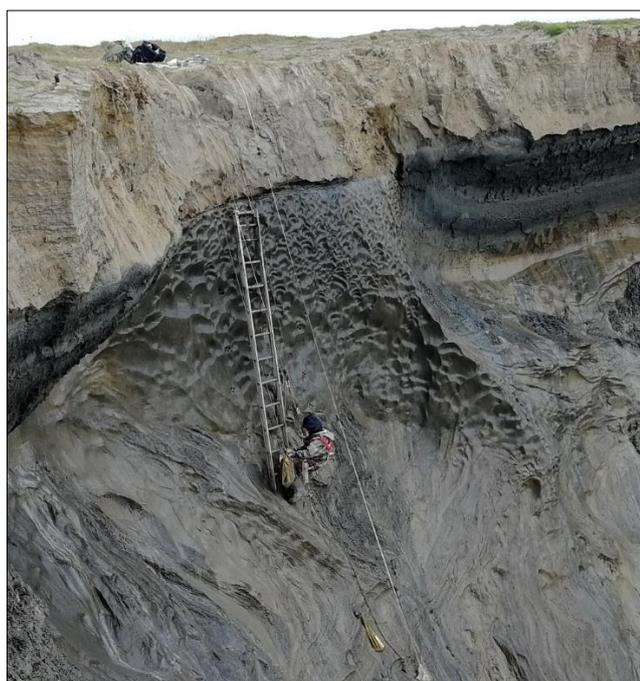


Рисунок 4.2 – Отбор проб из ПЖЛ в береговом обнажении в районе стационара Марре-Сале (Западный Ямал)

Исследования метана в отложениях сезонно-талого слоя и переходной зоны многолетнемерзлых пород осуществлялось путем проходки шурфов на всю глубину сезонно-талого слоя с заглублением в мерзлоту во всех доминантных ландшафтах исследуемых участков.

Наибольшее количество шурфов (53 шт.) пройдено и опробовано в районе стационара Марре-Сале, где были изучены 14 доминантных ландшафтов. В устье реки Печора исследованы шурфы в 5 типичных ландшафтах. В районе поселка Тазовский шурфы были сделаны в 5 ландшафтах, относящихся к полигональным торфяникам с различной степенью увлажнения и расположенных на разных геоморфологических уровнях.

4.2. Лабораторные методы

Газовый состав проб анализировался с помощью газовых хроматографов с пламенно-ионизационным детектором в лаборатории Института физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН (г. Пущино) на приборе ХПМ.4 (Россия) – 424 образца, в ФГБУ ВНИИОкеангеология (г. Санкт-Петербург) на приборе SHIMADZU GC 2014 (производство Япония) – 832 образца, а также в лаборатории Института микробиологии им. С.Н. Виноградского (г. Москва) на приборе “Кристалл-2000-М” (Россия) – 132 образца.

В 27 пробах газа с высоким содержанием метана (более 0,5%) определены значения изотопов $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (г. Москва) на изотопном масс-спектрометре (в конфигурации GC-C-IRMS). В 45 пробах газа определены значения изотопов $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ и $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ с помощью газового хроматографа “Thermo Fisher Scientific” (США) и масс-спектрометра Delta Plus, “Thermo Electron Corporation” (Германия) с использованием стандарта, калиброванного по VPDB в Институте микробиологии РАН им. С.Н. Виноградского (г. Москва). Для 12 образцов были получены значения изотопов водорода в метане D (CH_4) в ISOLAB B.V. (Нидерланды).

Определение гранулометрического состава и состава водорастворимых солей проводилось в сертифицированной лаборатории ФГБУ ВНИИОкеангеология в г. Санкт-Петербург. Содержание органического углерода ($\text{C}_{\text{орг}}$) определялось там же методом «мокрого сжигания» с помощью анализатора общего органического углерода Shimadzu TOC-VCSH (Япония).

Радиоуглеродное датирование образцов выполнялось методом сцинтилляционного анализа в лаборатории радиоуглеродного датирования и электронной микроскопии Института географии РАН (г. Москва) с помощью сцинтилляционного спектрометра-радиометра Quantulus.

Данные по содержанию CH_4 в породах и льдах были проанализированы с помощью стандартных статистических методов. Вся база данных была разделена сначала на районы исследований, затем были сделаны сортировки по возрасту

отложений, генезису, вещественному составу, криогенному состоянию (мерзлый, талый) и ландшафтным условиям. Далее выполнялись расчеты средних, минимальных, максимальных значений и стандартных отклонений в выборках.

Одними из наиболее наглядных графических материалов, использованных в данной работе, являются “бокс-плот”-диаграммы. Нижняя и верхняя грани прямоугольника (“ящика”) соответствуют первому и третьему квартилю выборки. Перекрестия в каждой ячейке показывают среднее содержание метана. Концы “усов” представляют собой края статистической выборки (нижний конец – разность первого квартиля и полутора межквартильных расстояний; верхний – сумма третьего квартиля и полутора межквартильных расстояний). Точками на диаграммах показаны численные значения содержания или потока метана.

Таким образом, комплексное использование полевых, лабораторных и камеральных методов позволило получить исходные данные, достаточные для анализа содержания метана в многолетнемерзлых и протаивающих породах Западной Арктики.

5. МЕТАН В МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ И ПРОТАИВАЮЩИХ ПОРОДАХ И ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДАХ

При постановке исследований содержания метана в многолетнемерзлых породах Западной Арктики в качестве рабочей гипотезы было высказано предположение, что содержание метана в породах в какой-то мере отражает условия формирования и промерзания отложений разного возраста и генезиса. Само по себе это предположение выглядит почти очевидным, но публикаций на этот счет чрезвычайно мало, и сама эта идея почти не имеет фактических подтверждений. Во многих публикациях отмечается возраст и генезис отложений (см., например, Jongejans et al, 2021), но геологических корреляций по возрасту и генезису отложений с содержанием метана не приводится. Точная геологическая привязка содержания метана и микробиоты для мерзлых четверичных отложений Северо-Востока России приведена А. Абрамовым с соавторами (Abramov et al., 2021). Привязка газопроявлений в толще четверичных отложений севера Западной Сибири была опубликована В.А. Скоробогатовым с соавторами (Skorobogatov et al., 1998). В дальнейшем эта тематика развивалась под руководством В.С. Якушева (Якушев и др., 2003 и другие). Разрез с распределением содержания метана по глубине без выделения в разрезе геологических границ для территории Бованенковского ГКМ был приведен в (Chuvilin et al., 2020a).

Одной из удачных попыток связать содержание метана в многолетнемерзлых породах с стратиграфо-генетическими комплексами Западной Арктики является работа И.Д. Стрелецкой с соавторами (2018), в которой на ограниченном фактическом материале были получены значения содержания метана для основных стратиграфо-генетических комплексов побережья Карского моря.

Самые ранние и детальные исследования метана среди рассматриваемых в работе районов начались в 2012 году на геокриологическом стационаре Марре-Сале, расположенном на западном побережье полуострова Ямал вблизи одноименной метеостанции. В устье реки Печора изучение метана осуществлялось

в 2020-2022 гг. Вблизи поселка Тазовский отбор проб на газовый состав производился только в 2021 году.

В основу анализа положены материалы, полученные лично автором, также привлечены все доступные опубликованные и архивные данные Института криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН и других организаций. Районы, по которым есть данные по содержанию метана в многолетнемерзлых породах и подземных льдах Западной Арктики, приведены на рисунке 5.1.

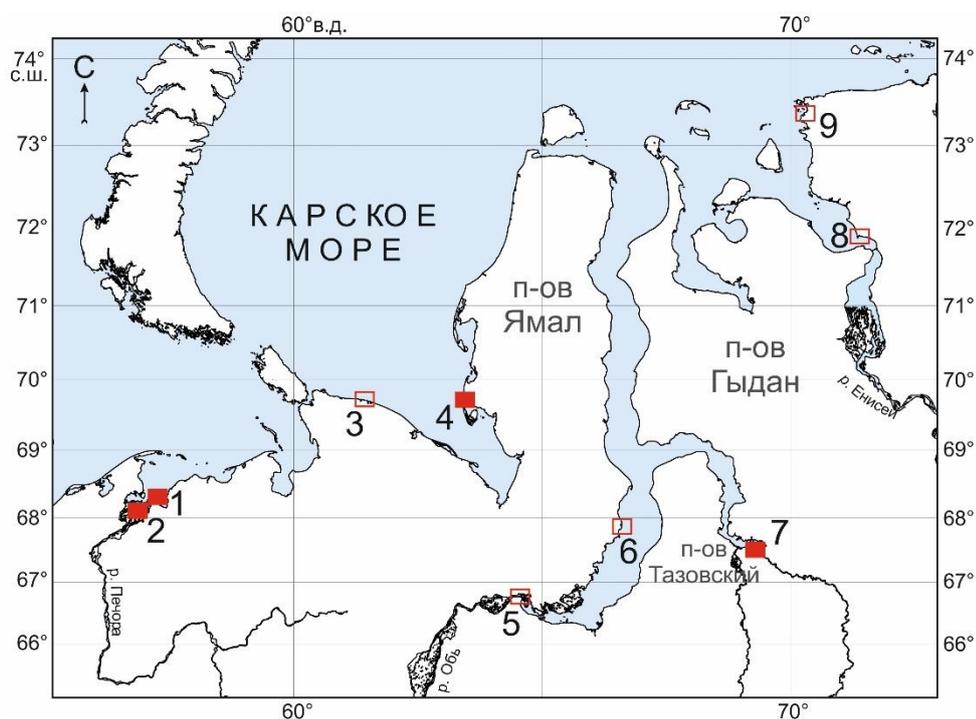


Рисунок 5.1 – Районы Западной Арктики, по которым есть данные по содержанию метана в многолетнемерзлых породах и подземных льдах. Номера участков: 1 – мыс Болванский и о. Кашин, 2 – Кумжа, 3 – мыс Шпиндлера, 4 – Марре-Сале, 5 – мыс Салемал, 6 – Новый Порт, 7 – Тазовский, 8 – Сопочная Карга, 9 – Медуза (Диксон). Залитые маркеры – участки собственных наблюдений

5.1. Метан в многолетнемерзлых и протаивающих породах и подземных льдах

Устье р. Печора

Все отложения в районе устья реки Печора, изученные в 2020-2022 гг., имеют голоценовый возраст. Торф, широко распространенный в верхней части

четвертичных разрезов на всех участках исследования, имеет озерно-болотное происхождение. Пески, вскрываемые на дренированной поверхности останца первой аллювиальной террасы на участке Кумжа, имеют аллювиальный генезис, на острове Кашин пески из обнажения с абсолютными отметками поверхности приблизительно 2 м имеют аллювиально-морское происхождение. В устье р. Печоры на всех трех исследованных участках отсутствуют естественные обнажения (за исключением небольшого берегового обнажения торфяника на острове Кашин), поэтому все отборы проб осуществлялись в шурфах слоя сезонного оттаивания с максимально возможным заглублением в мерзлоту. Поэтому все полученные данные по содержанию метана в этом регионе относятся к верхней толще ММП. На рисунке 5.2 показано содержание метана в разных по составу и генезису отложениях в талом и мерзлом состоянии. Наибольшие значения метана отмечаются в мерзлых торфах, меньше – в мерзлых аллювиально-морских песках, наименьшее количество метана характерно для талых аллювиальных песков и талого торфа.

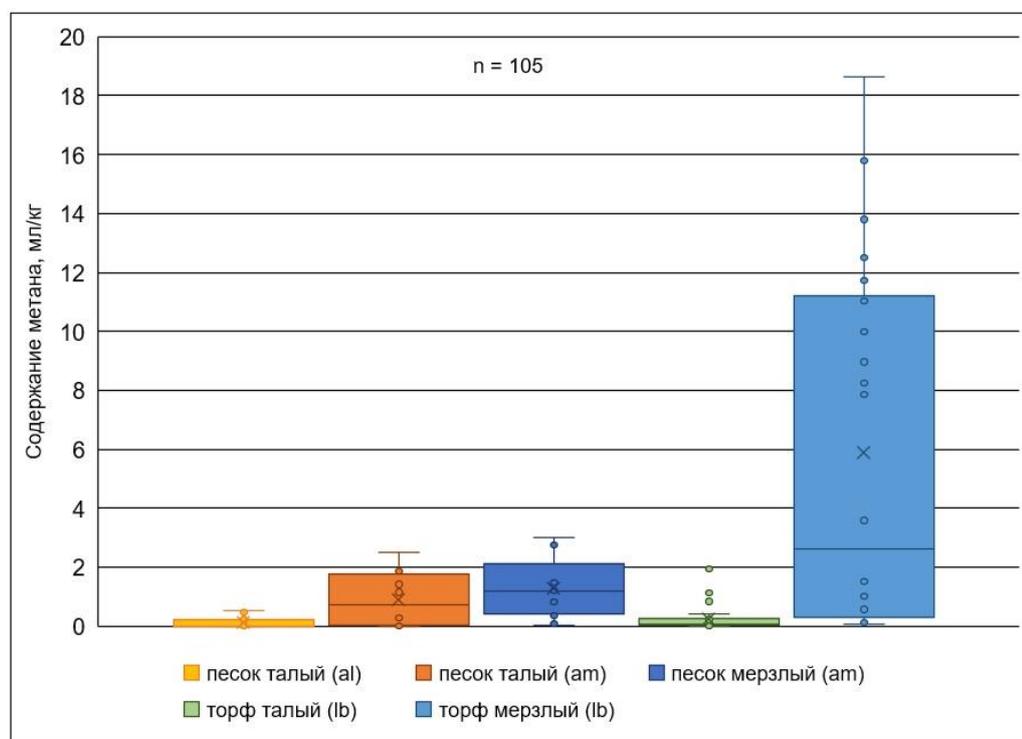


Рисунок 5.2 – Бокс-плоты содержания метана в разных литологических типах голоценовых отложений в устье реки Печора (в круглых скобках указан генезис породы, n – количество образцов)

Талый песок аллювиально-морского генезиса на о. Кашин отличается более высокими концентрациями метана по сравнению с талым аллювиальным песком в районе Кумжи, что связано с более высокой активностью метаногенных бактерий в условиях Коровинской губы под влиянием выноса р. Печоры. Повышение содержания метана в отложениях о. Кашин объясняется большим количеством доступного органического вещества в породах (область маргинального фильтра в зоне смешения пресных и морских вод) и более продолжительным временем нахождения в талом и охлажденном состоянии из-за большей засоленности отложений, что создает благоприятные условия для активного метаногенеза.

В дельте р. Печоры в мерзлых песках содержится на порядок меньше метана, чем в мерзлом торфе (рисунок 5.2). Богатые органическим веществом торфа являются отличной средой для продуцирования метана по сравнению с пористыми песками, в которых низкое содержание общего органического углерода. Корреляция между $C_{\text{орг}}$ и содержанием метана в породах была показана в публикации (Васильев и др., 2015). Однако, в дальнейшем было установлено, что связь между содержанием органического углерода и метаном имеет более сложный характер, большое значение имеет доступность растворимого углерода, как источника питания метано продуцирующих бактерий и наличие анаэробных условий.

Анализ полученных данных показал, что средние значения содержания метана в талых породах одного возраста и генезиса значительно меньше (0,3 мл/кг в талом песке, 0,2 мл/кг в талом торфе), чем в аналогичных мерзлых. В среднем, в мерзлых песках содержится 1,3 мл/кг метана, в мерзлых торфах – 5,9 мл/кг (рисунок 5.3).

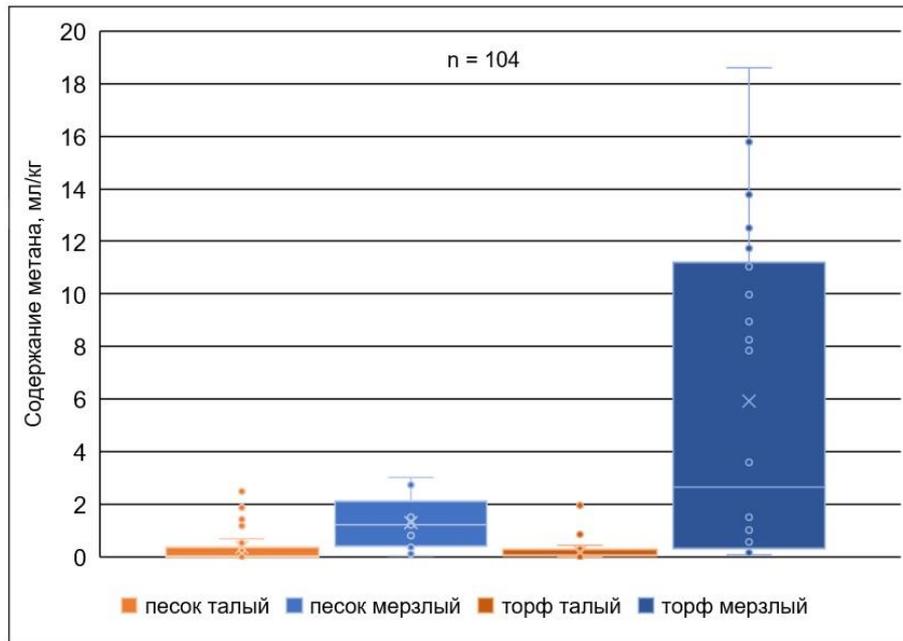


Рисунок 5.3 – Бокс-плоты содержания метана в различных талых и мерзлых голоценовых отложениях в устье р. Печора (n – общее количество образцов)

Распределение метана по глубине в разных отложениях изображено на рисунках 5.4 и 5.5. В торфах четко видно, что минимальное количество газа содержится в талых породах (не более 1,9 мл/кг), а максимальное – в мерзлых породах под сезонно-талым слоем, где концентрации метана достигают 18,6 мл/кг. Ниже залегает собственно многолетнемерзлый торф с относительно невысоким содержанием метана (до 0,5 мл/кг) (рисунок 5.4).

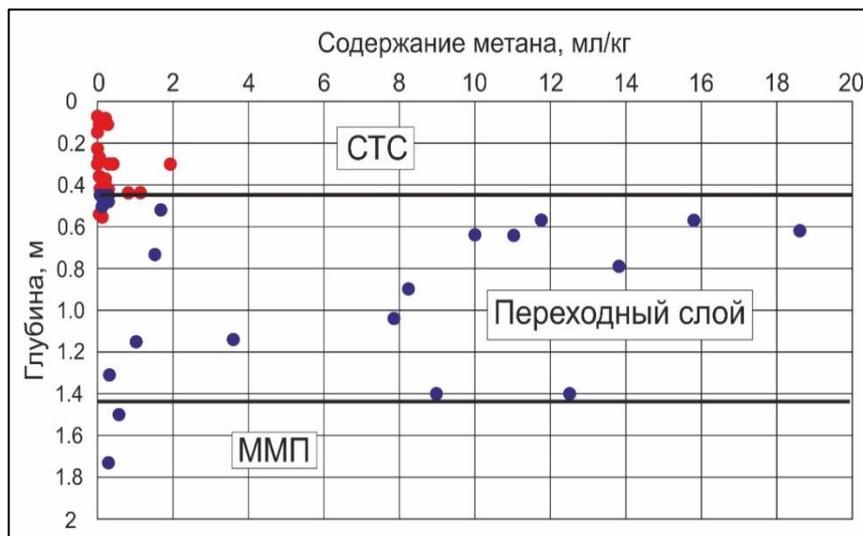


Рисунок 5.4 – Распределение содержания метана по глубине в разрезе голоценовых торфов в устье р. Печора

Есть все основания предполагать, что резкий максимум содержания метана на глубине 0,45 – 1,2 м связан с его накоплением в переходном слое.

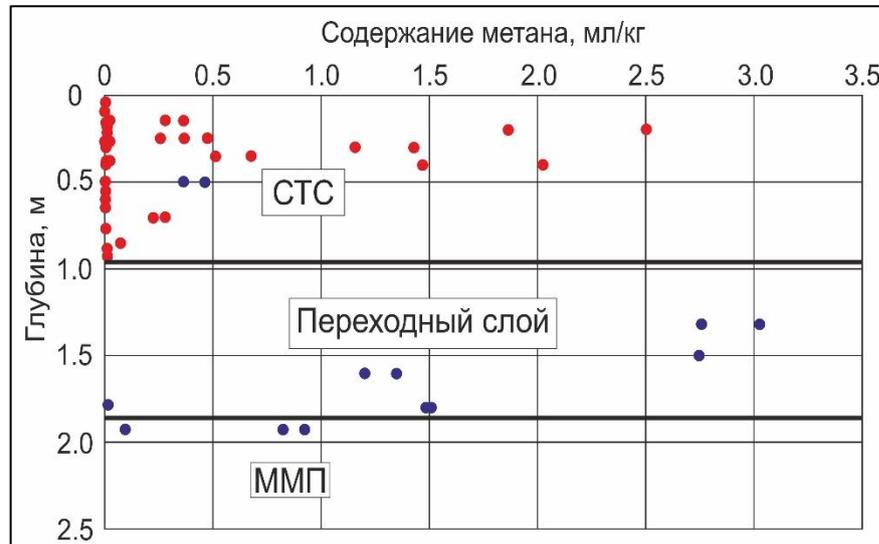


Рисунок 5.5 – Распределение содержания метана по глубине в разрезе голоценовых песков в устье р. Печора

Как и в случае с разрезом торфа, распределение содержания метана по глубине в разрезе голоценовых песков в устье р. Печоры тоже можно интерпретировать трехслойной моделью с выделением сезонно-талого слоя с относительно низким содержанием метана, переходного слоя с самыми высокими значениями содержания метана и собственно ММП, залегающими в основании разреза, вновь с очень низкими содержаниями метана.

Марре-Сале, Западный Ямал

Количество метана в многолетнемерзлых породах разного возраста и генезиса и в подземных льдах в районе стационара Марре-Сале изучено наиболее детально. Образцы отбирались из многих расчисток в береговом разрезе (рисунок 5.6).

Береговое обнажение длиной более 4,5 км, сложенное (снизу вверх) казанцевскими, каргинскими, сартанскими и голоценовыми дисперсными, в разной степени засоленными отложениями репрезентативно для исследования содержания

метана, поскольку в нем представлен практически весь комплекс четвертичных отложений Западной Арктики, за исключением салехардской свиты. В разрезе присутствуют два яруса полигонально-жильных льдов – голоценовый и сартанский (Каневский и др., 2005). Также в разрезе выделяются два типа пластовых льдов (Васильев, Рогов, 2001). Детальное изучение метана в этом разрезе позволило получить достоверные характеристики содержания метана в основных стратиграфо-генетических комплексах мерзлых четвертичных отложений Западной Арктики, а также детально охарактеризовать метан в подземных льдах разного возраста и генезиса.

На данной территории была получена максимальная выборка значений содержания метана из разнообразных отложений по сравнению с другими участками, на рисунке 5.6 приведено расположение расчисток (секций), в которых выполнено детальное изучение распределение метана.

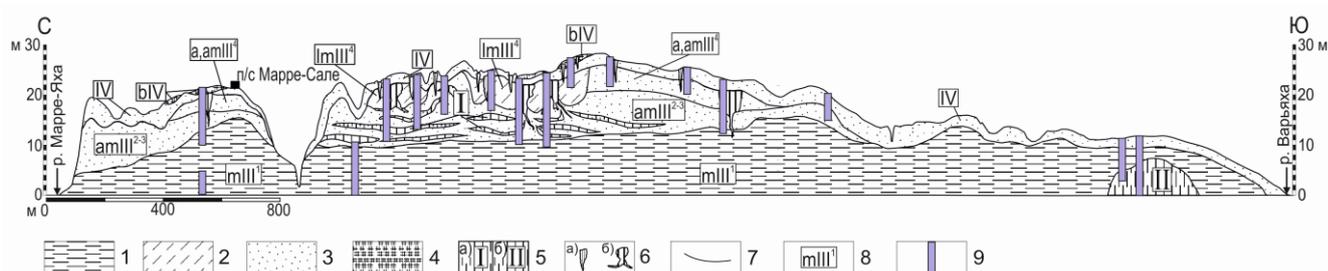


Рисунок 5.6 – Расположение секций (расчисток) изучения содержания метана в береговом обрыве Карского моря района Марре-Сале. 1 – глины, суглинки; 2 – супеси; 3 – пески; 4 – торф; 5 – пластовые льды: а) первого типа, б) второго типа; 6 – повторно-жильные льды: а) голоценовые (МИС 1), б) позднплейстоценовые (МИС 2); 7 – геологические границы; 8 – геолого-генетический индекс отложений; 9 – расчистки изучения содержания метана

В качестве примера на рисунке 5.7. приведены результаты изучения содержания метана в одной из расчисток в мерзлых породах берегового обрыва. Содержание метана приведено в ppmv – миллионных объемных долях. Как видно из рисунка, непосредственно под сезонно-талым слоем мерзлые пески с прослоями супесей аллювиального генезиса (МИС 1) имеют повышенное содержание метана, вниз по разрезу толщина прибрежно-морских каргинских супесей и суглинков

характеризуется низким содержанием метана в 10-200 ppmV (менее 0,1 мл/кг). В основании разреза залегают казанцевские (МИС 5) тяжелые суглинки морского генезиса с исключительно высоким содержанием метана – до 6000 ppmV (более 2,5 мл/кг). Приведенный разрез довольно типичен для береговых разрезов Карского моря. Столь резкий контраст в содержании метана в разных стратиграфо-генетических комплексах позволяет использовать содержание метана в мерзлых породах как дополнительный аргумент в геологическом и криолитологическом расчленении мерзлых четвертичных отложений Западной Арктики. Содержание метана даже в пределах одного горизонта в разрезах характеризуется исключительно высокой изменчивостью, поэтому этот показатель может использоваться как аргумент, но не безусловное доказательство.

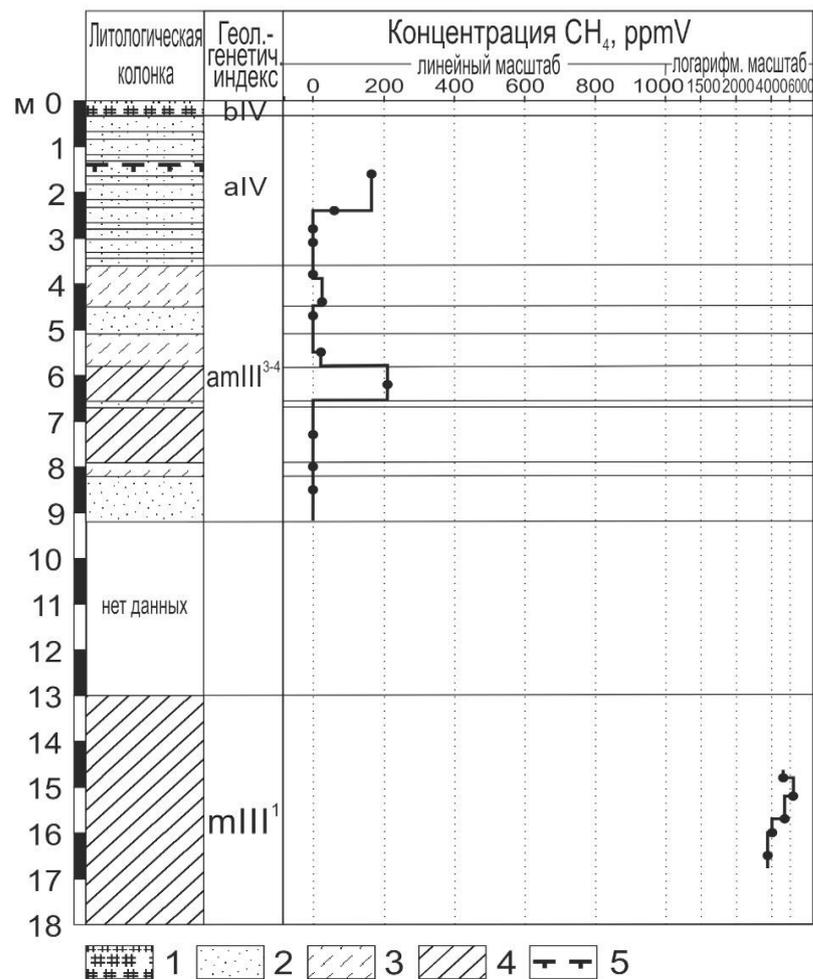


Рисунок 5.7 – Содержание метана в мерзлых разновозрастных отложениях в районе Марре-Сале. В легенде: 1 – торф, 2 – песок, 3 – супесь, 4 – суглинок, 5 – граница сезонного протаивания

Аналогичный разрез с таким же характерным распределением содержания метана по глубине был получен при бурении скважины на поверхности третьей морской террасы глубиной до 25,2 м.

Большой объем данных и хорошая статистическая обеспеченность данных позволяют провести оценки содержания метана для мерзлых пород всех стратиграфо-генетических комплексов, представленных в разрезе.

На бокс-плотах (рисунок 5.8) приведено содержание метана для каждого типа разновозрастных отложений. Максимальные концентрации отмечаются в голоценовом торфе (МИС 1), минимальные – в песках и супесях (МИС 1–3). Ранее схожие закономерности были отмечены и в устье р. Печоры. Большое количество CH_4 зафиксировано в глинах и суглинках (МИС 5), залегающих в основании разреза. Промежуточные значения метана отмечены в торфах (МИС 3). На диаграмме (рисунок 5.8) видно, что в некоторых колонках отмечается большой разброс значений (выбивающиеся из основной массы значений точки), это связано с неравномерным распределением CH_4 по разрезу. Полученные данные указывают на то, что с увеличением дисперсности минеральных отложений возрастает количество метана, содержащегося в них, как ранее уже отмечалось в публикации (Стрелецкая и др., 2018). Также большие значения отмечаются в торфах, в результате чего можно сделать вывод, что чем больше свободное поровое пространство в отложениях как, например, в песке, тем меньше там задерживается метана и концентрации газа становятся ниже. Большое значение имеет и количество общего органического углерода в осадках. Морские глины и суглинки содержали больше органического вещества в доступной форме и находились в более благоприятных условиях для жизнедеятельности метаногенных бактерий, чем континентальные пески и супеси.

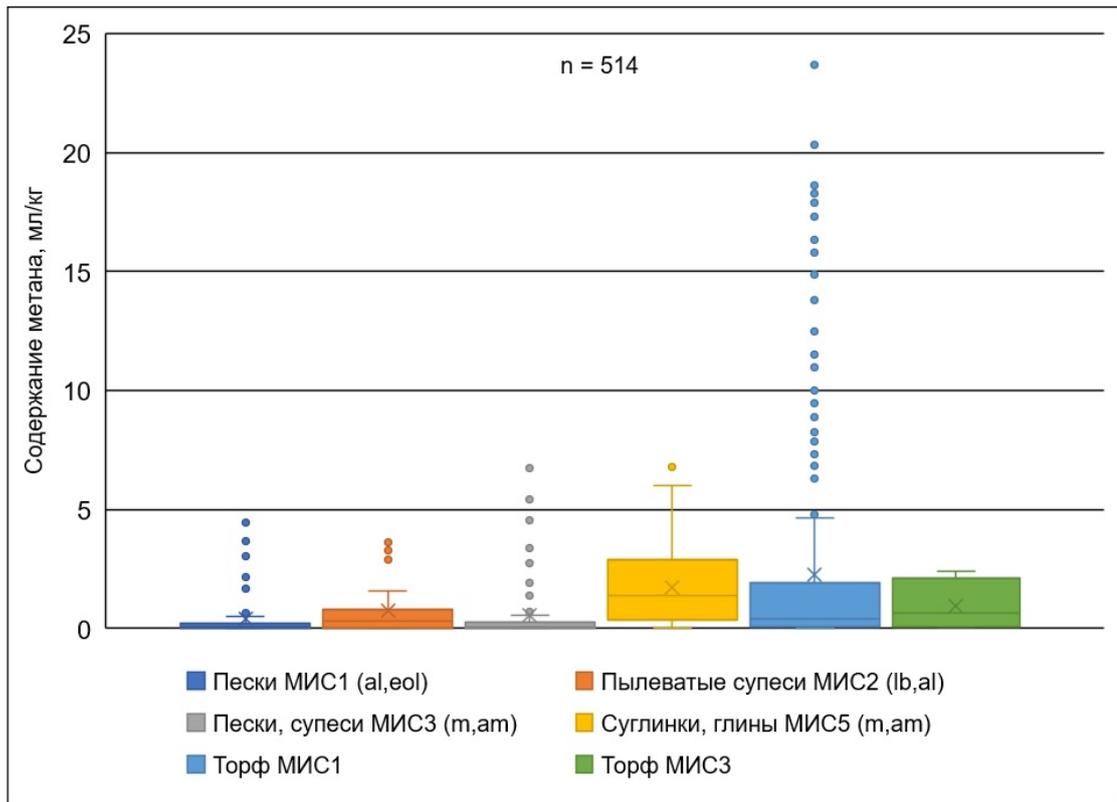


Рисунок 5.8 – Бокс-плоты содержания метана в основных стратиграфо-генетических комплексах мерзлых отложений в районе Марре-Сале (n – общее количество образцов)

Аналогичные закономерности прослеживаются и при рассмотрении средних значений содержания метана в разновозрастных отложениях. Максимальные средние концентрации, как и на бокс-плотах, отмечаются в голоценовом торфе (2,3 мл/кг), меньше средние показатели метана в суглинках и глинах казанцевского возраста (1,7 мл/кг), а также в торфах (МИС 3) (0,9 мл/кг). В остальных породах среднее содержание метана ниже, с наименьшими значениями (0,4 мл/кг) в голоценовых песках (МИС 1). На рисунке 5.9 показаны обобщенные значения содержания метана в отложениях разного возраста.

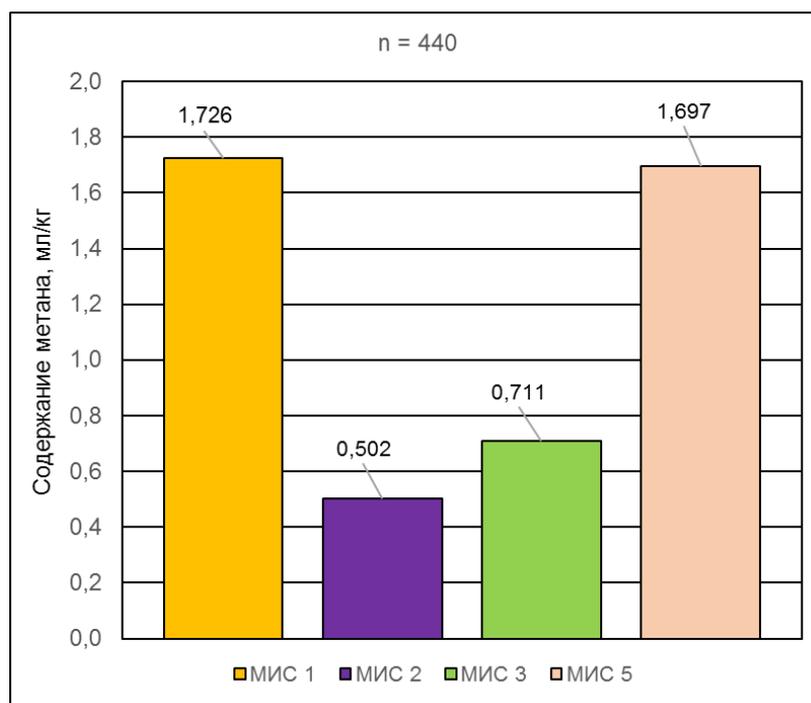


Рисунок 5.9 – Осредненные значения содержания метана в мерзлых отложениях разного возраста в районе Марре-Сале (n – общее количество образцов)

Помимо основного разреза третьей морской террасы, в котором представлены (сверху вниз) голоценовые (МИС 1), сартанские (МИС 2), каргинские (МИС 3) и казанцевские (МИС 5) отложения, и поймы р. Марре-Яха, был изучен и опробован разрез современных прибрежно-морских отложений морской лайды на участке в 11 км к югу от реки Марра-Яха в районе Марре-Сальских кошек. Будучи студенткой, автор принимал непосредственное участие только в работах 2015-2016 гг., поэтому описание разреза и данные опробования за 2013-2016 гг. приведены по статье А.А. Васильева с соавторами (Васильев и др., 2017).

В геологическом отношении разрез голоценовых морских отложений с поверхности до глубины 1,0 м сложен мелкозернистым песком и супесью с прослойками аллохтонного торфа. С глубины около 1,0 м залегают не полностью консолидированные супесчано-суглинистые отложения с включением органического детрита. С глубиной консолидация пород повышается.

Отложения полностью водонасыщены. Влажность (льдиность) пород составляет 30-45 %. Породы засолены, содержание воднорастворимых солей в поверхностных песках составляет 0,5-1,1 %, в суглинках – 0,9 ÷ 1,5 %.

Глубина сезонного оттаивания от года к году составляет 1,5-1,8 м. Разрез ниже слоя сезонного протаивания представлен чередованием твердомерзлых горизонтов мощностью 0,02-0,2 м, содержащих тонкие линзы и отдельные гнезда льда, и отрицательно температурных пластично-мерзлых слоев мощностью 0,2-0,5 м без видимых ледяных включений. Такие особенности физического состояния пород характерны для новообразования мерзлоты на морских лайдах Ямала (Григорьев, 1987).

Опробование разреза на метан проводилось в 2013-2016 гг. Распределение содержания метана по глубине приведено на рисунке 5.10.

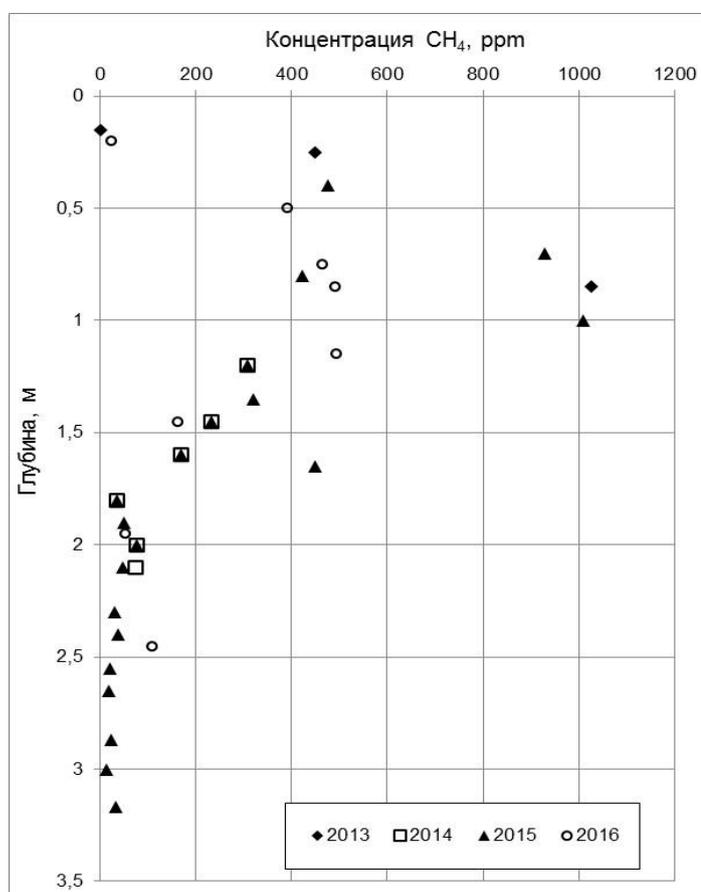


Рисунок 5.10 – Распределение концентраций метана по глубине на морской лайде в районе Марре-Сальских кошек (Васильев и др., 2017)

Как видно из рисунка, в распределении метана по глубине можно выделить три зоны, отличающихся по характеру и величинам содержания метана. С поверхности до глубины 0,3...0,4 м (это как раз высота поверхности над урезом моря) явно прослеживается зона метанового обмена с атмосферой, содержание

метана здесь повышается с глубиной. Далее, до глубины 1,3–1,7 м залегает зона активного метаногенеза с концентрациями метана до 500...1000 ppmv (0,4...0,65 мл/кг), примерно совпадающая с глубиной сезонного протаивания. Ниже глубины 1,3–1,7 м залегает зона с низкими значениями содержания метана – до 75 ppmv (0,04 мл/кг). Таким образом можно заключить, что в современных областях новообразования мерзлоты на современных морских аккумулятивных лайдах продуцирование метана происходит только в сезонно-талом слое. Собственно, прибрежно-морские современные отложения характеризуются низкими содержаниями метана, т.е. активного метаногенеза в этой зоне не происходит. Изучение миграции метана на Южнокарском шельфе показало, что метан, мигрирующий диффузионным путем, может быть переработан при его анаэробном окислении (Семенов и др., 2018).

Метан в подземных льдах

Для определения содержания метана в подземных льдах в разрезе Марре-Сале было выполнено их детальное опробование в обнажениях. Получены репрезентативные данные, которые позволяют установить закономерности распределения метана в полигонально-жильных (ПЖЛ) и пластовых (ПЛ) льдах. Содержание метана было изучено в эпигенетических голоценовых и сингенетических сартанских ПЖЛ, а также в пластовых льдах, приуроченных к контакту каргинских (казанцевских?) суглинков и супесей (ПЛ 1) с сартанскими супесями и песками, и пластовых льдах, залегающих в толще казанцевских суглинков и глин (ПЛ 2). Геологические и криолитологические особенности залегания ПЖЛ и пластовых льдов Марре-Сале неоднократно описывались в литературе (см., например, Васильев и др., 2015; Стрелецкая и др., 2018). Для сравнения было определено содержание метана в однолетнем морском льду. Необходимо отметить, что распределение метана в ледяном массиве неравномерное, так как газ содержится в пузырьках воздуха, которые распределены во льду хаотично. Конечно, чем больше пузырьков во льду и чем выше концентрация метана в них, тем больше содержание метана. При этом

массовое опробование подземных льдов позволило получить статистически достоверные данные по содержанию метана для каждого типа подземных льдов.

Подробное изучение содержания метана в подземных льдах (рисунок 5.11), вскрывающихся в разрезе Марре-Сале, показало, что меньшие значения CH_4 отмечаются в ПЛ 1 – 0,9 мл/кг, в ПЛ 2 концентрации выше – 1,13 мл/кг. В повторно-жильных льдах количество метана меньше, чем в пластовых льдах. Среднее содержание метана в ПЖЛ голоценового возраста составляет 0,93 мл/кг, сартанских ПЖЛ – 0,62 мл/кг.

Большое различие в содержании метана между пластовыми льдами и повторно-жильными льдами связано с генезисом этих образований. Данные о большом количестве метана в ПЛ свидетельствуют об их внутригрунтовой происхождении, здесь источником метана является его поступление из промерзающих вмещающих толщ и подземных вод богатых метаном, тогда как ПЖЛ формируются за счет талых атмосферных осадков и снега, в которых содержание метана мало.

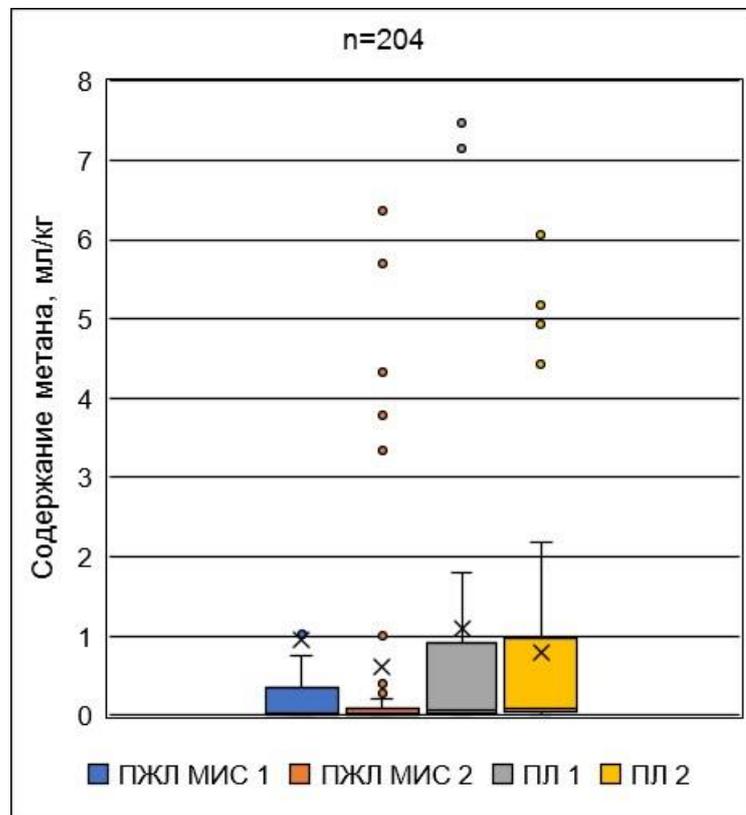


Рисунок 5.11 – Бокс-плоты содержания метана в разных типах подземных льдов в районе Марре-Сале (n – общее количество образцов)

Из рисунка хорошо видно, что средние значения содержания метана в ПЖЛ голоценового возраста (0,93 мл/кг) в полтора раза больше, чем в сартанских ПЖЛ (0,62 мл/кг), что позволяет предположить, что в полигонально-жильных льдах в теплые эпохи содержание метана больше, чем в холодные. Исследования ледовых комплексов на северо-востоке Сибири (Ривкина и др., 2006) показало, что обнаруживаемый биогенный метан был накоплен именно при формировании полигонально-жильных льдов.

В пластовых льдах содержание метана существенно больше по сравнению с ПЖЛ. Большое количество газа в пластовых льдах связано с миграцией метана из вмещающих отложений при формировании ледяного тела. ПЛ2, залегающие в морских глинах, отличаются несколько большими значениями метана по сравнению с ПЛ1 (см. рисунок 5.12), залегающими на границе континентальных и прибрежно-морских отложений с высокими концентрациями газа во вмещающих озерно-болотных отложениях. Таким образом, высказанное раньше предположение о внутригрунтовом происхождении пластовых льдов (Васильев и др., 2015) нашло статистически обоснованное подтверждение.

Детальное изучение содержания метана в многолетнемерзлых породах и подземных льдах позволяет построить «метановый» разрез Марре-Сале, отражающий распределение метана в породах всех стратиграфо-генетических комплексов, представленных в разрезе, и в подземных льдах региона (рисунок 5.12).

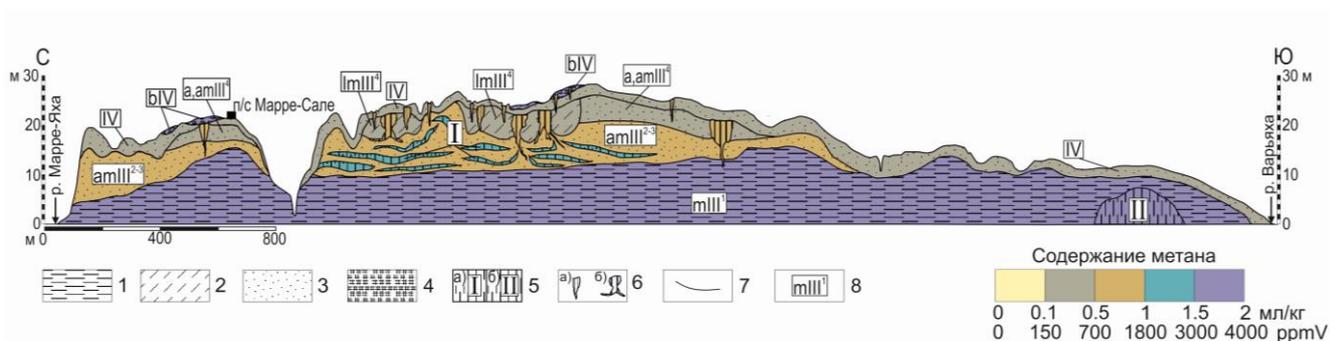


Рисунок 5.12 – Распределение среднего содержания метана в основных стратиграфо-генетических типах отложений и подземных льдах района Марре-

Сале. 1 – глины, суглинки; 2 – супеси; 3 – пески; 4 – торф; 5 – пластовые льды: а) первого типа, б) второго типа; 6 – полигонально-жильные льды: а) голоценовые (МИС 1), б) позднеплейстоценовые (МИС 2); 7 – геологические границы; 8 – геолого-генетический индекс отложений

Представленный рисунок наглядно показывает, что по мере деградации ММП, при опускании кровли мерзлоты поток метана в атмосферу будет определяться геологическим строением протаивающей толщи с индивидуальным для каждого стратиграфо-генетического комплекса содержанием метана.

Метан в подземных льдах Сопочной Карги (Енисейский Север)¹

Для выявления закономерностей содержания метана в подземных льдах (полигонально-жильных и пластовых) приведены данные по району Сопочной Карги (рисунок 5.1 точка 8), поскольку в восточных регионах Западной Арктики нигде больше содержание метана в подземных льдах не изучалось.

Геологическое и геокриологическое строение разреза четвертичных отложений Сопочной Карги, в которой была сделана находка мамонта Жени, приведено в работе (Maschenko et al., 2017). Г.Е. Облогов составил обобщенный разрез четвертичных отложений, в котором отражена геологическая позиция двух ярусов ПЖЛ и пластовой залежи (рисунок 5.13). Им же было выполнено опробование подземных льдов на метан.

¹ Раздел написан по данным (Стрелецкая и др., 2018, Maschenko et al., 2017) и архивным материалам

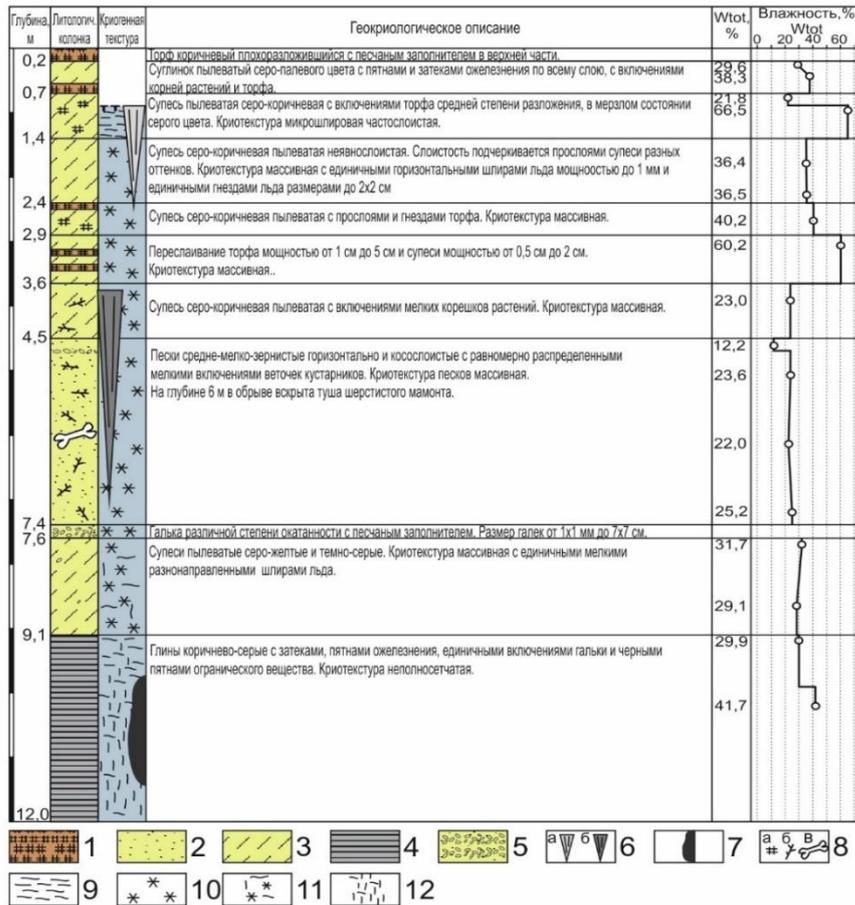


Рисунок 5.13 – Обобщенный разрез четвертичных отложений с ПЖЛ и пластовыми льдами в районе Сопочной Карги (составил Г.Е. Облогов с добавлениями автора). В легенде: 1 – торф, 2 – песок, 3 – супеси, 4 – глины, 5 – галька, 6 – ПЖЛ, 7 – пластовый лед, 8 – находки фауны, 9 – линзовидно-слоистая криотекстура, 10 – массивная криотекстура, 11 – прослой линзовидно-слоистой в массивной криотекстуре, 12 – неполносетчатая криотекстура

Общий вид залежей полигонально-жильного (слева) и пластового (справа) льда приведен на фото (рисунок 5.14).



Рисунок 5.14 – Полигонально жильный и пластовый лед в районе Сопочной Карги (фото М.З. Каневского)

Данные по содержанию метана в разрезе Сопочной Карги были частично опубликованы (Стрелецкая и др., 2018). Обработка и анализ исходных данных автором позволил получить уточненные характеристики содержания метана в подземных льдах Сопочной Карги.

Полигонально-жильные льды верхнего яруса сформировались в голоцене (МИС 1), их размер поверху обычно не превышает 1,2 м, высота – до 2 м. Сартанские (МИС 2) ПЖЛ обычно более крупные, их ширина поверху может достигать 2,5 м, а высота – до 4 м.

Опробование подземных льдов Сопочной Карги выполнено в ограниченных объемах, тем не менее, полученные данные дают представление о содержании метана во льдах (рисунок 5.15).

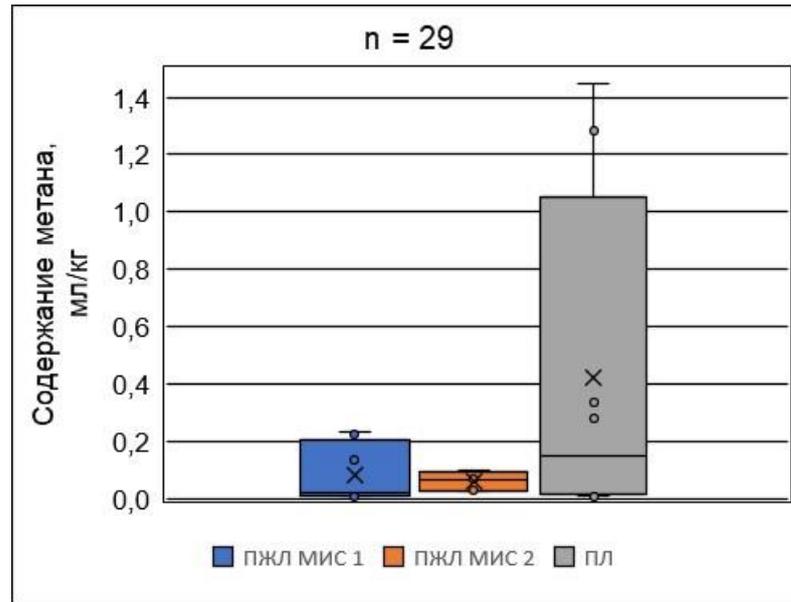


Рисунок 5.15 – Бокс-плоты содержания метана в подземных льдах Сопочной Карги (n – общее количество образцов)

Обращает на себя внимание исключительно низкое содержание метана в полигонально-жилых льдах и голоценового, и сартанского возраста. В первых среднее содержание метана составляет 0,08 мл/кг, а в сартанских ПЖЛ и вовсе 0,06 мл/кг. Это на порядок меньше, чем в ПЖЛ в Марре-Сале. В пластовом льду Сопочной Карги среднее содержание метана тоже существенно ниже – 0,42 мл/кг, в то время как в Марре-Сале среднее содержание метана составляет 0,9...1,13 мл/кг. Вероятно, это различие объясняется гораздо более суровым климатом Сопочной Карги в голоцене (МИС 1) и конце неоплейстоцена (МИС 2) (Деревягин и др., 1999; Чижов и др., 1997; Meyer et al., 2002) по сравнению со всеми другими изученными участками к западу. Условия для образования и накопления метана в подземных льдах и в многолетнемерзлых породах были неблагоприятные.

Тазовский

В районе поселка Тазовский (рисунок 5.1 точка 7) содержание метана изучалось в шурфах и скважинах в течение одного 2021 года – в апреле, июле и сентябре. В верхних горизонтах изучаемых шурфов и скважин везде присутствовал голоценовый (МИС 1) торф озерно-болотного генезиса, поэтому анализ содержания метана в голоценовых отложениях сделан только для торфа. При

бурении скважин, под голоценовым торфом вскрывались прослой мерзлых песков, супесей и суглинков верхненеоплейстоценового (каргинского МИС 3) возраста (Слагода и др., 2022), которые имеют, вероятнее всего, аллювиальный и прибрежно-морской генезис.

Содержание метана в голоценовом торфе и каргинских песках, супесях и суглинках изучалось по кернам буровых скважин, а также в одном небольшом обнажении полигонально-жильного льда в береговом обрыве озера (рисунок 5.16). Конечно, опробование трех буровых скважин ограниченной глубины не могло дать столь же представительный материал, как в районе Марре-Сале. Тем не менее, полученные данные вполне репрезентативны для изучаемого региона. Всего здесь было отобрано 33 образца мерзлых пород разного состава. Отдельно проанализированы образцы ПЖЛ.

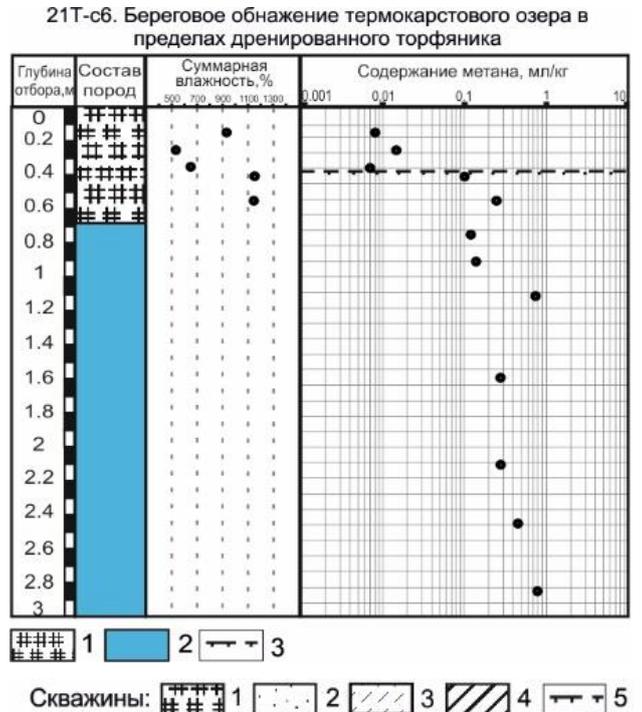
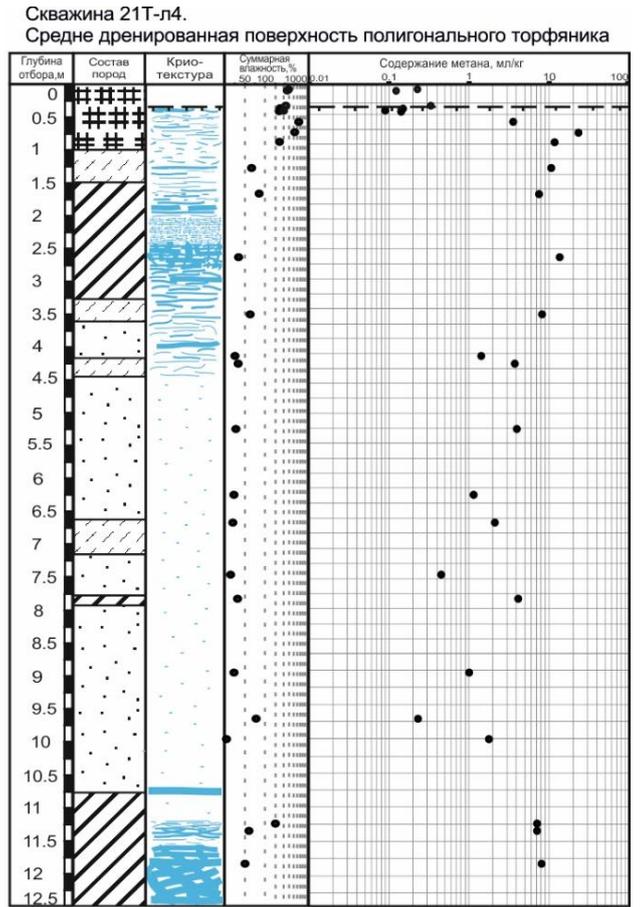
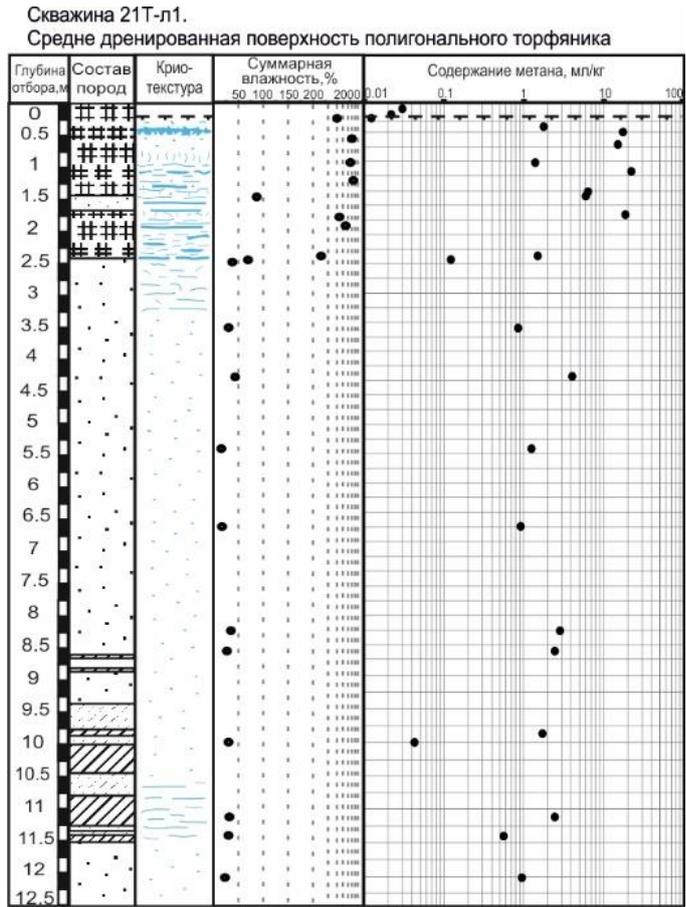


Рисунок 5.16 – Колонки скважин (21Т-л1, 21Т-л4, 21Т-с7) и берегового обнажения (21Т-сб) вблизи поселка Тазовский с составом пород, суммарной влажностью и содержанием метана. Условные обозначения к скважинам: 1 – торф, 2 – песок, 3 – супесь, 4 – суглинок, 5 – граница СТС. Условные обозначения к береговому обнажению: 1 – торф, 2 – лед, 3 – граница СТС

Анализ содержания метана в мерзлых отложениях Тазовского выполнялся отдельно для голоценового торфа, каргинских песков и супесей с суглинками.

Содержание метана в различных отложениях на территории исследования показано на рисунке 5.17.

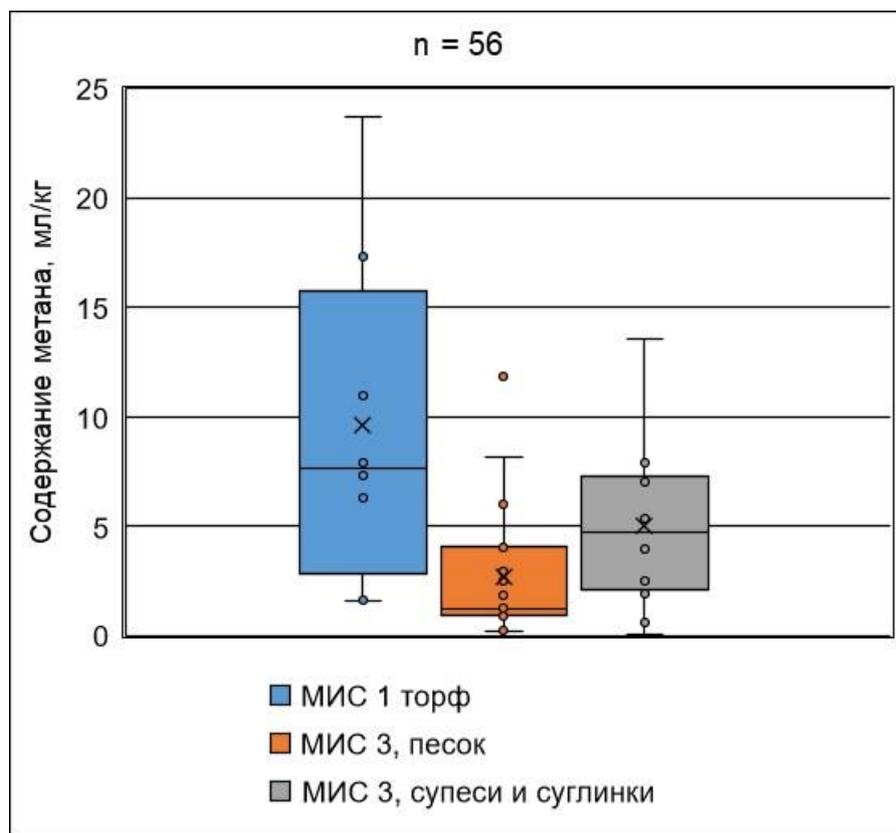


Рисунок 5.17 – Бокс-плот диаграммы содержания метана в мерзлом голоценовом торфе и каргинских (МИС 3) песках и супесях с суглинками вблизи поселка Тазовский (n – общее количество образцов)

Как и на всех других изученных участках максимальным содержанием метана характеризуется голоценовый торф. Содержание метана в нем изменяется от 1,6 до 23,7 мл/кг, при среднем содержании 9,6 мл/кг. В каргинских отложениях Тазовского, как и для остальных регионов, минимальное содержание метана присуще пескам. Здесь минимальное значение 0,17, максимальное – 11,9 при среднем 2,7 мл/кг. В супесях и суглинках соответствующие показатели: 0,04, 13,6 и 4,95 мл/кг. При этом диапазон изменения содержания метана в песках заметно

ниже. Супеси и суглинки отличаются большей изменчивостью в содержании метана.

Содержание метана в голоценовом полигонально-жильном льду определялось всего по девяти образцам, поэтому построенная бокс-плот диаграмма имеет формальный характер (рисунок 5.18).

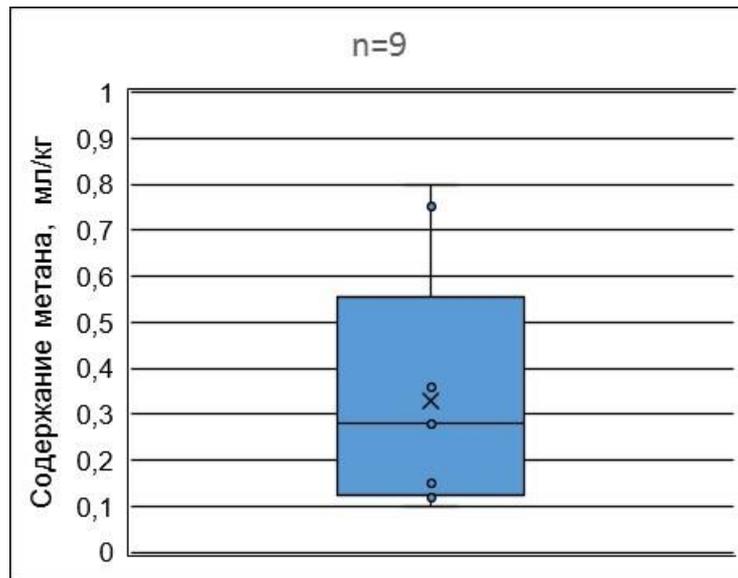


Рисунок 5.18 – Бокс-плот диаграмма содержания метана в голоценовом полигонально-жильном льду в районе Тазовского (n – общее количество образцов)

Диапазон изменения содержания метана составляет 0,1...0,8 мл/кг, при среднем содержании метана 0,33 мл/кг. Напомним, что для района Марре-Сале содержание метана в голоценовых ПЖЛ изменяется в диапазоне 0,002...15,3 мл/кг, при среднем значении 0,95 мл/кг. В районе Сопочной Карги содержание метана в голоценовых ПЖЛ вообще минимально – 0,008...0,23 мл/кг, среднее значение около 0,1 мл/кг.

Сравнение современных показателей климата показывает, что суровость климата возрастает с запада на восток. Такой же закономерности следует и содержание метана в голоценовых ПЖЛ. Содержание метана в сартанских ПЖЛ всегда ниже по сравнению с голоценовыми. Таким образом, содержание метана в ПЖЛ может служить маркером суровости климата, в т.ч. при палеогеографических построениях.

Обобщение и интерпретация результатов

Уже на первом этапе исследований было установлено, что содержание метана в мерзлых и протаивающих породах и подземных льдах характеризуется исключительно высокой изменчивостью. В двух соседних образцах содержание метана могло меняться на порядок. Поэтому для достоверной оценки содержания метана и выявления закономерностей его распределения в разных стратиграфо-генетических комплексах и разных геокриологических условиях было принято решение о массовом опробовании и применении методов статистики.

Всего за все время исследований из обнажений, скважин и шурфов было отобрано более 750 образцов многолетнемерзлых пород голоценового (МИС 1), сартанского (МИС 2), каргинского (МИС 3) и казанцевского (МИС 5) возраста, определено содержание метана. Кроме того, изучено содержание метана в подземных льдах по 250 образцам. Полученные данные сформированы в компьютерную базу данных в формате Excel, в которой приведен идентификационный номер образца, лабораторный номер, состав породы, физическое состояние (талый или мерзлый), место и дата отбора, геологический возраст, лабораторное значение содержания метана, истинное содержание метана, служебная информация по образцу (вес, объем, объем газовой фазы и т.п.). В эту же базу данных включены данные по содержанию метана в многолетнемерзлых породах в других регионах по собственным, опубликованным и архивным данным. Так же включены сведения о содержании метана в подземных льдах. Сюда же включены данные по содержанию метана в породах сезонно-талого слоя (см. ниже раздел 5.2). Фрагмент базы данных, включающей сведения по содержанию метана в более 1600 образцах приведен на рисунке 5.19.

ID	Номер пробы	Местоположение	Глубина отбора, м	Концентрация метана, ppmv (по хроматографу)	Вес образца, г	Объем газовой фазы шприца, мл	Содержание метана в осадке, мл/кг	Состав породы (тип льда)	Генезис отложений (льдов)
485	14MS 1gz1.3	Марре-Сале	1,5	221	53,0	50,0	0,208	песок	оз-бол
486	22MS 4gz7.2	Марре-Сале	18,1	443	53,4	50	1,430	сугл	морск.
.....
1234	12MS 01gz1	Марре-Сале	8	326	210,0	22,5	2,11	пластовый лед	инъекционный, сегрегационный
1235	12MS 01gz2	Марре-Сале	4,6	673	210,0	15,0	1,76	пластовый лед	инъекционный, сегрегационный
1236	12MS 01gz3	Марре-Сале	2,2	13701	230,0	15,0	1,095	пластовый лед	инъекционный, сегрегационный

Рисунок 5.19 – Фрагмент базы данных по содержанию метана в многолетнемерзлых, протаивающих породах и подземных льдах Западной Арктики

База данных позволяет сортировать данные по одному или нескольким показателям, делать выборки по любым признакам или группе признаков. База имеет открытый характер и может пополняться неограниченно, данные могут редактироваться.

Полученные данные были проанализированы на предмет соблюдения нормального закона распределения. Установлено, что для совокупности значений содержания метана во всех типах многолетнемерзлых пород и подземных льдов характерно приближение к логнормальному распределению (рисунки 5.20 и 5.21). Заметное исключение составляют только статистики распределения для пластового льда второго типа из района Марре-Сале. Для него характерно фактически резкое мономодальное распределение, когда более 72% значений попадают в один диапазон. Боковые «крылья» распределения малы. Возможно, это объясняется постоянством или незначительным изменением внешних условий (климата, источников поступления воды, скорости промерзания и т.п.) при формировании ледяного тела. В таких условиях, действительно, могла сформироваться ледяная залежь с более-менее одинаковым содержанием метана во всей толще льда.

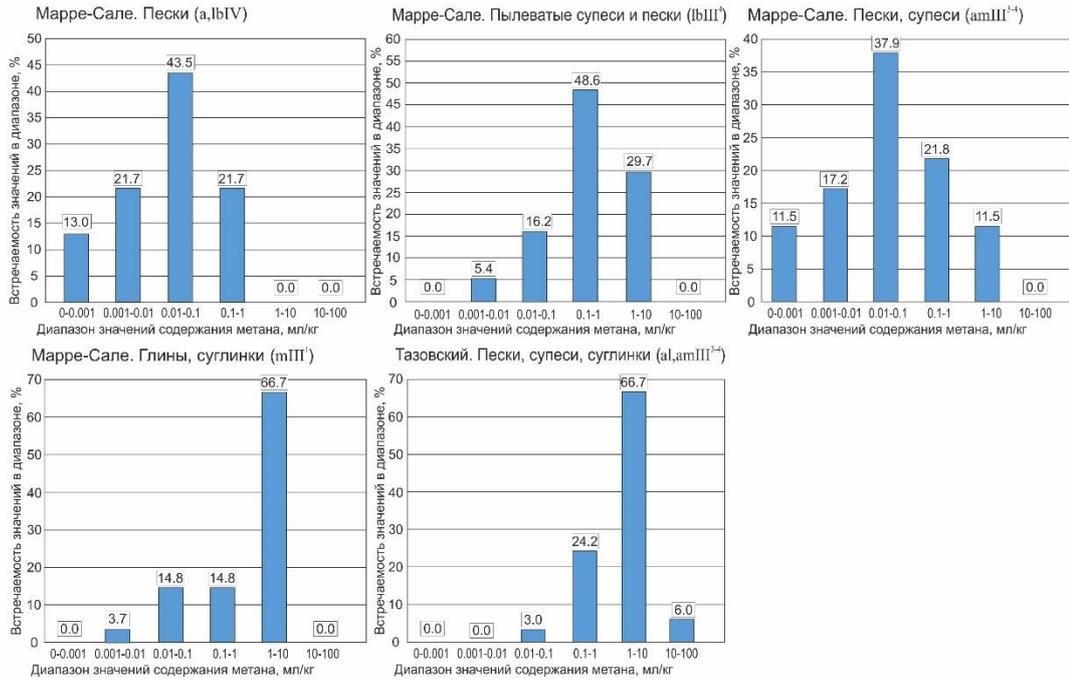


Рисунок 5.20 – Статистики содержания метана в многолетнемерзлых породах Марре-Сале и Тазовского

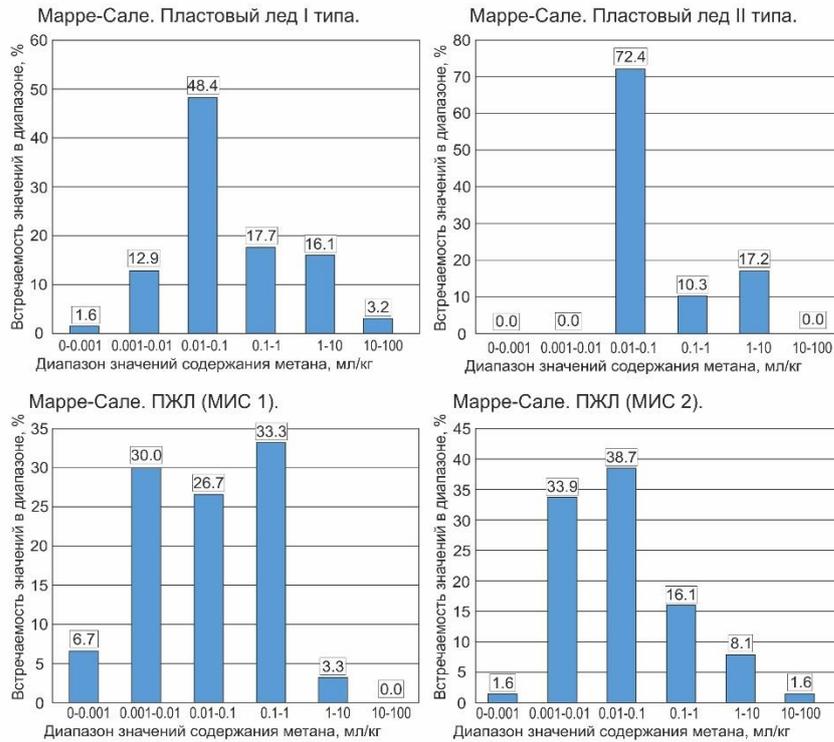


Рисунок 5.21 – Статистики распределения метана в подземных льдах Марре-Сале

На основе базы данных составлены сводные таблицы статистических показателей содержания метана в многолетнемерзлых породах и подземных льдах Западной Арктики (таблицы 5.1 и 5.2).

Таблица 5.1. Статистики содержания метана (мл/кг) в многолетнемерзлых породах Западной Арктики (n= 752)

Возраст	Состав	Содержание метана, мл/кг	Устье реки Печора	Марре-Сале	Тазовский	Мыс Салемал (архивные данные)	Университетское поднятие (Стрелецкая и др., 2018)
МИС 1	Пески	Max	3	20,1	-	-	-
		Min	0	0	-	-	-
		Ср.	1,3	2	-	-	-
		Ст.откл.	1	2,9	-	-	-
МИС 2	Пески, супеси	Max	-	3,8	-	-	-
		Min	-	0	-	-	-
		Ср.	-	0,5	-	-	-
		Ст.откл.	-	1	-	-	-
МИС 3	Пески, супеси, суглинки	Max	-	6,8	13,6	-	-
		Min	-	0	0	-	-
		Ср.	-	0,8	3,8	-	-
		Ст.откл.	-	1,4	3,5	-	-
МИС 5	Суглинки, глины	Max	-	4,3	-	-	0,9
		Min	-	0	-	-	0,1
		Ср.	-	1,7	-	-	0,8
		Ст.откл.	-	1	-	-	-
МИС 6	Суглинки, глины	Max	-	-	-	1,6	-
		Min	-	-	-	0,03	-
		Ср.	-	-	-	0,67	-
		Ст.откл.	-	-	-	0,64	-

Анализ данных, представленных в таблице 5.1, наглядно иллюстрирует очень высокую изменчивость содержания метана в многолетнемерзлых породах. Стандартное отклонение в некоторых случаях достигает 200% от среднего значения, и только казанцевские (МИС 5) суглинки и глины характеризуются сравнительно однородным распределением. Здесь коэффициент вариации (отношение стандартного отклонения к среднему значению) составляет 58%. Такая же высокая изменчивость присуща и подземным льдам региона (таб. 5.2).

Таблица 5.2. Статистики содержания метана (мл/кг) в подземных льдах Западной Арктики (n= 249)

Возраст	Содержание метана, мл/кг	Марре-Сале	Тазовский	Сопочная Карга
МИС 1	Max	15,4	0,8	0,23
	Min	0,1	0,1	0,01
	Ср.	0,95	0,33	0,08
	Ст.откл.	3,16	0,29	0,1
МИС 2	Max	11,1	-	0,1
	Min	0,01	-	0,03
	Ср.	0,62	-	0,06
	Ст.откл.	1,88	-	0,03
ПЛ 1	Max	23,3	-	-
	Min	0,01	-	-
	Ср.	1,09	-	-
	Ст.откл.	3,31	-	-
ПЛ 2	Max	6,1	-	-
	Min	0,01	-	-
	Ср.	0,8	-	-
	Ст.откл.	1,51	-	-
ПЛ Соп. Карга	Max	-	-	1,45
	Min	-	-	0,01
	Ср.	-	-	0,42
	Ст.откл.	-	-	0,58

Несмотря на высокую изменчивость, достаточная статистическая обеспеченность данных позволяет сделать корректные сравнения содержания метана в многолетнемерзлых породах разного возраста. На рисунке 5.22 приведено соотношение средних величин содержания метана для основных стратиграфо-генетических комплексов Западной Арктики.

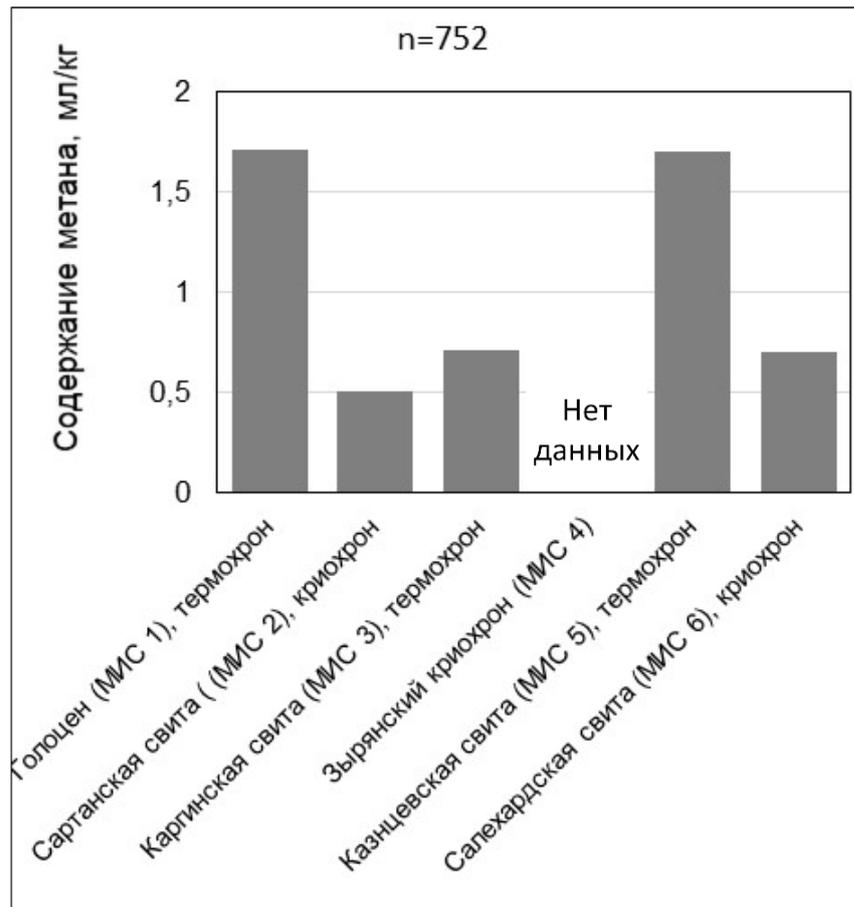


Рисунок 5.22 – Соотношение величин содержания метана в основных стратиграфо-генетических комплексах (от МИС 6 до МИС 1) Западной Арктики (n – общее количество образцов)

Как видно из рисунка, для каждого стратиграфо-генетического комплекса характерно собственное (индивидуальное) значение показателя. При этом важно отметить, что этапам четвертичной истории, относящимся к теплым термохронам (в терминах четвертичной геологии), во всех случаях соответствуют более высокие содержания метана. Холодные же этапы (криохроны) характеризуются более низкими значениями содержания метана.

Еще более ярко эта тенденция отражения климата в содержании метана проявляется в полигонально-жильных льдах (рисунок 5.23). Наибольшие содержания метана наблюдаются в голоценовых ПЖЛ, сартанские сингенетические ПЖЛ, сформировавшиеся в условиях более холодного климата, характеризуются существенно более низким содержанием метана. На этом же

рисунке можно видеть, что содержание метана в ПЖЛ снижается по мере увеличения суровости климата с запада на восток.

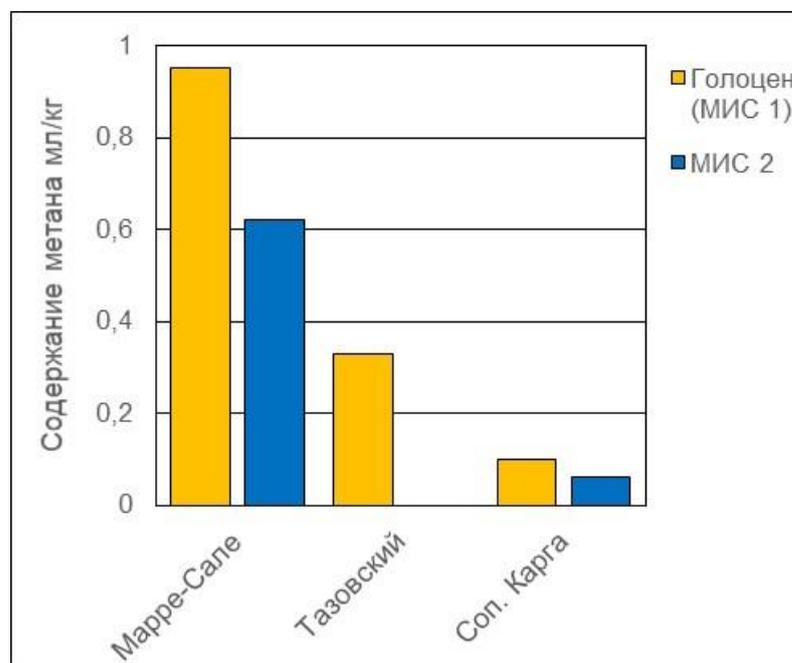


Рисунок 5.23 – Соотношение содержания метана в ПЖЛ голоценового и сартанского возраста в Западной Арктике

Таким образом, полученные данные позволили обосновать первое защищаемое положение: **каждый стратиграфо-генетический комплекс мёрзлых четверичных отложений Западной Арктики и подземные льды характеризуются уникальными показателями содержания метана, отражающими условия формирования и промерзания пород и подземных льдов и несущими в себе «климатический «сигнал».**

5.2. Метан в сезонно-талом и переходном слое в доминантных ландшафтах южной и типичной тундры

Как было показано ранее (см. раздел 5.1), содержание метана в многолетнемерзлых породах основных стратиграфо-генетических комплексов Западной Арктики определяется геокриологическими условиями их формирования, включая генезис и палеогеографические условия. Совершенно

другая картина должна наблюдаться в сезонно-талом и переходном слоях. Здесь очень большое влияние должны оказывать ландшафтные условия – рельеф, состав и увлажненность пород, содержание органического углерода в отложениях, растительность и т.п. Именно в сезонно-талом слое генерируется метан, эмитируемый в атмосферу и оказывающий большое влияние на баланс углерода и климат. По мере деградации мерзлоты и опускании ее кровли в оборот углерода вовлекается метан, содержащийся в переходном слое. Задачей исследования здесь было выявление закономерностей содержания метана в сезонно-талом и переходном слоях и оценка роли переходного слоя как потенциального дополнительного источника метана при деградации мерзлоты. Содержание метана изучалось во всех доминантных ландшафтах типичной и южной тундры Западной Арктики.

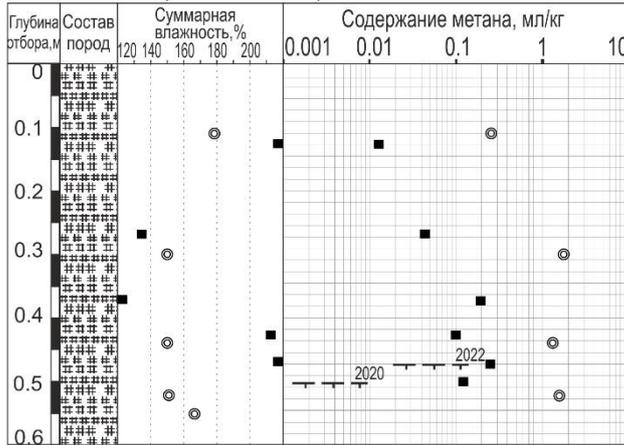
Для оценки влияния климатических условий на продуцирование метана в сезонно-талом и переходном слоях наблюдения проводились ежегодно.

Южная кустарниковая тундра, устье р. Печоры

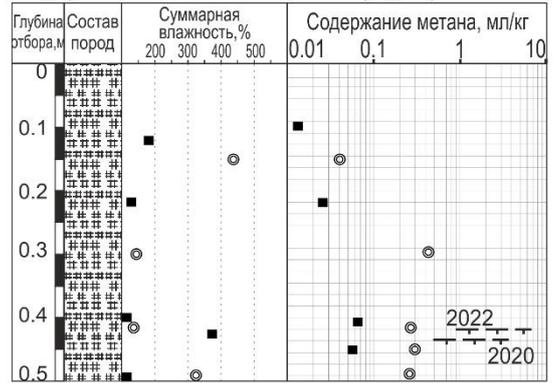
В устье р. Печора были исследованы территории с разными ландшафтными условиями южной тундры. Самым южным участком является Кумжа, где кровля ММП залегает довольно глубоко (не меньше 2,6 м), и в шурфах вскрываются только талые породы. Севернее, в Коровинской губе расположен остров Кашин с островным распространением ММП, но на изученных участках вскрывались мерзлые толщи. Северо-восточнее находится третий участок – мыс Болванский, характеризующийся сплошным распространением ММП, где близкое к поверхности залегание мерзлоты позволило отобрать из шурфов образцы из мерзлых отложений.

На рисунке 5.24 приведены разрезы шурфов с составом пород, влажностью и содержанием метана по годам для всех трех исследованных участков в районе устья р. Печора.

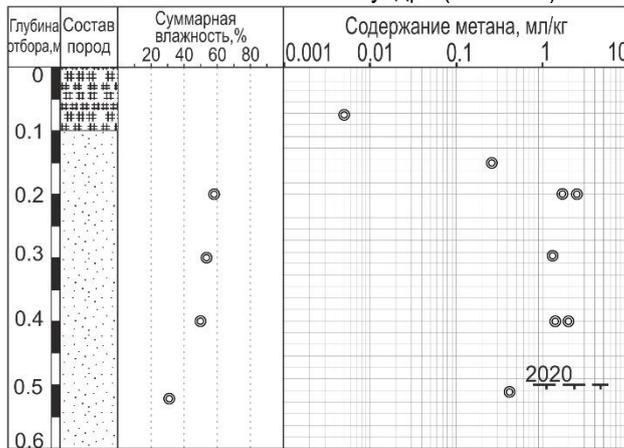
Сильно увлажненная (заболоченная) полигональная тундра с мочажинами (м. Болванский)



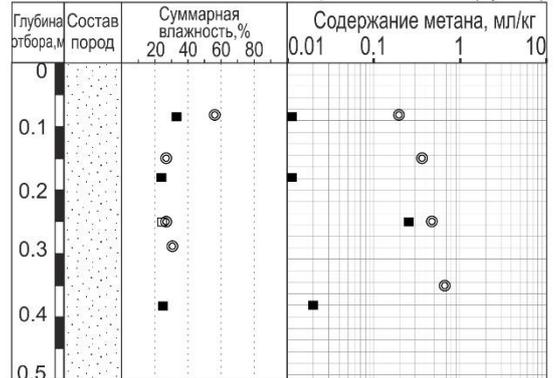
Переувлажненная полигональная тундра (м. Болванский)



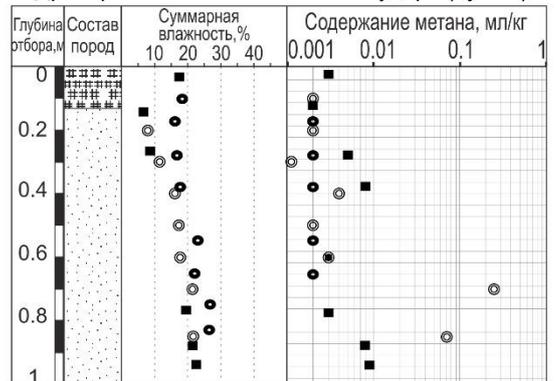
Увлажненная кочковатая тундра (о. Кашин)



Заболоченное понижение в озерной котловине (Кумжа)



Дренаживанная полигональная тундра (Кумжа)



Средне-дренированный полигональный торфяник (о. Кашин)

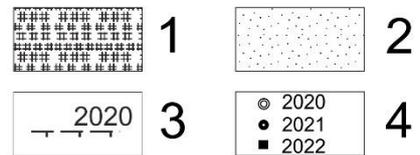
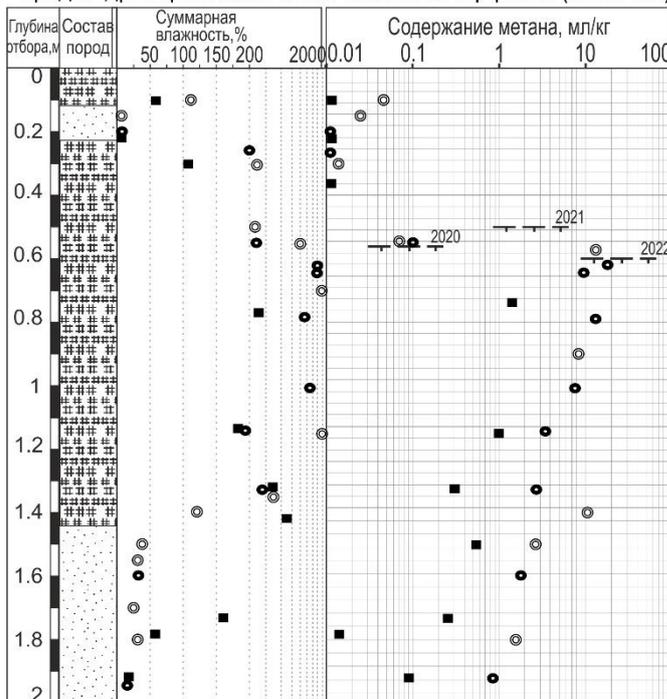


Рисунок 5.24 – Колонки с составом пород, суммарной влажностью и содержанием метана в основных ландшафтах в устье р. Печоры. В легенде: 1 – торф, 2 – песок, 3 – граница ММП на момент опробования, значения содержания метана по годам

На площадке Кумжа, представляющей собой останец первой аллювиальной террасы, были изучены два типа ландшафтов, отличающиеся по степени увлажнения, геоморфологическому положению, геологическому строению и растительному покрову. Первый шурф был заложен на дренированной поверхности полигона с ерниково-лишайниково-травяно-моховой растительностью, окруженного заболоченными понижениями с осокой и мхами. На рисунке 5.24 (справа внизу) видно, что в шурфе был вскрыт небольшой слой торфа (0,1 м), ниже были только пески. Содержание метана (основная масса точек – до 0,01 мл/кг, максимально – 0,28 мл/кг) показали низкие значения, что присуще дренированным пескам. Второй шурф на Кумже был заложен в заболоченном понижении с осоково-сфагновой растительностью на месте спущенного термокарстового озера. Верхний слой в шурфе представлял собой оторфованный песчаный горизонт (до 0,35 м), ниже шли серые пески (рисунок 5.24, справа в центре). Количество метана здесь значительно больше (от 0,01 до 0,7 мл/кг), чем на дренированной поверхности тундры, что связано с заторфованностью и более высоким увлажнением пород, которые достигали полного водонасыщения.

На о. Кашин опробование проводилось также в двух доминантных ландшафтах, контрастных по условиям увлажнения. Первый ландшафт представляет собой пологонаклонную полигональную поверхность кочковатой равнины с лишайниково-травяно-кустарничковой растительностью. Этот тип ландшафта относится к увлажненным, что видно по суммарной влажности песков на рисунке 5.24 (слева в центре). Концентрации метана варьировались в пределах от 0,005 (в верхнем слое торфа) до 2,5 мл/кг (в песках). Основная масса значений лежит в интервале 0,2-2,5 мл/кг, что в несколько раз превышает показатели метана на Кумже. На изображенной колонке заметно некоторое увеличение содержания метана с глубиной. Вторым местом отбора проб стало береговое обнажение фрагмента полигонального торфяника (рисунок 5.24, слева внизу). Оно представляло собой уступ первой аллювиально-морской террасы высотой 1,6 м. Ландшафт представляет собой средне-дренированный мелкобугристый торфяник, покрытый кустарничково-мохово-лишайниковой растительностью, с травяно-

сфагновыми мочажинами. Колонка, наглядно демонстрирует резкую разницу значений метана в талых и подстилающих мерзлых породах. Верхние талые горизонты торфа и песка содержат не более 0,1 мл/кг. Нижележащие мерзлые породы имеют концентрации метана на порядок выше. Так, в мерзлом торфе фиксируются значения от 0,3 до 18,6 мл/кг, в мерзлом песке количество метана падает (0,02-3 мл/кг), но все равно превышает показатели в талых отложениях.

На мысе Болванский были изучены два шурфа, вскрывшие торф. Первый доминантный ландшафт относится к заболоченной поверхности полигональной тундры со сфагново-кустарниково-моховой растительностью (рисунок 5.24, слева сверху). Содержание метана в шурфе варьируется в пределах от 0,01 до 1,9 мл/кг в талых породах и от 0,1 до 1,7 мл/кг – в мерзлых. Суммарная влажность в обоих местах имеет высокие значения (больше 100 %), что характерно для водонасыщенных торфов. Второй шурф был сделан на пологой переувлажненной поверхности небольшого полигонального торфяника с мохово-травяно-кустарничковой растительностью между травяно-сфагновыми мочажинами (рисунок 5.24, справа сверху). Концентрации метана в данной точке немного ниже, чем в первом шурфе, и составляют 0,01-0,4 в талых отложениях, 0,06-0,3 мл/кг в мерзлых породах. На рисунке 5.24 видно, что с глубиной содержание метана в обоих шурфах немного увеличивается, что может быть признаком диффузионного механизма переноса метана к поверхности. Такое объяснение упоминалось ранее в публикации (Васильев и др., 2022).

Содержание метана в талых и подстилающих мерзлых породах представлено в виде бокс-плотов на рисунках 5.25 и 5.26, соответственно.

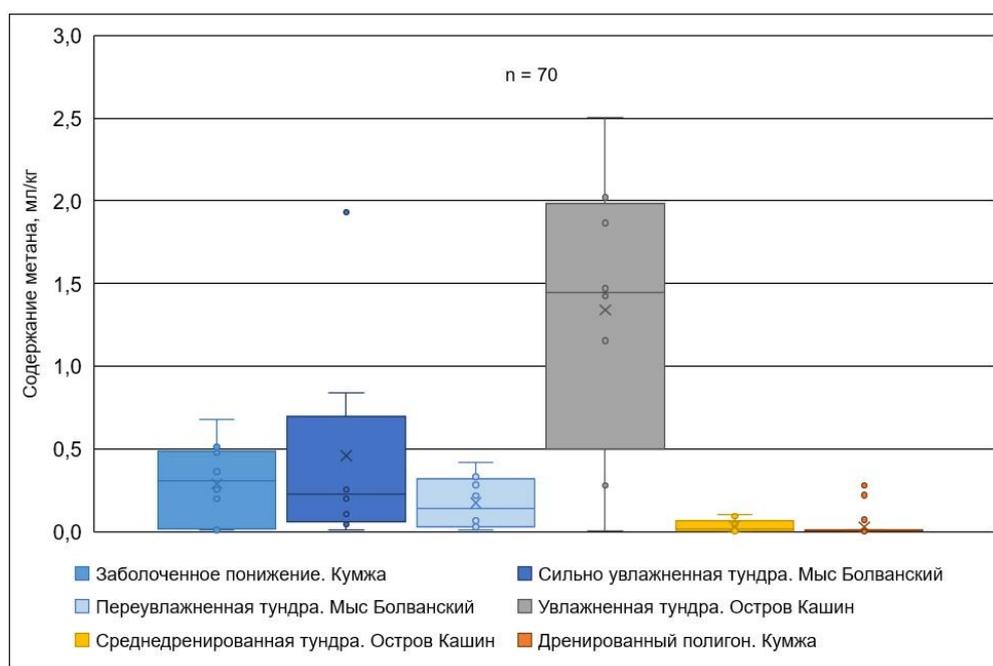


Рисунок 5.25 – Бокс-плоты содержания метана (мл/кг) в породах сезонно-талого слоя в ландшафтах в устье р. Печора (n – общее количество образцов)

На диаграмме 5.25 заметно высокое содержание метана на увлажненной тундре острова Кашин по сравнению с другими ландшафтами. Наименьшие концентрации отмечаются на поверхности дренированного полигона на участке Кумжа, чуть большие значения – на средне дренированной поверхности торфяника на острове Кашин. Заболоченное понижение на Кумже, сильно увлажненная поверхность полигональной тундры на м. Болванском, а также переувлажненная поверхность полигонального торфяника на мысе Болванский характеризуются сравнительно невысокими значениями содержания метана в талых породах.

Распределение содержания метана в подстилающих мерзлых породах приведено на рисунке 5.26.

Из рисунка видно, что содержание метана в подстилающих мерзлых породах имеет более высокие значения по сравнению с породами сезонно-талого слоя. Например, на средне дренированной поверхности торфяника на острове Кашин в талых породах содержание метана не более 0,2 мл/кг, а в мерзлых достигает 19 мл/кг).

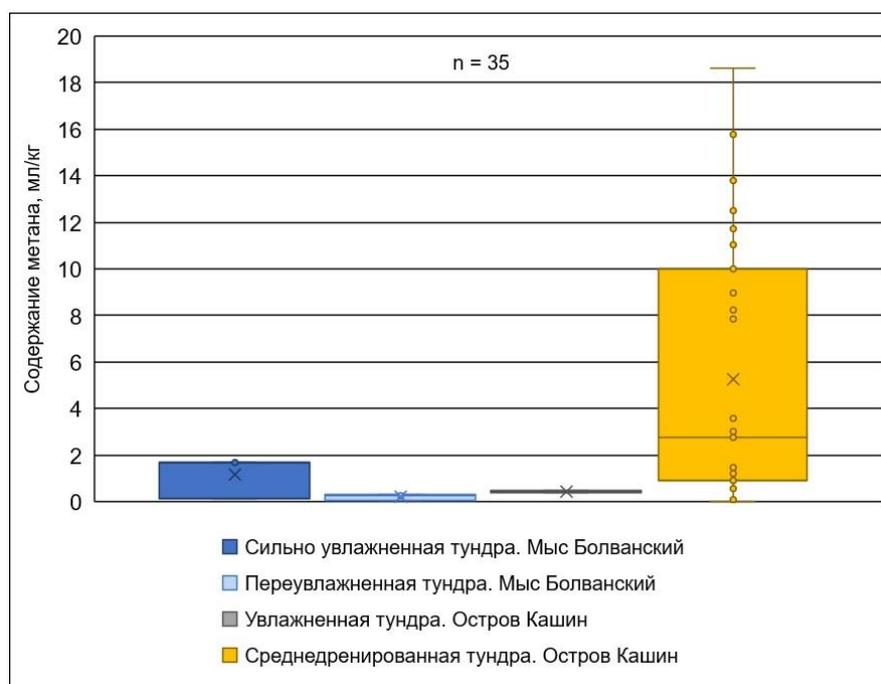


Рисунок 5.26 – Бокс-плоты содержания метана (мл/кг) в подстилающих мерзлых породах в пределах ландшафтов разной степени увлажнения в устье реки Печора (n – общее количество образцов)

На рисунке 5.27 представлен график со средним содержанием метана в талых и подстилающих мерзлых породах в ландшафтах различной степени увлажненности в районе устья р. Печора. Максимальное количество метана содержится (хранится) в мерзлых отложениях в пределах средне-дренированного торфяника (СД) на острове Кашин (среднее содержание 5,2 мл/кг). В других ландшафтах и на других участках содержание метана меньше, но во всех случаях в подстилающих мерзлых породах содержание метана выше по сравнению с протаивающими породами в СТС. Исключение составляет увлажненный ландшафт на о. Кашин, что скорее всего связано с недостаточным количеством образцов.

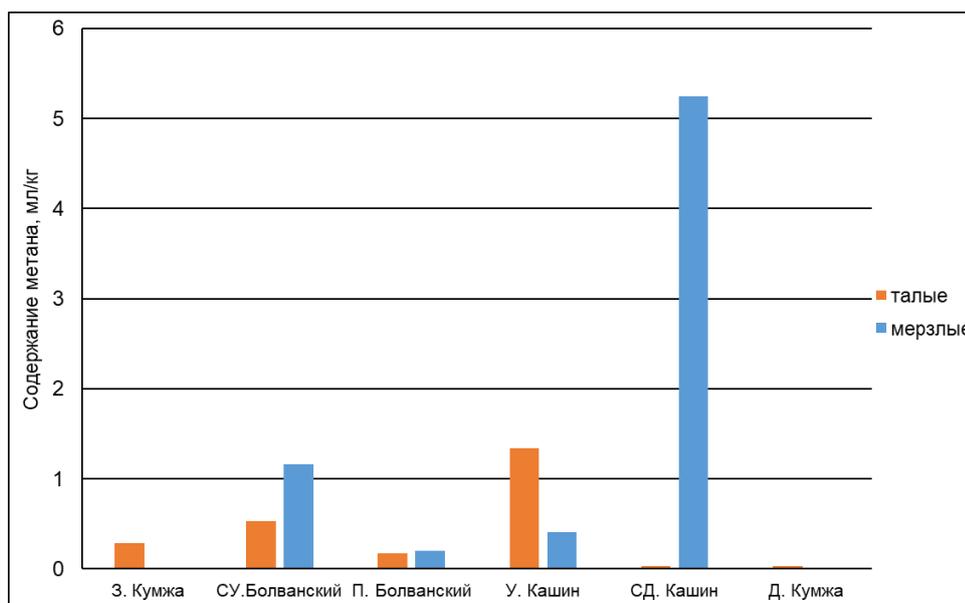


Рисунок 5.27 – Среднее содержание метана (мл/кг) в пределах различных ландшафтов в дельте реки Печора. Буквы означают сокращенное название степени увлажнения ландшафта. Условные обозначения: З – заболоченный, СУ – сильно увлажненный, П – переувлажненный, У – увлажненный, СД – средне дренированный, Д – дренированный

В целом, максимальные значения содержания метана отмечаются на острове Кашин, на мысе Болванском средние показатели, а на Кумже количество метана минимальное.

Типичная тундра, Марре-Сале

В районе геокриологического стационара Марре-Сале было изучено содержание метана в породах СТС и подстилающих ММП в 14 доминантных ландшафтах типичных тундр. В работе использована классификация ландшафтов в ранге урочищ, разработанная во ВСЕГИНГЕО (Ландшафты..., 1983). По условиям увлажнения ландшафты типичных тундр в районе Марре-Сале можно разделить на четыре основных класса (von Fischer et al., 2010). Классу “дренированных тундр” принадлежат области песчаных раздувов с фрагментами тундровой растительности (6, точка ВН43, ВН7) и дренированные полигональные тундры (6б, точка ВН6). К классу “слабодренированных тундр” относятся ровные тундры с травяно-кустарниково-лишайниковой растительностью (6а, точка ВН1), а также область

высокой поймы р. Марре-Яха (ВП, точка SB06). К “влажным тундрам” можно отнести плоские поверхности увлажненных травяно-кустарничково-лишайниково-моховых тундр (бз, точка ВН3) и переувлажненные полигональные тундры с травяно-кустарничково-лишайниково-моховым покровом, местами с небольшими неглубокими запрудами (бг, точка ВН2, ВН2а). Для класса “заболоченных тундр” характерны сильно увлажненные области оврагов и ложбин стока поверхностных вод (2в, точка ВН4), озерные понижения (3б, точка ВН44), а также заболоченные валиково-полигональные травяно-моховые и кустарничково-травяно-моховые ландшафты низкой (НП, точка SB05) и средней (СП, точка ВН36) поймы р. Марре-Яха. Плоские приподнятые торфяники с преобладанием кустарничково-лишайниково-моховой растительности имеют ограниченное распространение на территории, не входят в состав какого-либо класса и изучались в минимальных объемах.

Рисунок 5.28 демонстрирует построенные геологические колонки с содержанием метана и влажностью отложений в пределах доминантных ландшафтов за все годы наблюдений. Дополнительно приведено содержание метана в разрезе современного морского пляжа. В связи с высокой изменчивостью и большим диапазоном изменения использован логарифмический масштаб для отображения содержания метана в разрезах.

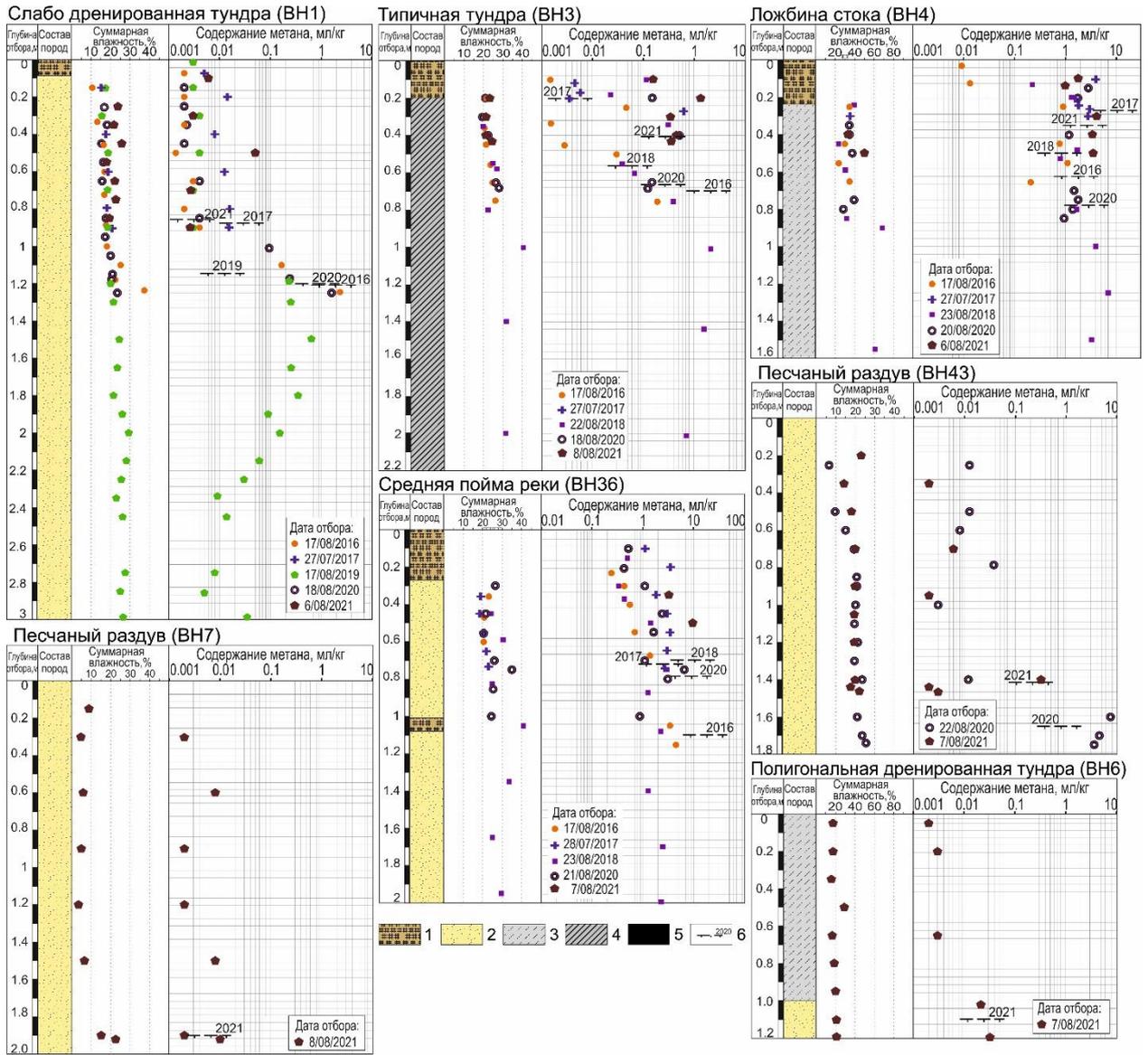
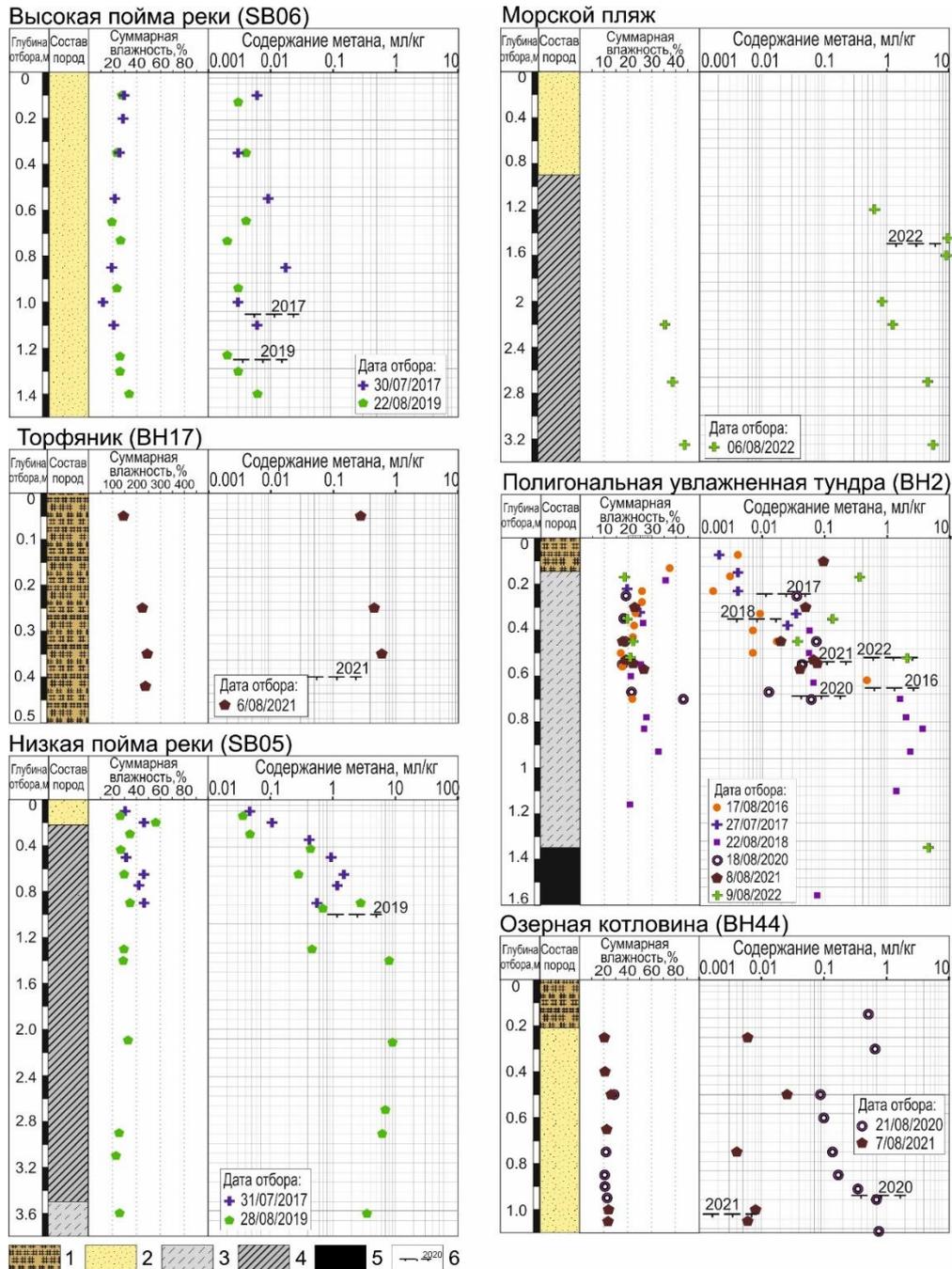


Рисунок 5.28 – Колонки с составом пород, суммарной влажностью и содержанием метана по основным ландшафтам в районе Марре-Сале. Условные обозначения: 1 – торф, 2 – песок, 3 – супесь, 4 – суглинок, 5 – лед с минеральными примесями (предположительно полигонально-жильный лед), 6 – граница СТС за разные годы



Продолжение Рисунка 5.28 – Колонки с составом пород, суммарной влажностью и содержанием метана по основным ландшафтам в районе Марре-Сале. Условные обозначения: 1 – торф, 2 – песок, 3 – супесь, 4 – суглинок, 5 – лед с минеральными примесями (предположительно ПЖЛ), 6 – граница СТС за разные годы

Анализ данных по содержанию метана в доминантных ландшафтах разной степени дренированности показывает, что высокие или заметные содержания метана присущи только ландшафтам классов заболоченных и увлажненных тундр. Здесь содержание метана меняется в пределах 1-10 мл/кг. В ландшафтах дренированных и слабодренированных тундр содержание метана мало, а в случае

песчаных раздувов (индекс б) и дренированных тундр (индекс бб) можно говорить о практическом отсутствии метана в породах сезонно-талого слоя – 0,001...0,1 мл/кг. Это связано с отсутствием условия анаэробности в этих ландшафтах и невозможностью продуцирования метана анаэробными бактериями.

Обращает на себя внимание повсеместное возрастание содержания метана с глубиной, что отражает диффузионный механизм переноса метана к дневной поверхности при его эмиссии в атмосферу.

Несмотря на высокую изменчивость содержания метана в породах сезонно-талого слоя и подстилающих верхних горизонтов ММП, ассоциирующихся с переходным слоем, достаточные объемы опробования позволяют применять статистические методы обработки.

На рисунок 5.29 приведены бокс-плоты распределения метана в протаявших породах сезонно-талого слоя. Данные по разным годам наблюдений объединены в одну группу.

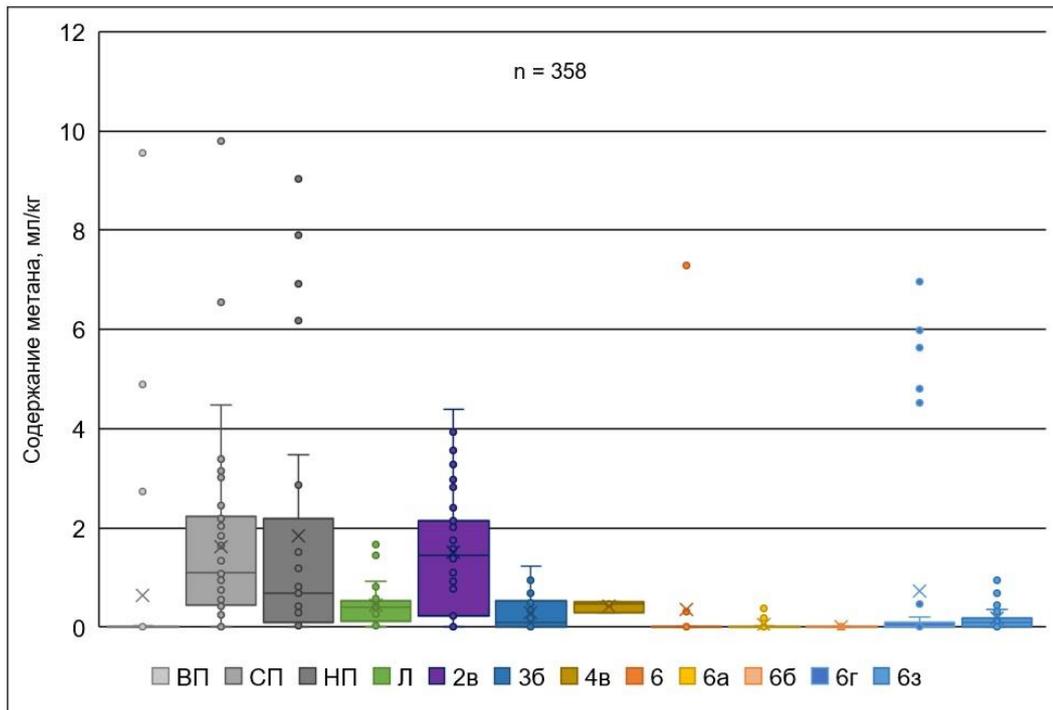


Рисунок 5.29 – Содержание метана (мл/кг) в талых породах СТС в пределах разных ландшафтов района Марре-Сале. Легенда: ВП - высокая пойма; СП – средняя пойма, НП – низкая пойма, Л – лайда, 2в – овраги, лога стока поверхностных вод, 3б - озерные понижения, 4в – торфяники, 6 – песчаные раздувы, 6а – ровные тундры, 6б – полигональные дренированные тундры, 6г –

полигональные заболоченные тундры, бз – ровные увлажненные тундры. n – количество образцов

Наибольшие содержания метана характерны для ландшафтов болот, логов стока (индекс 2в) и озерных понижений (индекс 3б). Особняком стоят ландшафты заболоченной поймы и лайды, в них в силу благоприятных условий анаэробности содержание метана наиболее высокое. Но в целом из-за сравнительно небольшой площади речных пойм и морских лайд вклад этих ландшафтов в баланс углерода относительно невелик.

На рисунок 5.30 приведены бокс-плоты для содержания метана в подстилающих многолетнемерзлых породах, которые ассоциируются с переходным слоем.

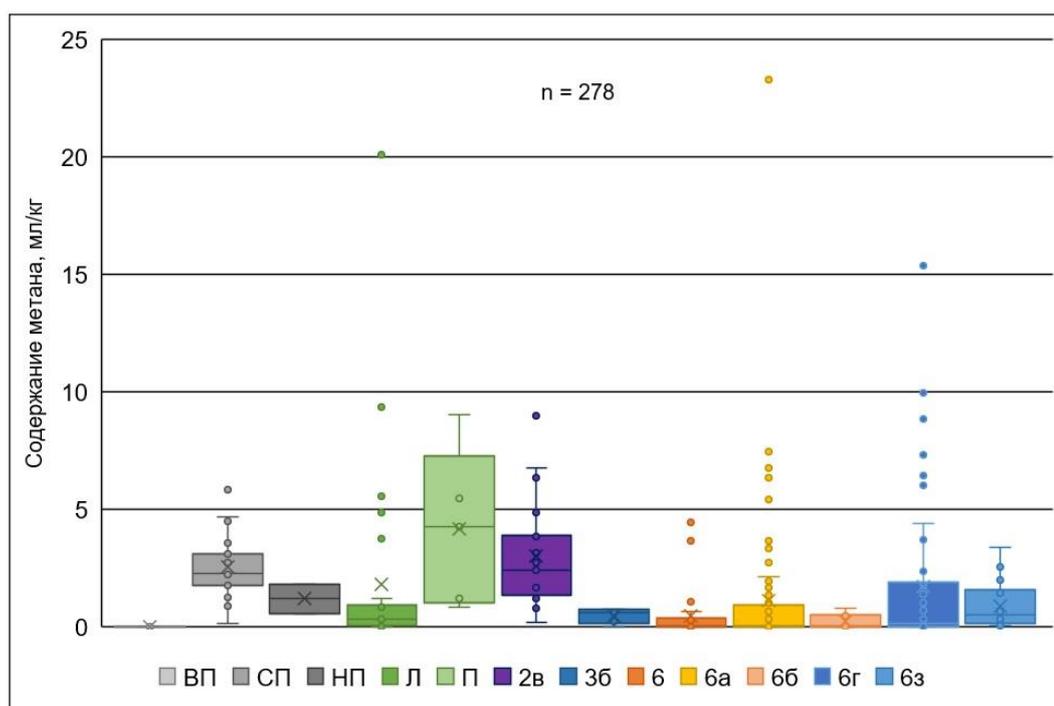


Рисунок 5.30 – Содержание метана (мл/кг) в мерзлых подстилающих отложениях в пределах различных ландшафтов стационара Марре-Сале. Легенда: ВП - высокая пойма; СП – средняя пойма, НП – низкая пойма, Л – лайда, П – область морского пляжа, 2в – овраги, лога стока поверхностных вод, 3б - озерные понижения, б – песчаные раздувы, ба – ровные тундры, бб – полигональные дренированные тундры, бг – полигональные заболоченные тундры, бз – ровные увлажненные тундры. n – количество образцов

Как видно из рисунка, содержание метана в подстиляющих горизонтах ММП всегда выше, чем в породах сезонно-талого слоя, что хорошо подтверждается сравнением средних содержаний метана в талом и мерзлом состоянии (рисунок 5.31).

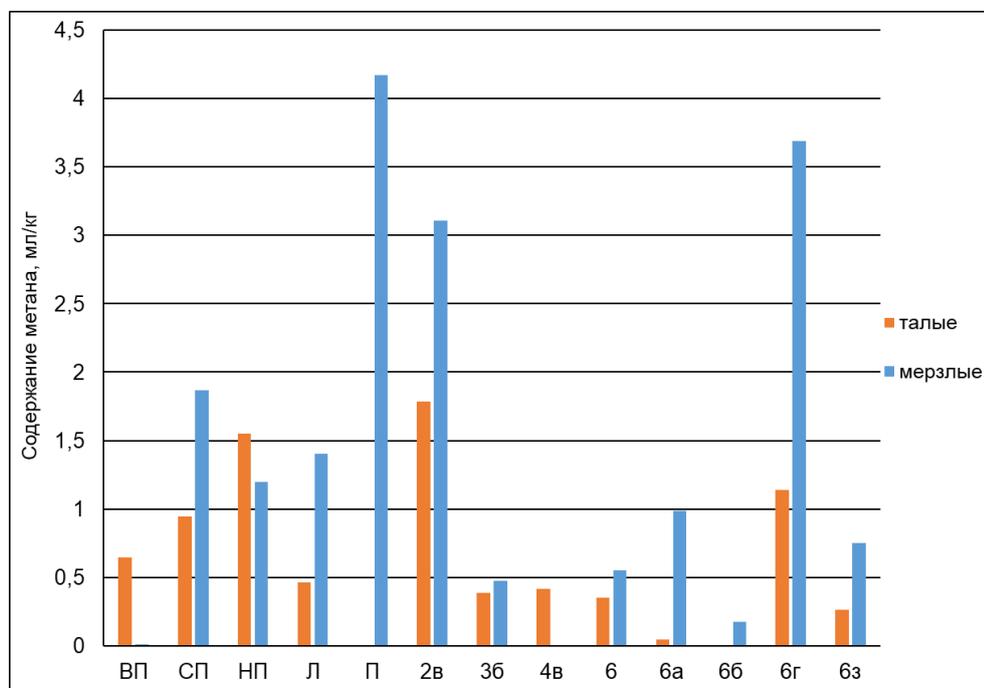


Рисунок 5.31 – Среднее содержание метана (мл/кг) в пределах доминантных ландшафтов района Марре-Сале. Легенда: ВП - высокая пойма; СП – средняя пойма, НП – низкая пойма, Л – лайда, П – пляж, 2в – овраги, лога стока поверхностных вод, 3б - озерные понижения, 4в – торфяники, 6 – песчаные раздувы, 6а – ровные тундры, 6б – полигональные дренированные тундры, 6г – полигональные заболоченные тундры, 6з – ровные увлажненные тундры

Как видим, для всех ландшафтов в ранге урочищ для района Марре-Сале характерно резкое повышение содержания метана при переходе от талого к мерзлому состоянию. Достаточная обеспеченность данными позволила построить карты содержания метана для района Марре-Сале в породах сезонно-талого и переходного слоев (рисунок 5.32). Выявленная закономерность повышенного содержания метана в подстиляющих мерзлых горизонтах по сравнению с породами сезонно-талого слоя отражается на картах в виде более «тёплых» оттенков, соответствующих более высоким значениям. Для разных ландшафтов эти различия различны. Для дренированных урочищ, разница в содержаниях метана в талых и

мерзлых породах минимальна, для заболоченных урочищ это различие выражено отчетливо.

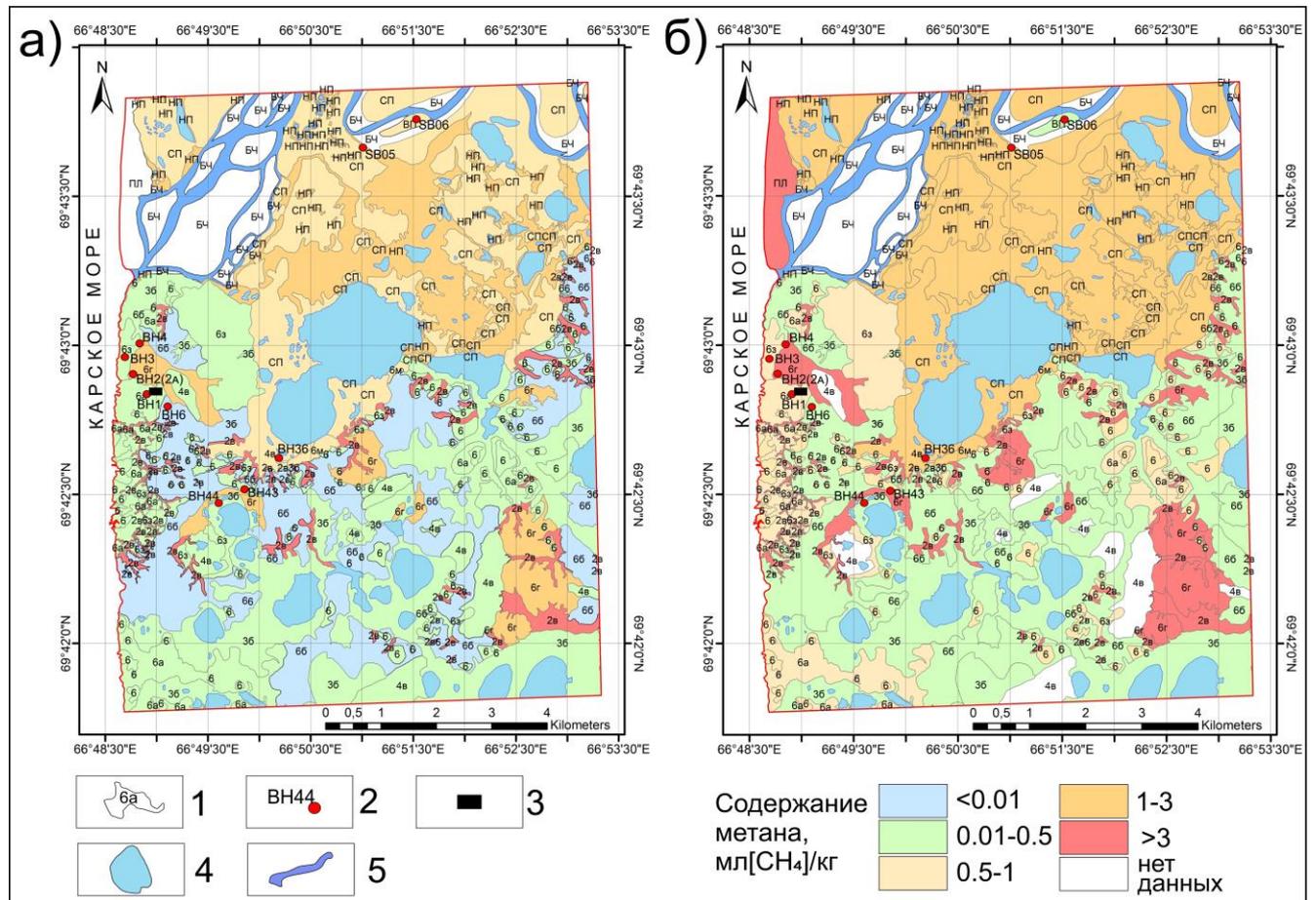


Рисунок 5.32 – Карты среднего содержания метана в доминантных ландшафтах района Марре-Сале в: а) талых породах СТС, б) в мерзлых породах переходного слоя. Легенда: 1 – граница и индекс ландшафта (2в – овраги, лога стока поверхностных вод, 3б - озерные понижения, 4в – торфяники, б – песчаные раздувы, ба – ровные тундры, бб – полигональные дренированные тундры, бг – полигональные заболоченные тундры, бз – ровные увлажненные тундры, НП – низкая пойма, СП – средняя пойма, ВП - высокая пойма; ПЛ – область морского пляжа; БЧ – непокрытые растительностью области между поймой и урезом моря (бечевники)), 2 – точка опробования и её индекс, 3 – метеостанция Марре-Сале, 4 – озера, 5 – река Марре-Яха

Представленные крупномасштабные карты пространственного распределения содержания метана в породах сезонно-талого и переходного слоев составлены впервые и позволяют оценить запасы (пул) метана в типичных тундрах (биолиматической подзоне D по Walker et al., 2005) при подсчетах потенциальных

выбросов метана и баланса углерода при потеплении климата в климатических моделях. Для биоклиматической подзоны южных кустарниковых тундр (подзона С) пока можно сделать только предварительные оценки.

Южная кустарниковая тундра, Тазовский

Вблизи поселка Тазовский все исследования были проведены на голоценовых торфяниках. Во-первых, разнообразные торфяники для этого региона являются самым распространенным типом поверхностных отложений и ландшафтов в ранге урочищ. Во-вторых, только здесь можно было исследовать содержание метана в торфе – типе горных пород с наиболее высоким содержанием метана. Полигональные торфяники региона отличаются по геоморфологическому строению, степени увлажнения, растительному покрову. Все торфяники были разделены в зависимости от увлажненности поверхности (СУ – сильно увлажненный, П - переувлажненный, ПУ – повышенного увлажнения, СД – средне дренированный, Д - дренированный).

На рисунке 5.33 приведены разрезы шурфов, пройденных на всю мощность СТС с заглублением в мерзлую толщу. Для оценки возможного перераспределения метана при процессах промерзания - протаивания опробование выполнялось трижды – в апреле, июле и сентябре.

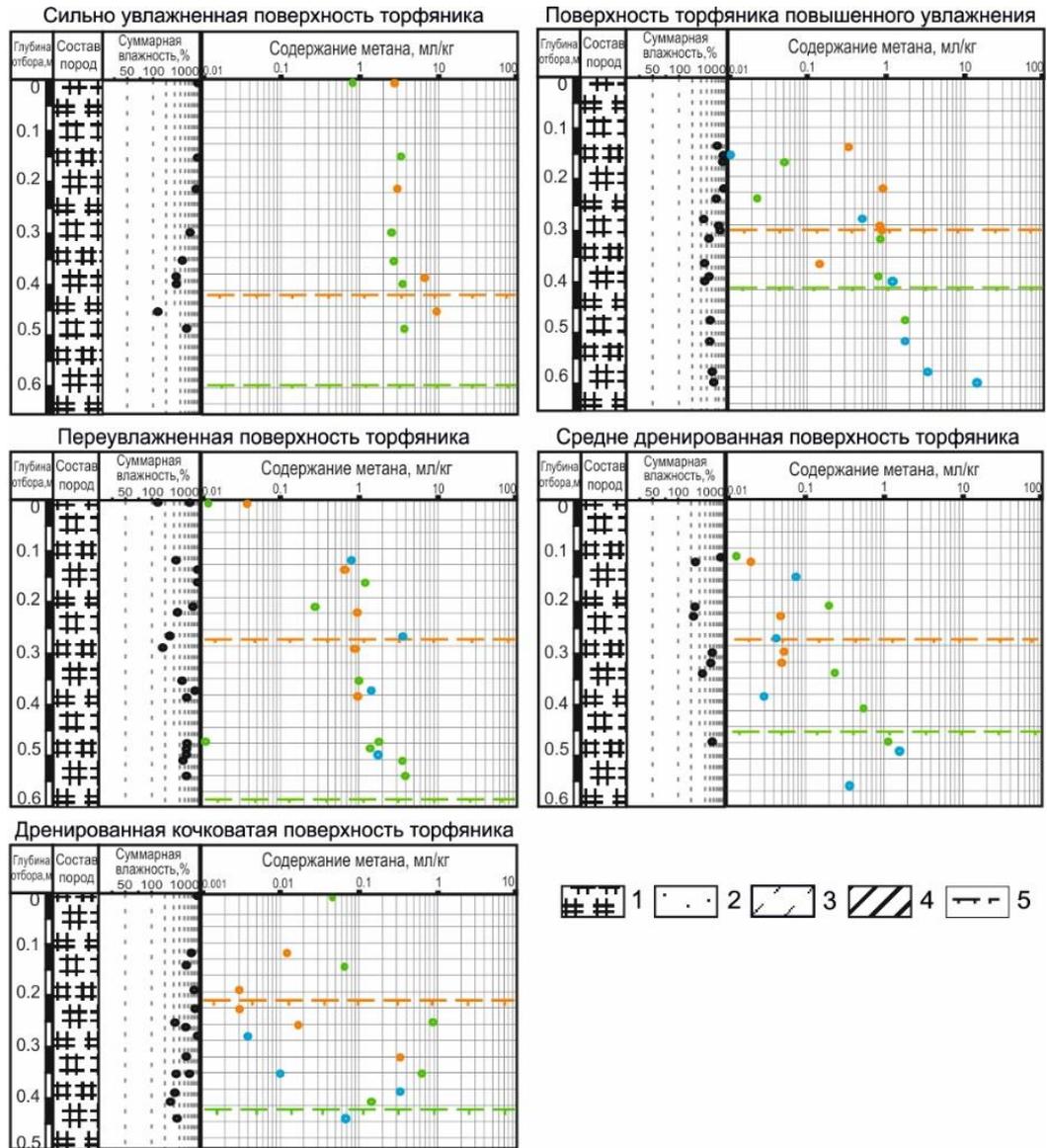


Рисунок 5.33 – Разрезы шурфов с суммарной влажностью и содержанием метана в торфе в пределах основных ландшафтов вблизи поселка Тазовский. Условные обозначения: 1 – торф, 2 – песок, 3 – супесь, 4 – суглинок, 5 – граница СТС. Синим цветом показаны точки отбора проб в апреле, рыжим цветом – точки и граница СТС в июле, зеленым – места отбора проб и подошва СТС в сентябре

Как показывает анализ распределения содержания метана по глубине по данным трехкратного опробования шурфом, закономерного изменения распределения метана при промерзании – протаивании торфа в годичном цикле не установлено. Возможно, это объясняется недостаточно детальным опробованием сезонно-талого слоя. Так же, как и для других регионов, в торфяных разрезах отмечается скачок содержания метана ниже границы СТС.

На рисунок 5.34. приведены бокс-плоты содержания метана в сезонно-талом слое торфяников разной степени увлажнения.

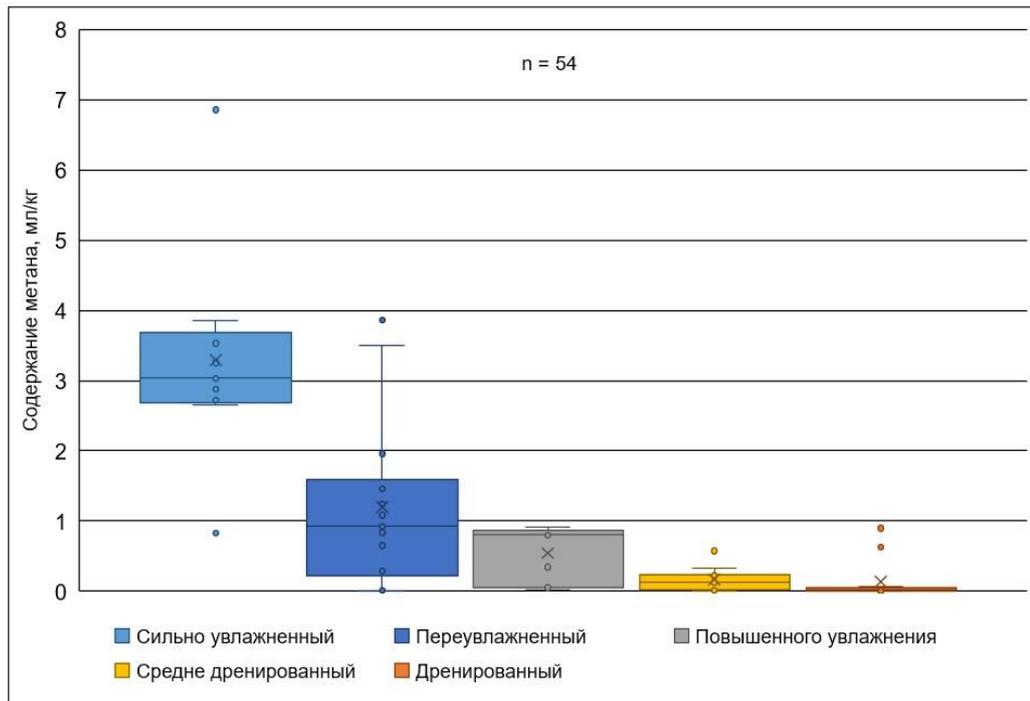


Рисунок 5.34 – Бокс-плот диаграмма содержания метана (мл/кг) в талых торфах в пределах ландшафтов торфяников разной степени увлажнения вблизи поселка Газовский (n – количество образцов)

На бокс-плот диаграмме (рисунок 5.34) прослеживается четкая прямая корреляция между степенью увлажнения поверхности и содержанием метана в талых породах (чем выше влажность отложений, тем больше количество метана). Эта закономерность вполне ожидаема и объясняется тем, что чем более увлажнена толща торфа, тем более в ней соблюдаются условия анаэробности, способствующие продуцированию метана.

Бокс-плоты содержания метана в подстилающих мерзлых торфах приведены на рисунке 5.35.

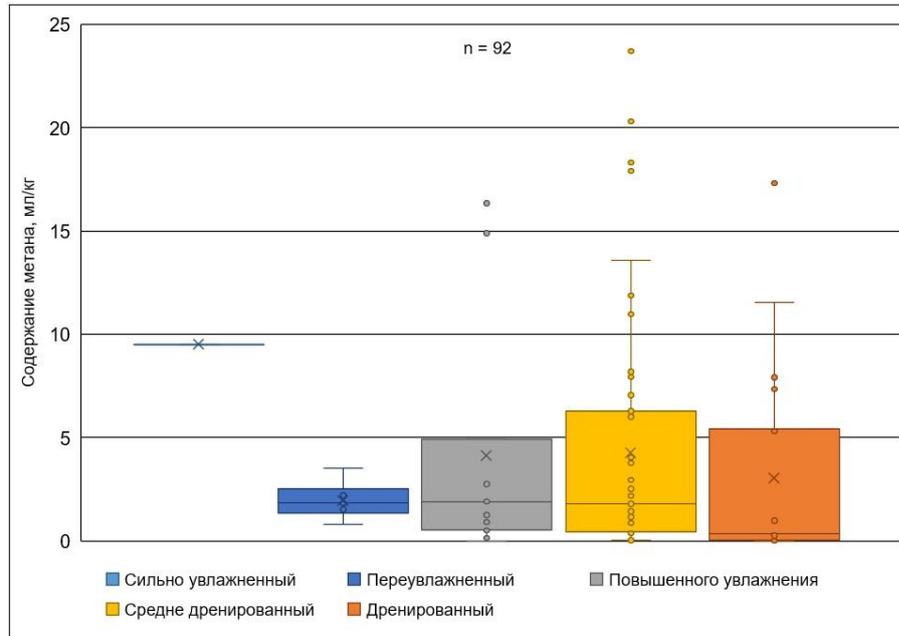


Рисунок 5.35 – Бокс-плот диаграмма содержания метана (мл/кг) в мерзлых подстилающих торфах в пределах ландшафтов торфяников разной степени увлажнения вблизи поселка Тазовский (n – количество образцов)

Как видно из рисунка, в подстилающих мерзлых торфах не соблюдается прямая зависимость содержания метана от степени увлажнения торфа. Это связано с тем, что при формировании и промерзании торфяника условия увлажнения были примерно одинаковыми, а влажностный режим торфяников в слое сезонного протаивания сформировался уже после их образования.

Среднее содержание метана в данных ландшафтах представлено на рисунке 5.36.

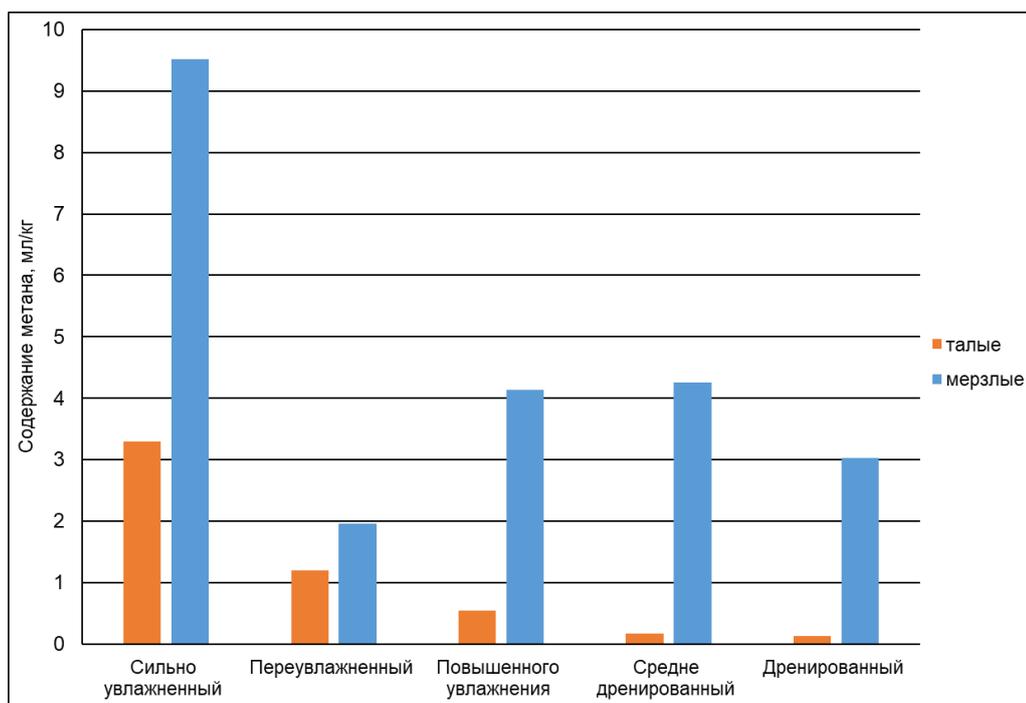


Рисунок 5.36 – Зависимость среднего содержания метана (мл/кг) в торфах от степени увлажнения поверхности торфяников вблизи поселка Тазовский

Наибольшее количество метана зафиксировано в сильно увлажненном понижении (СУ), где содержание метана в талых породах 3,3 мл/кг, а в мерзлых возрастает до 9,5 мл/кг. Как уже отмечалось, содержание метана в талых породах строго зависит от степени увлажнения ландшафта и понижается с увеличением дренированности (до 0,1 мл/кг в дренированных торфяниках). В мерзлых породах довольно высокие средние концентрации метана отмечаются в торфяниках повышенного увлажнения (ПУ) (4,1 мл/кг) и на средне дренированных поверхностях (СД) (4,3 мл/кг), а низкие присущи переувлажненному ландшафту (в среднем 2 мл/кг). Из рисунка 5.36 видно, что во всех типах торфяников отмечается превышение содержания метана в мерзлых отложениях по сравнению с талыми.

Обобщение и интерпретация результатов

Все результаты определения содержания метана в породах сезонно-талого и переходного слоев также были занесены в общую базу данных. При этом им были присвоены индивидуальные индексы, позволяющие выделить из общего массива данных результаты по сезонно-талому и переходному слоям. Анализ результатов

показал, что для всех трех участков исследования, отличающихся по геокриологическим условиям, климату и биоклиматическим зонам, присуща одна и та же закономерность, обосновывающая второе защищаемое положение: **Переходный слой содержит гораздо больше метана по сравнению с сезонно-талым слоем и является серьезным источником дополнительного поступления метана в атмосферу при его протаивании в условиях потепления климата.** По нашим данным содержание метана в мерзлых породах переходного слоя в два-пять раз выше, чем в протаивающих породах сезонно-талого слоя. Мощность слоя с повышенным содержанием метана составляет от одного до двух метров.

5.3. Влияние климатических условий на содержания метана в протаивающих породах

Исследования эмиссии метана, проведенные в разных регионах и условиях, показывают, что темпы эмиссии возрастают при росте температуры воздуха и поверхности (см., например, Euskirchen et al., 2017, наши данные – Oblogov et al., 2020 и другие). Поскольку на границе раздела между атмосферой и дневной поверхностью существует равенство потоков метана, естественно предположить, что для обеспечения возрастания эмиссии метана с ростом температуры должно повышаться содержание метана в породах сезонно-талого слоя. До сих пор прямых подтверждений этого нет. Из высказанного предположения следует, что в связи с более высокими температурами в подзоне южных тундр и содержание метана в породах сезонно-талого слоя должно следовать вслед за климатическим градиентом.

Наши наблюдения показывают, что корректно сравнивать только содержания метана в одинаковых ландшафтах, поскольку даже в пределах одного участка содержание метана в разных ландшафтах разительно отличается, иногда на порядки. Каждая из двух изученных нами биоклиматических подзон характеризуется собственной ландшафтной структурой из зональных ландшафтов.

Азональными ландшафтами, представленными в обеих подзонах, являются болота и торфяники. Как показали исследования в устье р. Печора и в районе Тазовского (см. выше), содержание метана в торфяниках настолько сильно зависит от условий их обводнения, что корректно сравнивать их невозможно.

Болота изучались и в районе Печоры, и в Марре-Сале при разных температурах. В Марре-Сале такие наблюдения проводились во всех доминантных ландшафтах. Поэтому есть возможность проследить влияние температуры на содержание метана в одинаковых ландшафтах болот и осреднённо для всех ландшафтов типичной тундры. На рисунке 5.37. представлены зависимости содержания метана отдельно для болот (зеленая линия) и средняя для всех ландшафтов в обеих биоклиматических зонах (лиловая линия).

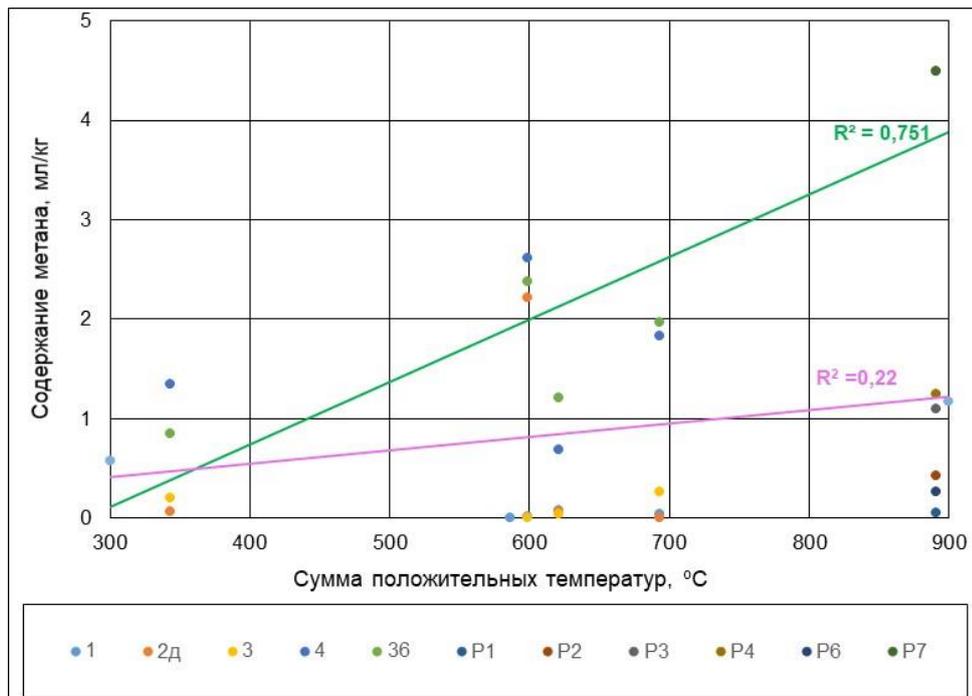


Рисунок 5.37 – Соотношение между содержанием метана в СТС и суммой положительных температур в доминантных ландшафтах. Зеленая линия – тренд для ландшафтов болот в типичных и южных тундрах, лиловая линия – осредненный тренд по всем ландшафтам тундр. В легенде – номера площадок

Измерения проводились в разные даты и годы, поэтому в качестве меры тепла, поступающего в породы, принята сумма положительных температур от даты перехода температуры воздуха через ноль до даты проведения отбора проб. Такой

способ отображения поступившего тепла принят по аналогии с сезонно-талым слоем, где это широко используется, и позволяет сравнивать измерения в разные даты и годы.

Из рисунка видно, что при сравнении одинаковых ландшафтов предполагаемая зависимость уверенно подтверждается. Коэффициент детерминации достигает 0,751. Коэффициент детерминации, рассчитанный для всей совокупности данных, составляет всего 0.22, однако это объясняется не столько низким влиянием положительных температур, сколько высокой естественной изменчивостью содержания метана в породах от ландшафта к ландшафту. Низкий коэффициент детерминации отражает влияние дренированных ландшафтов, в которых, независимо от температуры содержание метана остается пренебрежимо низким. С учетом ландшафтной структуры изученных подзон типичной и южной кустарниковой тундр можно считать, что серьезными источниками метана являются около 40% общей площади тундр. Это условие сохранится и при потеплении климата.

Итак, можно заключить, что при повышении температуры (суммы положительных температур) наблюдается возрастание содержания метана. Это объясняется ускоренным метаболизмом метаногенных архей и изменением их видового состава по мере повышения температуры среды (McCalley et al., 2014).

Полученные результаты обосновывают третье защищаемое положение: **Содержание метана в породах сезонно-талого слоя регулируется особенностями ландшафтов и возрастает по мере увеличения температуры воздуха, следовательно, вслед за градиентом температур существует и региональный градиент содержания метана в СТС. При прочих равных условиях в биоклиматической подзоне южных кустарниковых тундр в сезонно-талом слое содержится больше метана, чем в типичных тундрах.**

5.4. Изотопный состав метана

Изотопный состав метана является одним из индикаторов генезиса мерзлых отложений и подземных льдов и способствует пониманию условий их формирования. Изучение изотопов в талых породах дает возможность выяснить механизмы образования и миграции метана в слое сезонного оттаивания.

Метан образуется за счет деятельности метаногенных архей в почвах и породах СТС в анаэробных условиях, а значит имеет биогенное происхождение (Streletskaya et al., 2018). Считается, что движение метана в породах СТС обуславливается двумя основными механизмами – пузырьковым и диффузионным (Brouchkov, Fukuda, 2002 и др.). Допускается, что возможен еще перенос метана растениями, но этот процесс и его вклад в общий перенос пока не изучен. Пузырьковый перенос газа происходит в отложениях с исключительно высокой влажностью, близкой к водонасыщению. В не водонасыщенных породах действует диффузионный механизм переноса метана, увеличивающий свой вклад от глубоких горизонтов пород к поверхности. Считается, что при пузырьковом механизме из-за высоких скоростей переноса не будет существовать закономерного изменения изотопного состава метана, либо оно будет незначительным. В случае диффузионного механизма наоборот должно наблюдаться ярко выраженное закономерное изменение изотопного состава по глубине (Васильев и др., 2022). Следовательно, по характеру распределения изотопного состава можно установить преобладающий механизм переноса метана в отложениях.

Исследование изотопного состава метана в сезонно-талых и мерзлых породах выполнялось во всех ключевых районах. Наибольшее количество образцов было исследовано из зоны типичной тундры в районе Марре-Сале, а из зоны южных тундр (устье р. Печора, район пос. Тазовского) получены только первичные данные. Всего был определен изотопный состав метана в 128 образцах, в т.ч. $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ – 128 образцов, $\delta\text{D}(\text{CH}_4)$ – 12 образцов.

Биогенный генезис образования метана в мерзлых и протаивающих породах всех представленных в регионе возрастов и подземных льдах подтверждается

результатами анализов метана по соотношению изотопов $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ и $\delta\text{D}(\text{CH}_4)$ из разреза Марре-Сале. Диаграмма (Whiticar, 1999) позволяет графически соотнести изотопный состав метана с его различным происхождением (рисунок 5.38). Данные по $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ и $\delta\text{D}(\text{CH}_4)$ отражены цветными точками. Остальные результаты приведены в виде цветных линий.

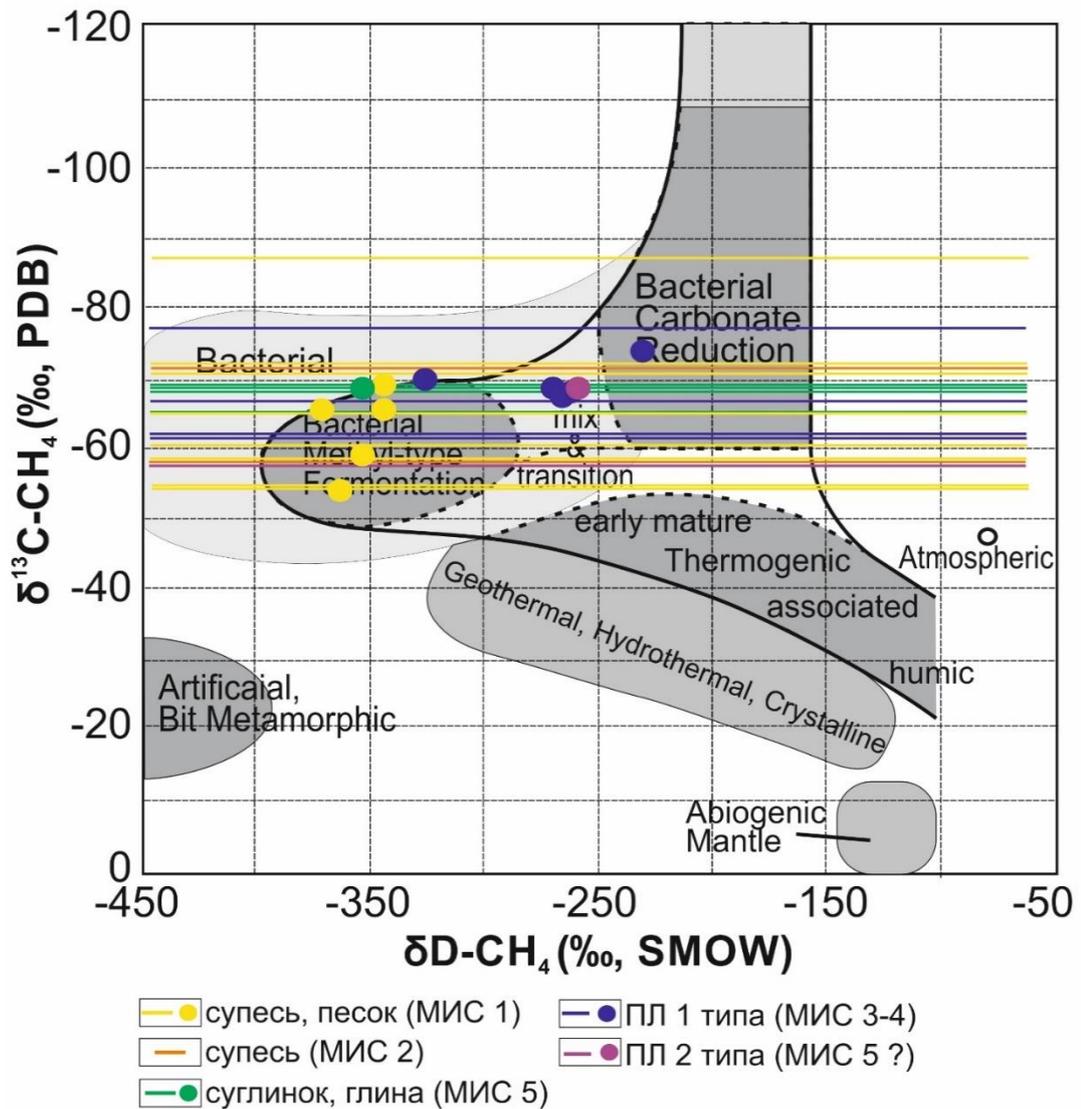


Рисунок 5.38 – Значения изотопного состава метана на диаграмме (по Whiticar, 1999) для определения генезиса газа в зависимости от соотношения изотопов $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ и $\delta\text{D}(\text{CH}_4)$

Несмотря на некоторый разброс значений, все точки попадают в область бактериального генезиса метана. Полученные данные при этом демонстрируют дифференциацию показателей изотопии для отдельных геологических структур.

Значения, попадающие в транзитную область диаграммы, по мнению (Семенов и др., 2018) отражают вклад метана, образованного из реликтового органического вещества деградирующей мерзлоты.

Ограниченность данных по одновременному определению изотопов $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ и $\delta\text{D}(\text{CH}_4)$ связана с фактической невозможностью выполнить эти определения в более-менее приемлемых объемах. В мире есть только две лаборатории (Нидерланды и США), которые выполняют такие сложные и дорогостоящие исследования. Напротив, изотопию углерода в метане определяют во множестве лабораторий. Результаты определения изотопа $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ без данных об изотопии $\delta\text{D}(\text{CH}_4)$ для многолетнемерзлых пород приведены на рис. 5.38 сплошными прямыми линиями. На рисунке отчетливо видно, что все значения изотопного состава метана в многолетнемерзлых породах и подземных льдах соответствуют его бактериальному генезису.

Данных по изотопному составу многолетнемерзлых и протаивающих пород пока недостаточно для корректных количественных оценок изотопного состава метана для каждого стратиграфо-генетического комплекса, представленного в регионе, и подземных льдов. На данной стадии исследований можно говорить только о наиболее общих закономерностях.

Приведем несколько примеров изотопного состава многолетнемерзлых и протаивающих пород для всех трех изученных регионов (рисунки 5.39...5.42).

На рисунке 5.39 изображена зависимость изотопного состава углерода метана от глубины в талых и мерзлых отложениях в дельте реки Печора. Разброс значений в талых породах составляет от -65,8 до -42 ‰. Изотопные показатели в интервале от -45 до -40 ‰ в СТС являются признаком не термокаталитического генезиса метана, а уменьшения количества легких изотопов в связи с сепарацией изотопного состава при эмиссии метана в атмосферу. Более легкие и подвижные молекулы метана в большей мере подвержены эмиссии, а метан с более тяжелым изотопным составом остается в сезонно-талом слое. Кроме того, это связано с активностью метанотрофных бактерий, использующих метан в качестве единственного источника углерода и энергии (Задорожная и др., 2022). Мерзлые

отложения характеризуются более легким изотопным составом углерода метана (от -77,1 на глубине 0,5 м до -46,1 ‰ на глубине 1,92 м) по сравнению с талыми.

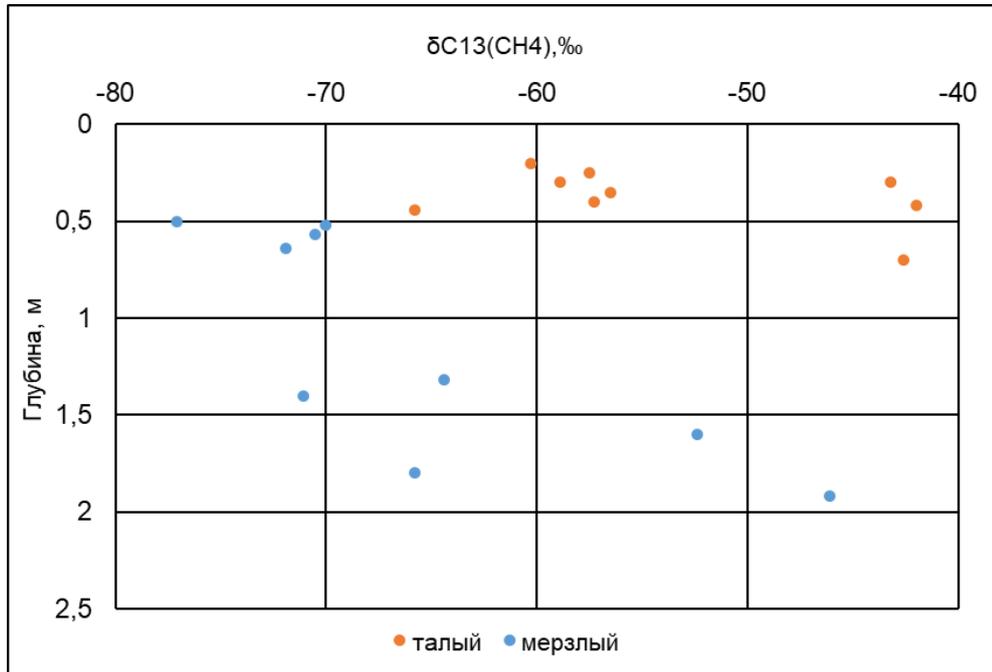


Рисунок 5.39 – Распределение изотопов углерода метана по глубине в талых и мерзлых породах в устье р. Печоры

Схожий характер распределения изотопного состава наблюдается в районе Марре-Сале (рисунок 5.40).

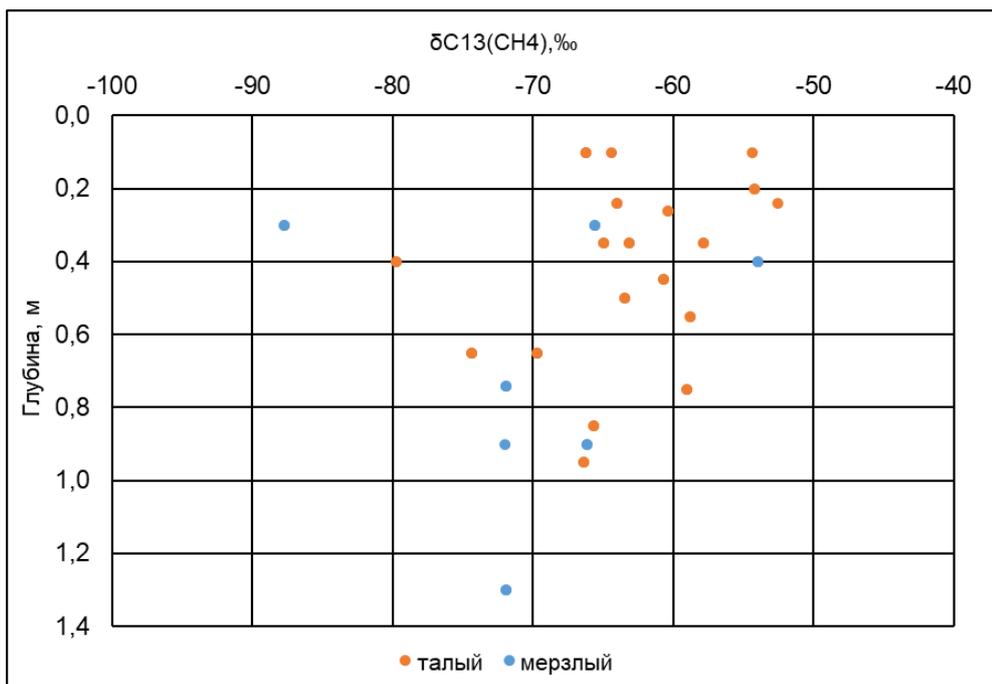


Рисунок 5.40 – Распределение изотопного состава углерода метана по глубине в талых породах СТС и мерзлых породах верхних горизонтов мерзлоты в районе Марре-Сале

Все значения лежат в области от $-87,8$ до $-53,9$ ‰ в мерзлых отложениях и от $-79,8$ до $-52,6$ ‰ в талых, что вновь однозначно указывает на бактериальное происхождение метана по (Whiticar, 1999). Утяжеление изотопного состава метана вверх по разрезу иллюстрирует интенсивные процессы бактериального окисления метана в приповерхностных зонах, так как метаноокисляющие микроорганизмы включают в свой метаболизм метан предпочтительно с легким изотопом углерода ^{12}C , вследствие чего в остаточном метане начинают преобладать тяжелые изотопы углерода ^{13}C (Бондарев и др., 2008).

В районе Марре-Сале на изотопный состав были также исследованы пластовые льды. На рисунке 5.41 изображен график с изотопией метана в пластовых льдах первого и второго типа. Для ПЛ1 и ПЛ2 характерны близкие значения изотопного состава, но для ПЛ1 отмечается небольшое изменение изотопии на одной глубине, чего нет в ПЛ2. В то же время в ПЛ2 наблюдается небольшая сепарация изотопного состава метана по разрезу в сторону его утяжеления с увеличением глубины.

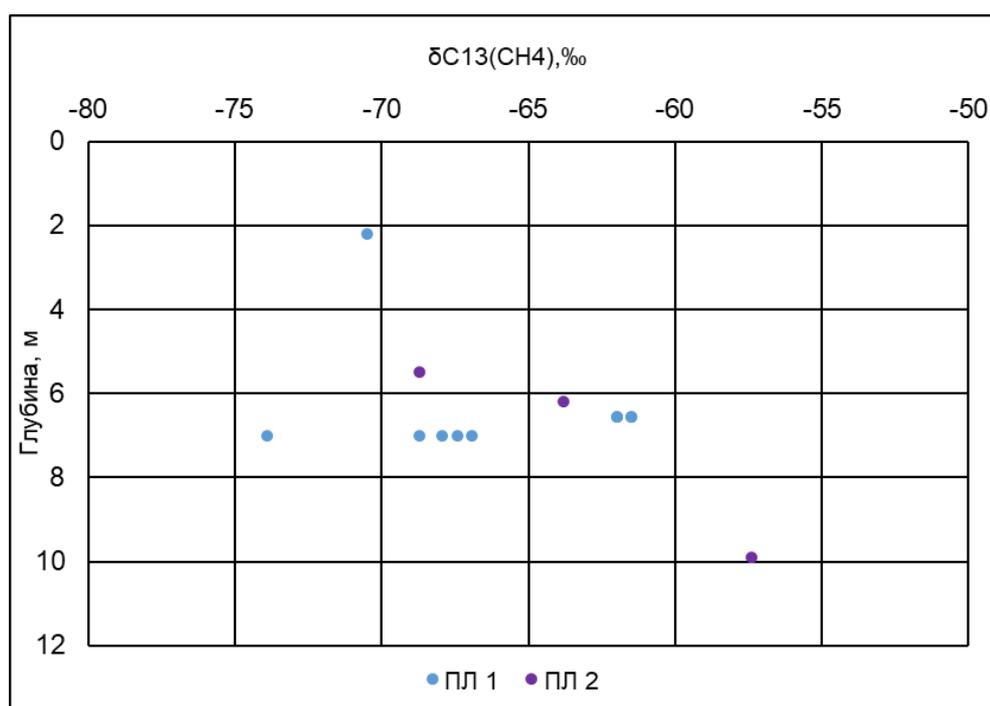


Рисунок 5.41 – Распределение изотопного состава углерода метана по глубине в пластовых льдах разных типов в районе Марре-Сале

Возможно, некоторое изменение изотопного состава метана с глубиной может свидетельствовать о развитии обменных процессов при формировании ледяной залежи, однако ни характер, ни интенсивность этих процессов пока остаются не выясненными.

Данные по изотопному составу углерода метана были получены в районе Пур-Тазовского междуречья впервые. На рисунке 5.42 изображено распределение изотопного состава $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ по глубине в талых и мерзлых отложениях. Заметен более значительный разброс значений в талых отложениях (от -81,2 до -40,1 ‰) по сравнению с мерзлыми (от -77,5 до -53,9 ‰). Также внутри СТС выделяются из общей массы показателей три легких изотопа в интервале от -81,2 до -63,1 ‰. Более тяжелый состав изотопов в талых породах по сравнению с мерзлыми снова можно объяснить активностью метанотрофных микроорганизмов, использующих преимущественно «легкий» метан, тем самым утяжеляя изотопный состав в деятельном слое за счет остаточного углерода метана, и сепарацией изотопного состава в процессе эмиссии метана в атмосферу.

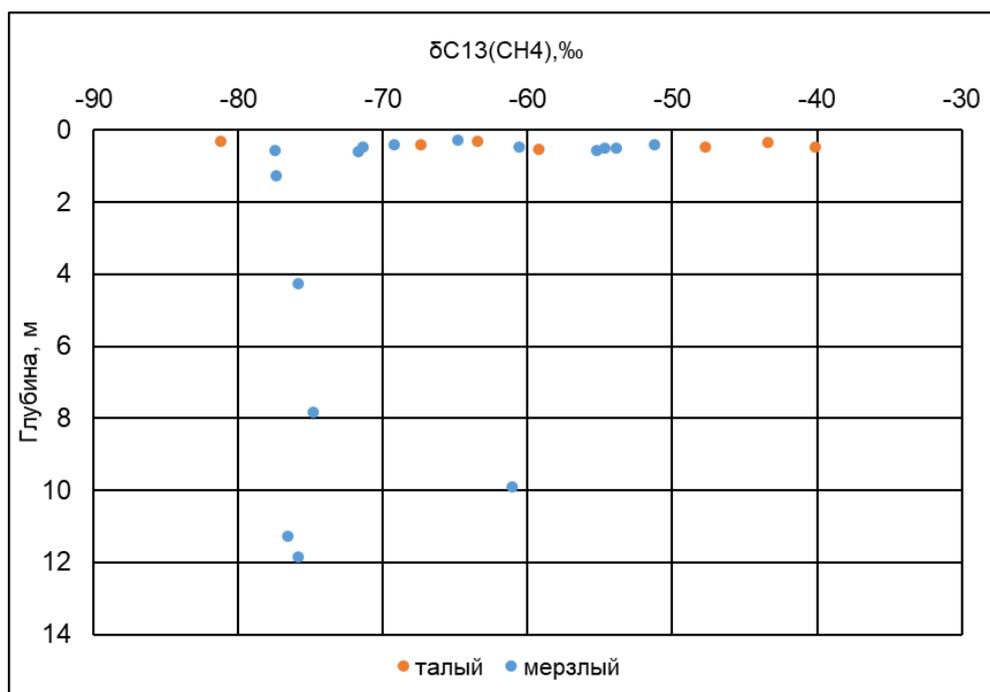


Рисунок 5.42 – Распределение изотопного состава углерода метана по глубине в талых и мерзлых породах вблизи поселка Тазовский

Корректные сравнения изотопного состава метана в Западной Арктике необходимо выполнять для примерно одинаковых геокриологических и ландшафтных условий. Влияние геокриологических условий на изотопный состав метана при общем недостатке данных выявить не удалось. А вот сравнение изотопного состава метана в породах сезонно-талого слоя в азональном ландшафте болот, присутствующем в обеих биоклиматических зонах, показало, что здесь можно обоснованно предполагать определенную закономерность. На рисунке 5.43 приведено распределение изотопного состава метана по глубине в ландшафтах болот в породах сезонно-талого слоя.

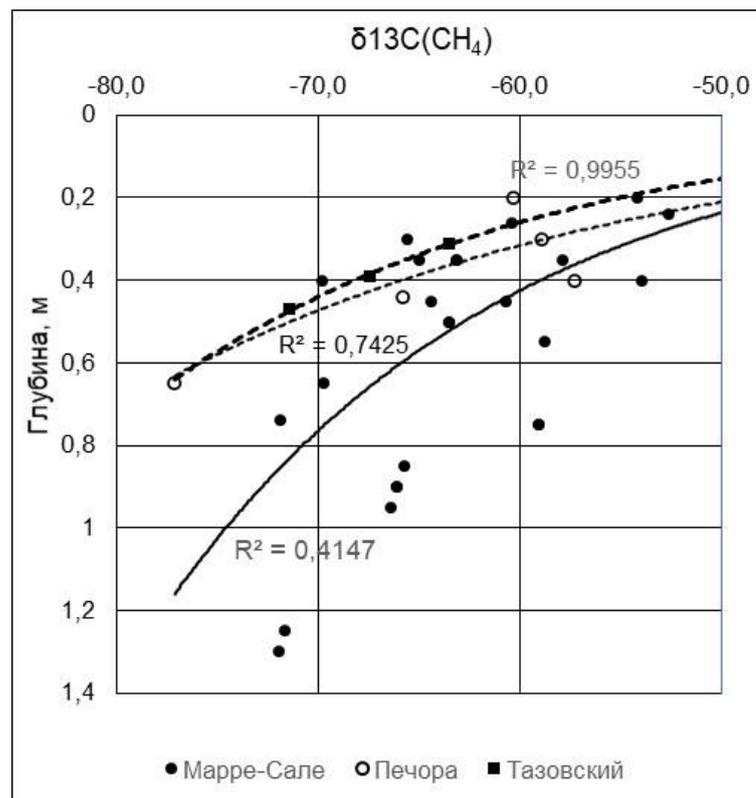


Рисунок 5.43 – Распределение изотопного состава метана по глубине в болотах в устье р. Печора, Марре-Сале и Тазовском

Из рисунка видно, что снова наблюдается утяжеление изотопного состава снизу вверх, причем значения $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$ для Печоры и Тазовского достаточно близки друг к другу, а Марре-Сале характеризуется более тяжелым изотопным

составом. Вероятно, это отражает влияние более холодного летнего климата здесь по сравнению с другими участками.

Сравнение характера распределения изотопного состава и содержания метана по глубине (рисунок 5.44) позволяет сделать вывод о значительном вкладе диффузионного механизма в транспорт метана из сезонно-талого слоя к поверхности даже в условиях полного водонасыщения.

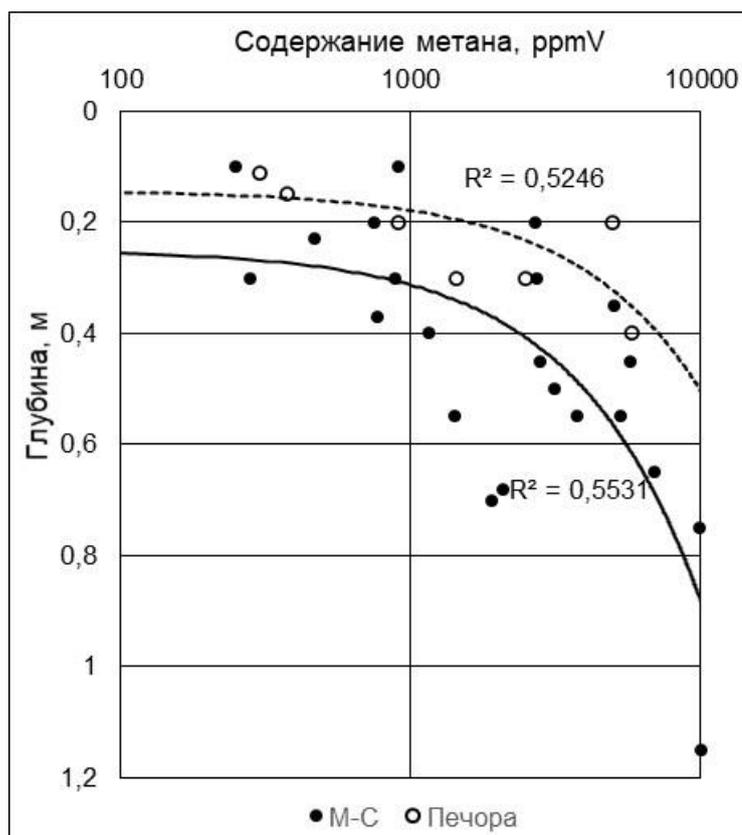


Рисунок 5.44 – Распределение содержания метана в породах сезонно-талого слоя болот в устье р. Печора и районе Марре-Сале

Как видно из рисунков 5.43 и 5.44, наблюдается хорошо выраженное закономерное распределение и содержания метана, и его изотопного состава, которое соответствует диффузионному механизму транспорта метана из сезонно-талого слоя к дневной поверхности. Очевидно, что роль диффузионного механизма будет только возрастать по мере дренирования ландшафтов.

Таким образом, даже ограниченный объем изучения изотопного состава метана в мерзлых и протаивающих породах Западной Арктики позволяет сделать некоторые выводы:

- изотопный состав метана в сезонно-талом слое всегда тяжелее, чем в подстилающих мерзлых породах;

- закономерное распределение изотопного состава по глубине подтверждает существенный вклад диффузионного механизма в транспорт метана к дневной поверхности даже в водонасыщенных породах с высоким содержанием метана;

- на изотопный состав метана оказывает влияние климат. При прочих равных условиях изотопный состав метана будет тяжелее в районах с более высокой температурой летнего периода. Последнее утверждение имеет предположительный характер и требует подтверждения на более обширных материалах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные исследования позволили выявить зависимость содержания метана в мерзлых и протаивающих породах основных геолого-стратиграфических комплексов четвертичных отложений в Западной Арктике от геокриологических, биоклиматических и ландшафтных условий и дать оценки содержания метана в доминантных ландшафтах Западной Арктики при потеплении климата. Были комплексно изучены 3 района (устье реки Печоры, Марре-Сале (Западный Ямал), участки вблизи поселка Тазовский), отличающихся по геокриологическим и ландшафтным условиям, для которых содержание метана и закономерности его распределения ранее не были известны. Благодаря полученным детальным данным и их статистической обработке впервые установлено, что содержание метана в породах и подземных льдах несет в себе четкий климатический отклик, который имеет прогностическое значение. Принимая во внимание недостаточную изученность и спорные точки зрения на происхождение, содержание и эмиссию метана в криолитозоне, в данной работе изложены более четкие представления и обоснованные выводы о характере распределения, биогенном генезисе и количестве метана в мерзлых и талых породах четвертичного возраста на территории Западной Арктики.

Основные научные результаты:

1) Анализ современного состояния изученности проблемы метана в Арктике показал, что основное внимание уделяется эмиссии метана в различных условиях, но почти нет данных о его содержании в многолетнемерзлых и протаивающих породах. Это послужило основанием для формулирования основной цели и задач работы.

2) Проведен анализ изменения климата в обширном регионе по данным ключевых метеостанций – мыс Константиновский, Марре-Сале и Тазовский. Западная Арктика характеризуется возрастанием суровости климата не только с юга на север, но и с запада на восток. Потепление климата происходит, начиная с

1970-х гг., синхронно, но с разными амплитудами. Для западной части региона скорость повышения среднегодовой температуры составила 0,06 °С/год, на Западном Ямале – 0,055 °С/год, в районе Тазовского – 0,072 °С/год. Наблюдается повышение не только среднегодовой, но и средней летней температуры воздуха.

Увеличивается продолжительность теплого периода. По данным всех метеостанций возрастает годовая сумма осадков, что формирует тенденцию к заболачиванию территории.

На примере ключевых участков в полевых условиях и на основе спутниковых данных изучена ландшафтная структура территории в ранге урочищ. Для учета условий увлаженности доминантных ландшафтов внесены усовершенствования существующей классификации ландшафтов. Построены крупномасштабные ландшафтные карты исследованных участков.

3) Изучены геокриологические условия трех ключевых участков в динамике на фоне потепления климата. На основе статистической обработки данных по влажности (льдистости) пород сезонно-талого слоя и многолетнемерзлых пород по разрезу установлено, что повсеместно на территории исследования распространен переходный слой, залегающий непосредственно под слоем сезонного протаивания. Мощность переходного слоя на Европейском Севере может достигать 5-6 м, в Западной Сибири – около 2 м.

Среднегодовая температура многолетнемерзлых пород в районе мыса Болванского в условиях сплошного распространения ММП в устье р. Печоры повысилась с -2,1...-2,3 °С (1984) до -0,6...-1,2 °С (2021). В Марре-Сале среднегодовая температура ММП также повысилась с -4,6...-7,5 °С (1978) до -2,4...-4,5 °С (2022). В районе Тазовского нет продолжительных наблюдений за температурой ММП, здесь можно только констатировать что среднегодовая температура имеет тенденцию к повышению с -2,7 °С (2016) до -2,2 °С (2022).

На фоне потепления климата для всей территории характерно увеличение глубины сезонного протаивания. Среднемноголетний тренд на площадке CALM Болванский (R24) составляет 0,3 см/год. На площадке CALM острове Кашин (R24A) ряд наблюдений короче, при этом здесь фиксируется более высокий тренд

к оттаиванию пород (3,7 см/год). Тренд для района Марре-Сале по данным на площадке CALM составляет около 0,4 см/год. В Тазовском наблюдается тренд увеличения сезонного протаивания в 2 см/год.

4) В связи с исключительно высокой изменчивостью содержания метана в ММП и породах сезонно-талого слоя в качестве основного методического приема было использовано массовое опробование разрезов, колонок скважин и шурфов с последующей статистической обработкой данных. Это позволило получить статистически достоверные показатели содержания метана в мерзлых и протаивающих породах основных стратиграфо-генетических комплексов и подземных льдов.

5) Изучено содержание метана по данным более 1000 образцов мерзлых пород и подземных льдов. Сформирована компьютерная база данных. Показано, что содержание метана описывается логнормальным распределением.

Установлено, что мерзлые породы основных стратиграфо-генетических комплексов Западной Арктики характеризуются индивидуальными и отличающимися от комплекса к комплексу величинами содержания метана. Максимальное содержание метана отмечается в современных аллювиальных отложениях (МИС 1) и морских отложениях казанцевского возраста (МИС 5) и достигает 1,7 мл/кг. Породы каргинского возраста (МИС 3) характеризуются содержанием метана около 0,7 мл/кг, а сартанские (МИС 2) – 0,5 мл/кг. Таким образом, максимальные содержания метана наблюдаются в породах, сформировавшихся в теплые этапы – термохроны, а минимальные в холодные этапы – криохроны.

Влияние климатических условий на содержание метана уверенно подтверждается данными по полигонально-жильным и пластовым льдам. Наибольшие содержания метана наблюдаются в голоценовых ПЖЛ, сартанские ПЖЛ, сформировавшиеся в условиях более холодного климата, характеризуются существенно более низким содержанием метана. Установлено также, что содержание метана в голоценовых и сартанских ПЖЛ снижается по мере увеличения суровости климата с запада на восток.

Изучено содержание метана в породах сезонно-талого слоя и подстилающих ММП во всех доминантных ландшафтах региона. Показано, что решающее значение имеют особенности ландшафтов и условия увлажнения. В заболоченных ландшафтах содержание метана в устье р. Печоры достигает 2,5 мл/кг, в то время как в ландшафтах разной степени дренированности – менее 0,5 мл/кг. В Марре-Сале также наибольшие содержания метана присущи пойменным болотам – до 1,7 мл/кг и логам, и ложбинам стока – до 1 мл/кг. В районе Тазовского содержание метана изучалось в торфяниках. Торф характеризуется максимальными значениями содержания метана, достигающими 9,5 мл/кг.

Достоверно установлено, что многолетнемерзлые породы переходного слоя на всех исследованных участках содержат в 2-5 раз больше метана по сравнению с вышележащими породами сезонно-талого слоя. Это позволяет говорить о высоком вкладе метана в переходном слое при потеплении климата и протаивании богатых метаном пород переходного слоя. Впервые составлены крупномасштабные карты содержания метана в сезонно-талом и переходном слоях для модельной территории, наглядно иллюстрирующие высокие запасы метана в переходном слое.

С учетом ландшафтной структуры изученных подзон типичной и южной кустарниковой тундр можно считать, что серьезными источниками метана являются не более 40% общей площади тундр. Это условие сохранится и при потеплении климата.

Поскольку наблюдения за содержанием метана в породах СТС проводились в разные годы, и температуры в СТС были разными, впервые стало возможным оценить влияние климата на содержание метана в породах сезонно-талого слоя. На результатах фактических наблюдений показано, что повышение температуры воздуха вызывает возрастание содержания метана в породах сезонно-талого слоя за счет интенсификации метаногенеза. Это позволяет утверждать, что вслед за градиентом температур существует и региональный градиент содержания метана в СТС. При прочих равных условиях в биоклиматической подзоне южных кустарниковых тундр в сезонно-талом слое содержится больше метана, чем в типичных тундрах.

Впервые выполнено целенаправленное изучение изотопного состава метана в трех исследованных районах в биоклиматических зонах типичной и южной кустарниковой тундры. На большом массиве данных доказан биогенный генезис метана в мерзлых и протаивающих четвертичных породах Западной Арктики. Установлено, что в сезонно-талом слое происходит сепарация метана по изотопному составу. Вблизи дневной поверхности метан имеет максимально тяжелый изотопный состав ($\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4) = -60 \dots -40 \text{ ‰}$) за счет потери легкого метана при его эмиссии. Возможно, утяжеление изотопного состава метана также происходит вследствие преимущественного потребления легкого метана метанотрофными бактериями. Вниз по разрезу сезонно-талого слоя наблюдается возрастание метана с более легким изотопным составом ($\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4) = -88 \dots -54 \text{ ‰}$). Можно уверенно утверждать, что в сезонно-талом слое метан имеет более тяжелый изотопный состав по сравнению с подстилающими мерзлыми породами. Получены первые данные о влиянии климата на изотопный состав метана в мерзлых и протаивающих породах. Изотопные исследования позволили установить существенную роль диффузионного механизма транспорта метана в сезонно-талом слое к дневной поверхности как в заболоченных и водонасыщенных ландшафтах, так и, в особенности, в дренированных ландшафтах.

Проведенные исследования содержания метана в многолетнемерзлых и протаивающих породах явились основой и доказательной базой для формулировки научной новизны работы и обоснованием защищаемых положений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баду Ю.Б., Харьюзов П.Р. Основные особенности строения, состояния и свойств кайнозойских отложений северной части Западно-Сибирской плиты // Особенности освоения газовых месторождений в сложных геокриологических условиях. Сборник научных трудов. – ВНИИГАЗ, 1987. – С.8-21.
2. Баулин В.В., Дубиков Г.И., Аксенов В.И., Иванова Н.В., Ривкин Ф.М., Чернядьев В.П., Шаманова И.И. Геокриологические условия Харасавэйского и Крузенштерновского газоконденсатных месторождений (полуостров Ямал) / Гл. ред. Баулин В.В. – М.: ГЕОС, 2003. – 180 с.
3. Белорусова Ж.М. Многолетняя мерзлота на Тазовском полуострове и история ее развития в четвертичное время // Вестник Ленинградского университета. Серия геологии и географии. – 1963. – № 12. – С. 79-89.
4. Богоявленский В. И., Богоявленский И. В., Никонов Р. А. Результаты аэрокосмических и экспедиционных исследований крупных выбросов газа на Ямале в районе Бованенковского месторождения // Арктика: экология и экономика. – 2017. – № 3 (27). – С. 4-17. doi:10.25283/2223-4594-2017-3-4-17.
5. Болиховский В.Ф. Обстановка субмаринного криолитогенеза на Западно-Сибирском шельфе Арктического бассейна в плейстоцене. // Тезисы докладов Междувед. литологического комитета АН СССР. – Ухта, 1988. – С. 24-25.
6. Бондарев В.Л., Миротворский М.Ю., Зверева В.Б., Облеков, Г.И., Шайдуллин Р.М., Гудзенко В.Т. Газогеохимическая характеристика надсеноманских отложений полуострова Ямал (на примере Бованенковского нефтеконденсатного месторождения) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2008. – №5. – С. 22-34.
7. Васильев А. А., Стрелецкая И. Д., Мельников В. П., Облогов Г. Е. Метан в подземных льдах и мерзлых четвертичных отложениях Западного Ямала // Доклады Академии Наук. – 2015. – Т. 465, № 5. – С. 604-607.
8. 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. Деграция мерзлоты: результаты многолетнего геокриологического мониторинга в западном секторе российской Арктики // Криосфера Земли. – 2020. – Т. XXIV, № 2. – С. 15-30.
9. Васильев А.А., Дроздов Д.С., Москаленко Н.Г. Динамика температуры многолетнемерзлых пород Западной Сибири в связи с изменением климата // Криосфера Земли. – 2008. – Т. XII, № 2. – С. 10-18.
10. Васильев А.А., Мельников В.П., Задорожная Н.А., Облогов Г.Е., Стрелецкая И.Д., Саввичев А.С. Содержание и эмиссия метана в типичных и

южных тундрах Западной Арктики // Доклады Российской Академии Наук. Науки о Земле. – 2022. – Том 505, № 1. – С. 114-119.

11. Васильев А.А., Мельников В.П., Семенов П.Б., Облогов Г.Е., Стрелецкая И.Д. Содержание и эмиссия метана в доминантных ландшафтах типичной тундры Западного Ямала // Доклады Академии наук. – 2019а. – Т. 485, № 1. – С. 88-92.

12. Васильев А.А., Мельников, В.П. Стрелецкая И.Д., Облогов Г.Е. Новообразование мерзлоты и продуцирование метана на низких аккумулятивных лайдах Карского моря // Доклады Академии Наук. – 2017. – Т. 476, № 2. – С. 213-216.

13. Васильев А.А., Никитин К.А., Стрелецкая И.Д., Облогов Г.Е., Задорожная Н.А. Современные тренды эволюции криолитозоны российской Арктики при климатических изменениях // Материалы ежегодной конференции по результатам экспедиционных исследований «Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России» (АНИИ, Санкт-Петербург, 12-13 декабря 2019 г.). – Серия 6. – Санкт-Петербург, 2019б. – С. 16-20.

14. Васильев А.А., Облогов Г.Е., Широков Р.С. Долговременный мониторинг сезонного протаивания в типичных тундрах западного Ямала // Криосфера Земли. – 2023. – Т. XXVII, №4. – С. 3-13. DOI: 10.15372/KZ20230401.

15. Васильев А.А., Рогов В.В. Пластовые льды в районе Марре-Сале, Западный Ямал // Материалы второй конференции геокриологов России. т.1, ч.2. Литогенетическая геокриология. Инженерная геокриология. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. – С.188-194.

16. Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Облогов Г.Е. Эмиссия метана при разрушении берегов Карского моря // Международная конференция «Дегазация Земли: геология и экология – 2018» (РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М.Губкина, Москва, 24-26 апреля 2018 г.). – [электронный сборник]. – 3 с.

17. Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Инженерно-геологические и геохимические условия полигональных ландшафтов острова Белый (Карское море) // Инженерная геология. – 2015а. – №1. – С. 50-65.

18. Васильчук А.К., Васильчук Ю.К. Инженерно-геологические и геохимические условия полигональных ландшафтов в районе устья реки Тамбей (север полуострова Ямал) // Инженерная геология. – 2015б. – № 4. – С. 36-54.

19. Вечная мерзлота и освоение нефтегазоносных районов. Под ред. Е.С. Мельникова, С.Е. Гречищева. – М.: ГЕОС, 2002. – 402 с.

20. Волкова Н.В., Облогов Г.Е., Задорожная Н.А., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Метан в покровном слое ландшафтов типичной тундры Марре-Сале (Западный Ямал) // Материалы ежегодной конференции по результатам экспедиционных исследований «Рельеф и четвертичные образования Арктики,

Субарктики и Северо-Запада России» (ААНИИ, Санкт-Петербург, 16-17 декабря 2021 г.) – Санкт-Петербург, 2021. – Выпуск 8. – С. 52-57.

21. Гатауллин В.Н. Стратиграфо-генетические комплексы четвертичных отложений Западного побережья п-ва Ямал. // Инженерно-геологические условия шельфа и методы их исследования. – Рига, НИИморгео, 1986. – С.12-26.

22. Геокриология СССР. Европейская территория СССР // Под ред. Э.Д. Ершова. – М.: Недра, 1988. – 357 с.

23. Геокриология СССР. Западная Сибирь. // Под редакцией Э.Д. Ершова. – Москва: изд-во «Недра», 1989. – 454 с.

24. Гиличинский Д.А., Остроумов В.Е., Ривкин Ф.М., Ривкина Е.М., Федоров-Давыдов Д.Г., Щербакова В.А. Метан в вечномерзлых породах // Информационный бюллетень РФФИ. Науки о Земле. – 1996. – 4. – С. 12-16.

25. Глаголев М.В., Сирин А.А., Лапшина Е.Д., Филлипов И.В. Изучение потоков углеродосодержащих парниковых газов в болотных экосистемах Западной Сибири // Вестник ТГПУ. – 2010. – Выпуск 3 (93). – С. 120-127.

26. Голубятников Л.Л., Казанцев В.С. Вклад тундровых озер Западной Сибири в метановый бюджет атмосферы // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2013. – Т. 49, №4. – С. 430-438.

27. Григорьев Н.Ф. Криолитозона прибрежной части Западного Ямала. – Якутск: изд-во Института мерзлотоведения СО РАН, 1987. – 172 с.

28. Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Брезгунов В.С. и др. Изотопный состав повторно-жильных льдов мыса Саблера (оз. Таймыр) // Криосфера Земли. – 1999. – Т. III, № 3. – С. 41-49.

29. Дубровин В.А. Оценка современного состояния криолитозоны Ямала // Материалы Международной конференции «Криосфера Земли как среда жизнеобеспечения». – Пушино, 2003. – 166 с.

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

31. Задорожная Н.А., Облогов Г.Е., Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Малкова Г.В., Семенов П.Б., Волкова Н.В. Метан в мерзлых и оттаивающих отложениях Западной Арктики // Криосфера Земли. – 2022. – Т. XXVI, №5. – С. 41-55.

32. Инженерно-геологический мониторинг промыслов Ямала. Т.2. Геокриологические условия освоения Бованенковского месторождения. – Тюмень, ИПОС, 1996. – 232 с.

33. Каверин Д.А., Мажитова Г.Г., Ривкин Ф.М., Пастухов А.В. Исследование тундровых мерзлотных почв в системе «деятельный слой – многолетняя мерзлота» (северо-восток Европейской России) // Известия

Самарского научного центра Российской академии наук. – 2012. – Т. 14, № 1. – С. 52-58.

34. Каверин Д.А., Пастухов А.В., Новаковский А.Б. Динамика глубины сезонного протаивания тундровых мерзлотных почв (на примере площадки циркумполярного мониторинга деятельного слоя в Европейской России) // Криосфера Земли. – 2017. – Т. XXI, № 6. – С. 35-44.

35. Каллистова А.Ю., Меркель А.Ю., Тарновецкий И.Ю., Пименов Н.В. Образование и окисление метана прокариотами // Микробиология. – 2017. – Т. 86, № 6. – С. 661-683.

36. Каневский М.З., Стрелецкая И.Д., Васильев А.А. Закономерности формирования криогенного строения четвертичных отложений Западного Ямала (на примере района Марре-Сале) // Криосфера Земли. – 2005. – Т. IX, № 3. – С.16-27.

37. Каплина Т.Н. История мерзлых толщ Северной Якутии в позднем кайнозое // История развития многолетнемерзлых пород Евразии. – М.: Наука, 1981. – С. 153-181.

38. Конищев В.Н. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата // Вестник МГУ. Сер. 5. География. – 2009. – № 4. – С. 10-20.

39. Конченко Л.А. Особенности пространственных изменений увеличения мощности сезонно-талого слоя при потеплении климата (по криолитологическим данным) // Криосфера Земли. – 1999. – Т. 3, № 4. – С. 32-38.

40. Королева Е.С., Слагода Е.А., академик РАН Мельников В.П., Бабкина Е.А., Хомутов А.В., Опокина О.Л., Данько М.М., Тихонравова Я.В. Идентификационные признаки переходного и промежуточного слоев в полигональных торфяниках севера Западной Сибири // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. – 2021. – Т. 498, № 2. – С. 131-137. DOI: 10.31857/S2686739721060098.

41. Королева Е.С. Развитие многолетнемерзлых полигональных торфяников под воздействием изменений природных условий Пур-Тазовского междуречья Западной Сибири: дис. ... канд. геол.-мин. наук: 1.6.7 / Королева Екатерина Сергеевна. – Иркутск, 2022. – 136 с.

42. Королева Е.С., Тихонравова Я.В., Мельников В.П., Слагода Е.А., Бабкина Е.А., Бутаков В.И. Формирование пятен-медальонов в полигональных торфяниках Пур-Тазовского междуречья на фоне современного потепления // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. – 2019. – № 6. – С. 42-51.

43. Краев Г.Н. Закономерности распространения метана в многолетнемерзлых породах на Северо-Востоке России и прогноз его поступления в атмосферу: автореферат дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.31 / Краев Глеб Николаевич. – М., 2010. – 20 с.

44. Краев Г.Н., Ривкина Е.М. Накопление метана в промерзающих и мёрзлых почвах криолитозоны // Arctic Environmental Research. – 2017. – Т. 17, № 3. – С. 173-184. DOI: 10.17238/issn2541-8416.2017.17.3.173.
45. Краев Г.Н., Шмелев Д.Г. Исследование условий формирования скоплений метана в промерзающих и мерзлых породах // Материалы пятой конференции геокриологов России (Москва, МГУ имени М.В.Ломоносова, 14-17 июня 2016 г.). – 2016. – Т. 3. – С. 153-157.
46. Краев Г.Н., Шульце Э.-Д., Ривкина Е.М. Криогенез как фактор распределения метана в горизонтах мерзлых пород // Доклады Академии Наук. – 2013. – Т. 451, № 6. – С. 684-687.
47. Лазуков Г.И. Антропоген северной половины Западной Сибири (палеогеография). – М.: Изд-во МГУ, 1972. – 127 с.
48. Ландшафты криолитозоны Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. / Ред. Е.С. Мельников. – Новосибирск: Наука, 1983. – 164 с.
49. Лейбман М.О., Дворников Ю.А., Стрелецкая И.Д., Хомутов А.В., Кизяков А.И., Ванштейн Б.Г., Семенов П.Б. Связь формирования воронок газового выброса с эмиссией метана на севере Западной Сибири // Актуальные проблемы нефти и газа, 2018. – Вып. 4 (23). – 4 с. DOI: 10.29222/ipng.2078-5712.2018-23.art60.
50. Малахова В.В., Голубева Е.Н. О возможной эмиссии метана на шельфе морей Восточной Арктики // Оптика атмосферы и океана, 2013. – Т. 26, №6. – С. 452-458.
51. Малкова Г.В. Мониторинг среднегодовой температуры пород на стационаре Болванский // Криосфера Земли. – 2010. – т. XIV, № 3. – С. 3-14.
52. Малкова Г.В., Коростелев Ю.В., Садуртдинов М.Р., Скворцов А.Г., Судакова М.С., Царев А.М. Геокриологический мониторинг и динамика криогенных геосистем Ненецкого автономного округа // Конференция геокриологов. – 2022. – С. 86-90.
53. Малкова Г.В., Садуртдинов М.Р., Скворцов А.Г., Царев А.М. Температурный режим верхних горизонтов пород в нарушенных и ненарушенных криогенных ландшафтах Европейского Севера // Материалы пятой конференции геокриологов России (Москва, 14-17 июня 2016 года). – Москва: Общество с ограниченной ответственностью Издательско-торговый дом "Университетская книга". – 2016. – С. 63-69.
54. Методика контроля технического состояния эксплуатационных скважин. – М.: ВНИИГАЗ, 2000. – 70 с.
55. Павлов А.В. Мерзлотно-климатический мониторинг России: методология, результаты наблюдений, прогноз // Криосфера Земли. – 1997. – т. II, № 1. – С. 47-58.

56. Павлов А.В. Реакция криолитозоны на современные и ожидаемые в XXI веке климатические изменения // Разведка и охрана недр. – 2001. – №5. – С. 8-14.
57. Павлов А.В., Малкова Г.В. Современные изменения климата на севере России. – Новосибирск: Академ. Изд-во ГЕО, 2005. – 80 с.
58. Перлова Е.В. Особенности газосодержания многолетнемерзлых пород на примере северо-западной части п-ва Ямал: автореферат дис. ...канд. геол.-мин. наук: 25.00.08 / Перлова Елена Владимировна. – Москва, 2001. – 26 с.
59. Ренёва С.А. Изменения эмиссии метана из многолетнемерзлых болот России в условиях прогнозируемого климата: автореферат дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.30 / Ренёва Светлана Александровна. – СПб., 2011. – 16 с.
60. Ривкина Е.М., Краев Г.Н., Кривушин К.В., Лауринавичюс К.С., Федоров-Давыдов Д.Г, Холодов А.Л., Щербакова В.А., Гиличинский Д.А. Метан в вечномерзлых отложениях северо-восточного сектора Арктики // Криосфера Земли. – 2006. – Т. X, № 3. – С. 23-41.
61. Романовский В.Е. Температурный режим вечной мерзлоты Аляски последних 20 лет // Материалы Международной конференции «Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменений». – Тюмень: ТюмГНУ, 2006. – Т.1. – С. 96-101.
62. Сабреков А.Ф., Глаголев М.В., Клепцова И.Е., Башкин В.Н., Барсуков П.А., Максютов Ш.Ш. Вклад мерзлотных бугров в эмиссию метана из болот тундры Западной Сибири // ДОСиГИК. – 2011. – Т. 2, № 2(4). – С. 1-11.
63. Садуртдинов М.Р., Скворцов А.Г., Царев А.М. и др. Опыт применения волновых методов геофизики в криолитозоне // Труды Международной геолого-геофизической конференции «ГеоЕвразия 2018. Современные методы изучения и освоения недр Евразии». – Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2018. – С. 675-679.
64. Семенов П.Б., Крылов А.А., Илатовская П.В., Малышев С.А., Бордуков Ю.К., Ванштейн Б.Г. Геохимические особенности миграции метана при деградации субаквальной мерзлоты (на примере приямальской части Южнокарского шельфа) // 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. Сборник научных трудов / под ред. В. Д. Каминского, Г. П. Аветисова, В. Л. Иванова. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2018. – С. 483-491.
65. Слагода Е.А., Лейбман М.О, Опокина О.Л. и др. Стратиграфия полигональных торфяников и отложений термокарстово-эрозионных ложбин Пур-Тазовского междуречья // Материалы шестой конференции геокриологов России. (Москва, МГУ имени М.В. Ломоносова, 14-17 июня 2022 г.). – Москва, 2022. – Т. 3. – С. 924-931.
66. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Ванштейн Б.Г., Федин В.А., Задорожная Н.А. Метан в мерзлых четвертичных отложениях и подземных

льдах Западного Ямала // Материалы пятой конференции геокриологов России (Москва, МГУ имени М.В. Ломоносова, 14-17 июня 2016 г.). – 2016. – Т. 3. – С. 162-168.

67. Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Семенов П.Б., Ванштейн Б.Г., Ривкина Е.М. Метан в подземных льдах и мёрзлых отложениях на побережье и шельфе Карского моря // Лед и снег. – 2018. – Т. 58, № 1. – С. 65-77.

68. Схема территориального планирования Тазовского района. Том II. Пояснительная записка. Шифр: А-25.732-15 СТП.ПЗ. – Магнитогорск, 2015.

69. Тимофеева М.В., Гончарова О.Ю., Матышак Г.В., Чуванов С.В. Потоки углерода в экосистеме торфяно-болотного комплекса криолитозоны Западной Сибири // Геосферные исследования. – 2022. – № 3. – С. 109-125. DOI: 10.17223/25421379/24/7.

70. Хомутов А. В. и др. Комплексные исследования криолитозоны северо-восточной части Пур-Тазовского междуречья // Научный вестник ЯНАО. – 2019. – Т. 102, № 1. – С. 54-64.

71. Чербунина М.Ю., Брушков А.В. Метан в позднеплейстоценовом ледовом комплексе Центральной Якутии (Мамонтова гора) // Материалы пятой конференции геокриологов России (Москва, МГУ имени М.В. Ломоносова, 14-17 июня 2016 г.). – 2016. – Т. 3. – С. 168-173.

72. Чербунина М.Ю., Шмелев Д.Г., Брушков А.В., Казанцев В.С., Аргунов Р.Н. Закономерности распределения метана в верхних горизонтах многолетнемерзлых пород Центральной Якутии // Вестник Московского ун-та. Сер. 4. Геология. – 2017. – № 6. – С. 105-112.

73. Чербунина М.Ю., Шмелев Д.Г., Кривенок Л.А. Влияние способов дегазации мерзлых образцов на результаты определения концентрации метана // Инженерная геология. – 2018. – Том XIII, №3. – С. 62-73.

74. Чижов А.Б., Дервягин А.Ю., Симонов Е.Ф., Хуббертен Х.-В., Зигерт К. Изотопный состав подземных льдов района оз. Лабаз (Таймыр) // Криосфера Земли. – 1997. – Т. I, № 3. – С. 79-84.

75. Чувилин Е.М., Перлова Е.В., Кондаков В.С. Особенности газосодержания толщ мерзлых пород в пределах Бованенковского газоконденсатного месторождения // Материалы Первой конференции геокриологов России (Москва, МГУ имени М.В. Ломоносова, 3-5 июня 1996 г.). – 1996. – Книга 1. – С. 291-299.

76. Шур Ю.Л. Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст. Под ред. А.В. Павлова. – Новосибирск: Наука, 1988. – 209 с.

77. Шур Ю.Л. Промежуточный слой // Основы моделирования криогенных физико-геологических процессов. – М.: Наука, 1984. – С. 40-54.

78. Щербакова В.А. Анаэробные бактерии и археи в многолетнемерзлых отложениях Арктики: автореферат дис. ... доктора биол. наук: 03.02.03 / Щербакова Виктория Артуровна. – М., 2018. – 48 с.
79. Якушев В.С., Перлова Е.В., Махонина Н.А., Чувилин Е.М., Козлова Е.В. Газовые гидраты в отложениях континентов и островов // Российский химический журнал. – 2003. – №3. – С. 80-90.
80. Abramov A., Vishnivetskaya T., and Rivkina E. Are permafrost microorganisms as old as permafrost? // FEMS Microbiology Ecology. – 2021. – 97. doi: 10.1093/femsec/fiaa260.
81. AMAP Assessment 2015. Methane as an Arctic Climate Forcer. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP). – Oslo, 2015. – 139 p.
82. Anisimov O.A. Potential feedback of thawing permafrost to the global climate system through methane emission // Environmental Research Letters. – 2007. – 2. – P. 1-7. doi:10.1088/1748-9326/2/4/045016.
83. Anthony K.W., von Deimling T.S., Nitze I., Frohling S., Emond A., Daanen R., Anthony P., Lindgren P., Jones B., Grosse G. 21st-century modeled permafrost carbon emissions accelerated by abrupt thaw beneath lakes // Nature Communications. – 2018. – 9. – Article number: 3262. – P. 1-11. DOI: 10.1038/s41467-018-05738-9.
84. Biskaborn B.K., Smith S.L., Noetz I.J. et al. Permafrost is warming at a global scale.// Nature communications. – 2019. – vol. 10. – 264 p. DOI:10.1038/s41467-018-08240-4.
85. Boardman C, Gauci V, Watson J.S, Blake S and Beerling D.J. Contrasting wetland CH₄ emission responses to simulated glacial atmospheric CO₂ in temperate bogs and fens // New Phytologist. – 2011. – 192. – P. 898-911. doi: 10.1111/j.1469-8137.2011.03849.x.
86. Boike J., Nitzbon J., Anders K. et al. A 16-year record (2002–2017) of permafrost, active layer, and meteorological conditions at the Samoylov Island Arctic permafrost research site, Lena River Delta, northern Siberia: an opportunity to validate remote sensing data and land surface, snow, and permafrost models. // Earth Syst. Sci. Data Discuss. – 2018. – vol. 11. – P. 261-299. DOI:10.5194/essd-2018-82.
87. Brouchkov A., Fukuda M. Preliminary measurements on methane content in Permafrost, Central Yakutia, and some experimental data // Permafrost Periglac. Process. 2002. – V. 13. – P. 187-197. <https://doi.org/10.1002/ppp.422>.
88. Brown J., Hinkel K.M., Nelson F.E. The circumpolar active layer monitoring (CALM) program: research designs and initial results // Polar Geography. – 2000. – vol. 24, No. 3. – P. 166-258. DOI: 10.1080/10889370009377698.
89. Burn C.R. The Thermal Regime of Cryosols, in: Cryosols (Permafrost-Affected Soils) / J. Kimble (ed.). Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York. – 2004. – P. 391-414.

90. Christensen T.R. Methane emission from arctic tundra // *Biogeochemistry*. – 1993. – 21. – P. 117-139. doi: 10.1007/BF00000874.
91. Christensen T.R., Ekberg A., Strom L., Mastepanov M., Panikov N., Oquist M., Svensson B.H., Nykanen H., Martikainen P.J., Oskarsson H. Factors controlling large scale variations in methane emissions from wetlands // *Geophysical Research Letters*. – 2003. – V. 30 (7). – P.1414-1419.
92. Christensen T.R., Jonasson S., Callaghan T.V., Havström M. Spatial variation in high-latitude methane flux along a transect across Siberian and European tundra environments // *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*. – 1995. – V. 100, No. D10. – P. 21035-21046. doi: 10.1029/95JD02145.
93. Christensen TR. Understand Arctic methane variability // *Nature*. – 2014. – V. 509. – P. 279-281.
94. Chuvilin E. , Ekimova V., Davletshina D., Sokolova N. and Bukhanov B. Evidence of Gas Emissions from Permafrost in the Russian Arctic // *Geosciences*. – 2020a. – 10, 383. – 23 p. doi:10.3390/geosciences10100383.
95. Chuvilin E., Stanilovskaya J., Titovsky A., Sinitsky A., Sokolova N., Bukhanov B., Spasennykh M., Cheremisin A., Grebenkin S., Davletshina D., Badetz C. A Gas-Emission Crater in the Erkuta River Valley, Yamal Peninsula: Characteristics and Potential Formation Model // *Geosciences*. – 2020b. – 10, 170. – 16 p. DOI: 10.3390/geosciences10050170.
96. Davidson S.J., Sloan V.L., Phoenix G.K., Wagner R., Fisher J.P., Oechel W.C., Zona D. Vegetation type dominates the spatial variability in CH₄ emissions across multiple Arctic tundra landscapes // *Ecosystems*. – 2016. – 19. – P. 1116-1132. DOI: 10.1007/s10021-016-9991-0.
97. Dean J.F., Middelburg J.J., Röckmann T., Aerts R., Blauw L.G., Egger M. Methane feedbacks to the global climate system in a warmer world. // *Reviews of Geophysics*. – 2018. – No. 56. – P. 207-250. <https://doi.org/10.1002/2017RG000559>.
98. Duchkov A.D., Balobaev V.N. Geothermal studies of permafrost response to global natural changes // *Proceeding of the NATO Advanced Research Workshop on Permafrost Response on Economic, Environmental Security and Natural Resources*. – Novosibirsk, Russia, 12-16 November 1998. – NATO science series 2, Environmental security: 76. – 1998. – P. 317-332.
99. Euskirchen E.S., Bret-Harte M.S., Shaver G. R., Edgar C. W., Romanovsky V. E. Long-Term Release of Carbon Dioxide from Arctic Tundra Ecosystems in Alaska // *Ecosystems*. – 2017. – V. 20. – P. 960-974. doi:10.1007/s10021-016-0085-9.
100. Forman S.L., Ingolfsson O., Gataullin V. et al. Late Quaternary stratigraphy, glacial limits and paleoenvironments of Maresale area, western Yamal Peninsula, Russia // *Quaternary Research*. – 2002. – vol. 21. – P. 1-12.

101. French H., Shur Y. The principles of cryostratigraphy // *Earth-Science Reviews*. – 2010. – V. 101, Issues 3-4. – P. 190-206.
102. Gusev E.A., Molodkov A.N., Streletskaya I.D., Vasiliev A.A. et. al. Deposits of the Kazantsevo Transgression (MIS 5) in the Northern Yenisei Region // *Russian Geology and Geophysics*. – 2016. – 57. – P. 586-596.
103. Hanis K.L., Tenuta M., Amiro B.D., Papakyriakou T.N. Seasonal dynamics of methane emissions from a subarctic fen in the Hudson Bay Lowlands // *Biogeosciences*. – 2013. – V. 10. – P. 4465-4479.
104. Heyer J., Berger U., Kuzin I.L., Yakovlev O.N. Methane emissions from different ecosystem structures of the subarctic tundra in Western Siberia during midsummer and during the thawing period // *Tellus. Series B-Chemical and Physical Meteorology*. – 2002. – 54B. – P. 231-249.
105. Hugelius G., Strauss J., Zubrzycki S., Harden J.W., Schuur E.A.G., Ping C.-L., Schirmermeister L., Grosse G., Michaelson G.J., Koven C.D., O'Donnell J.A., Elberling B., Mishra U., Camill P., Yu Z., Palmtag J., Kuhry P. Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps // *Biogeosciences*. – 2014. – 11. – P. 6573-6593. <https://doi.org/10.5194/bg-11-6573-2014>.
106. IPCC, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. – Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. – 2013. – 1535 p.
107. IPCC, 2018: *Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, H.-O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P.R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J.B.R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M.I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor, and T. Waterfield (eds.)]. In Press.
108. Jongejans L.L., Liebner S., Knoblauch C. et al. Greenhouse gas production and lipid biomarker distribution in Yedoma and Alas thermokarst lake sediments in Eastern Siberia // *Glob Change Biol*. – 2021. – V. 27. I. 12. – P. 2822-2839. DOI: 10.1111/gcb.15566.
109. Kampbell D.H., Wilson J.T., Vandegrift S.A. Dissolved oxygen and methane in water by a GC Headspace Equilibration Technique // *Intern. J. Environ. Analytic. Chemistry*. – 1989. – vol. 36, No. 4. – P. 249-257.

110. Knoblauch C., Beer C., Liebner S., Grigoriev M.N., Pfeiffer E-M. Methane production as key to the greenhouse gas budget of thawing permafrost // *Nature Climate Change*. – 2018. – V. 8. – P. 309-312. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0095-z>.
111. Kraev G., Schulze E-D., Yurova A., Kholodov A., Chuvilin E., Rivkina E. Cryogenic Displacement and Accumulation of Biogenic Methane in Frozen Soils // *Atmosphere*. – 2017. – 8(6):105. – 19 p. doi:10.3390/atmos8060105.
112. Leibman M.O., Kizyakov A.I., Plekhanov A.V., Streletskaya I.D. New permafrost feature – deep crater in Central Yamal, West Siberia, Russia, as a response to local climate fluctuations. *Geography, environment, sustainability*. – 2014. – 7(4). – P. 68-80.
113. Maschenko E.N, Potapova O.R, Vershinina A. et al., The Zhenya Mammoth (*Mammuthus primigenius* (Blum.)): Taphonomy, geology, age, morphology and ancient DNA of a 48,000 year old frozen mummy from western Taimyr, Russia // *Quaternary International*. – 2017. – 445C (2). – P. 104-134. DOI:10.1016/j.quaint.2017.06.055 2017.
114. Mastepanov M., Sigsgaard C., Dlugokencky E.J., Houweling S., Ström L., Tamstorf M.P., Christensen T.R. Large tundra methane burst during onset of freezing // *Nature*. – 2008. – V. 456. – P. 628-631. doi:10.1038/nature07464.
115. McCalley C., Woodcroft B., Hodgkins S., Wehr R., Kim E., et al. Methane dynamics regulated by microbial community response to permafrost thaw // *Nature*. – 2014. – Vol. 514. – P. 478-481. <http://dx.doi.org/10.1038/nature13798>
116. McGuire A.D., Anderson L.G., Christensen T.R., Dallimore S., Guo L., Hayes D.J., Heimann M., Lorenson T.D., Macdonald R.W., Roulet N. Sensitivity of the carbon cycle in the Arctic to climate change // *Ecological Monographs*. – 2009. – V. 79 (4). – P. 523-555.
117. McGuire A.D., Christensen T. R., Hayes D., Heroult A., Euskirchen E. S., Kimball J. S., Koven C., Lafleur P., Miller P. A., Oechel W., Peylin P., Williams M., Yi.Y. An assessment of the carbon balance of Arctic tundra: comparisons among observations, process models, and atmospheric inversions // *Biogeosciences*. – 2012. – V. 9. – P. 3185-3204.
118. Meyer H., Dereviagin A., Siegert C., Hubberten H.-W. Palaeoclimate studies on Bykovsky Peninsula, North Siberia – hydrogen and oxygen isotopes in ground ice // *Polarforschung*. – 2002. – № 70. – P. 37-51.
119. Nikrad M.P., Kerkhof L.J., Häggblom M.M. The subzero microbiome: microbial activity in frozen and thawing soils // *FEMS Microbiology Ecology*. – 2016. – 92. – 16 p. doi: 10.1093/femsec/fiw081.
120. Oberman N.G. Contemporary permafrost degradation of the European north of Russia. /In: *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost*, Edited by D.L. Kane and K.M. Hinkel. Fairbanks, USA, Institute of Northern Engineering,

University of Alaska Fairbanks, June 29-July 3. – Fairbanks, Alaska. – 2008. – vol. 2. – P. 1305-1310.

121. 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. – 10 (10). 412. – 21 p. <https://doi.org/10.3390/geosciences10100412>.

122. Olefeldt D., Turetsky M.R., Crill P.M., Mcguire A.D. Environmental and physical controls on northern terrestrial methane emissions across permafrost zones // *Global Change Biology*. – 2013. – 19. – P. 589-603. doi: 10.1111/gcb.12071.

123. Osterkamp T.E., Romanovsky V.E. Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska. // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 1999. – vol. 10, No. 1. – P. 17-37.

124. Rivkina E.M., Friedmann E.I., Mckay C.P., Gilichinsky D.A. Metabolic Activity of Permafrost Bacteria below the Freezing Point // *Applied and Environmental Microbiology*. – 2000. – Vol. 66, No. 8. – P. 3230-3233.

125. Romanovsky V., Drozdov D., Oberman N. et al. Thermal state of permafrost in Russia. // *Permafrost Periglacial Process*. – 2010. – vol. 21, No. 2. – P. 136-155.

126. Sachs T., Giebels M., Wille C., Kutzbach L., Boike J. Methane Emission from Siberian Wet Polygonal Tundra on Multiple Spatial Scales: Vertical Flux Measurements by Closed Chambers and Eddy Covariance, Samoylov Island, Lena River Delta // *9th International Conference on Permafrost (Fairbanks, Alaska 2008)*. – 2008. – P. 1549-1554.

127. Saunio M., Stavert A.R., Poulter B., et al. The Global Methane Budget 2000-2017 // *Earth System Science Data*. – 2020. – V. 12. – P. 1561-1623. <https://doi.org/10.5194/essd-12-1561-2020>.

128. Schuur E.A.G., Bockheim J., Canadell J.G., Euskirchen E., Field C.B., Goryachkin S.V., Hagemann S., Kuhry P., Lafleur P.M., Lee H., Mazhitova G., Nelson F.E., Rinke A., Romanovsky V.E., Shiklomanov N., Tarnocai C., Venevsky S., Vogel J.G., Zimov S.A. Vulnerability of permafrost carbon to climate change: implications for the global carbon cycle // *BioScience*. – 2008. – V. 58. – P. 701-714. <https://doi.org/10.1641/B580807>.

129. Schuur E.A.G., McGuire A.D., Schädel C., Grosse G., Harden J.W., Hayes D.J., Hugelius G., Koven C.D., Kuhry P., Lawrence D.M., Natali S.M., Olefeldt D., Romanovsky V.E., Schaefer K., Turetsky M.R., Treat C.C., Vonk J.E. Climate change and the permafrost carbon feedback // *Nature*. – 2015. – 520. – P. 171-179.

130. Semenov P.B., Pismeniuk A.A., Malyshev S.A., Leibman M.O., Streletskaya I.D., Shatrova E.V., Kizyakov A.I., Vanshtein B.G. Methane and Dissolved Organic Matter in the Ground Ice Samples from Central Yamal: Implications to

Biogeochemical Cycling and Greenhouse Gas Emission // *Geosciences*. – 2020. – V. 10, 450. – 20 p. DOI: 10.3390/geosciences10110450.

131. Shakhova N., Semiletov I., Salyuk A., Yusupov V., Kosmach D., Gustafsson Ö. Extensive Methane Venting to the Atmosphere from Sediments of the East Siberian Arctic Shelf // *Science*. – 2010. – V. 327. – P. 1246-1250.

132. Shur Y., Hinkel K.M., Nelson F.E. The transient layer: Implications for geocryology and climate-change science // *Permafrost and Periglacial Processes*. – 2005. – 16. – P. 5-17.

133. Skorobogatov, V.A.; Yakushev, V.S.; Chuvilin, E.M. Sources of natural gas within permafrost north-west Siberia. In *Proceedings of the Seventh International Conference on Permafrost*. – Collection Nordicana, N57, Yellowknife, NT, Canada, 23–27 June, 1998. – P. 1001-1007.

134. Smith S., Romanovsky V., Lewkowicz A., et al. Thermal state of permafrost in North America: a contribution to the International Polar Year. // *Permafrost Perigl. Process*. – 2010. – vol. 21, No. 2. – P. 117-135.

135. Streletskaya I.D., Vasiliev A.A., Gleb E. Oblogov G.E., Streletskiy D.A. Methane Content in Ground Ice and Sediments of the Kara Sea Coast // *Geosciences*. – 2018. – 8, 434. – 14 p. doi:10.3390/geosciences8120434.

136. Streletskiy D., Anisimov O., Vasiliev A. *Permafrost Degradation // Snow and Ice-Related Hazards, Risks and Disasters*. – Chapter 10. – NY.: Elsevier, 2015. – P. 303-343. DOI: 10.1016/B978-0-12-394849-6.00010-X.

137. Sturtevant C.S., Oechel W.C., Zona D., Kim Y., Emerson C.E. Soil moisture control over autumn season methane flux, Arctic Coastal Plain of Alaska // *Biogeosciences*. – 2012. – V. 9. – P. 1423-1440.

138. Taylor M.A., Celis G., Ledman J.D., Bracho R., Schuur E.A.G. Methane efflux measured by eddy covariance in Alaskan upland tundra undergoing permafrost degradation // *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. – 2018. – 123. – P. 2695-2710. <https://doi.org/10.1029/2018JG004444>.

139. USEPA: Office of Atmospheric Programs (6207J), Methane and Nitrous Oxide Emissions From Natural Sources, U.S. Environmental Protection Agency, EPA 430-R-10-001. – Washington, DC 20460. – 2010. <http://nepis.epa.gov/> (last access: 29 June 2020).

140. van Huissteden J. Thawing Permafrost: Permafrost Carbon in a Warming Arctic // Springer Nature Switzerland AG. – 2020. – 508 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-31379-1>.

141. Vasiliev A.A., Melnikov V.P., Streletskaya I.D., Oblogov G.E. Permafrost Aggradation and Methane Production in Low Accumulative Laidas (Tidal Flats) of the Kara Sea // *Doklady Earth Sciences*. – 2017. – V. 476 (1). – P. 1069-1072.

142. von Fischer J.C., Rhew R.C., Ames G.M., Fosdick B.K., von Fischer P.E. Vegetation height and other controls of spatial variability in methane emissions from the Arctic coastal tundra at Barrow, Alaska // *J. Geophys. Res.* – 2010. – V. 115, G00I03. – 11 p. doi.org/10.1029/2009JG001283.

143. Waldrop M.P., Wickland K.P., White III R., Berhe A.A., Harden J.W., Romanovsky V.E. Molecular investigations into a globally important carbon pool: permafrost-protected carbon in Alaskan soils // *Global Change Biology.* – 2010. – V. 16 (9). – P. 2543-2554. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2009.02141.x>.

144. Walker D.A., Raynolds M.K., Daniëls F.J.A. et al. The Circumpolar Arctic Vegetation Map. *Journal of Vegetation Science.* – 2005. – vol. 16, No. 3. – P. 267-282. DOI: 10.1111/j.1654-1103.2005.tb02365.x.

145. Walz J., Knoblauch C., Böhme L., Pfeiffer E.-M. Regulation of soil organic matter decomposition in permafrost affected Siberian tundra soils - Impact of oxygen availability, freezing and thawing, temperature, and labile organic matter // *Soil Biology & Biochemistry.* – 2017. – V. 110. – P. 34-43. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2017.03.001>.

146. Whalen S.C., Reeburgh W.S. A methane flux time series for tundra environments // *Global Biogeochemical Cycles.* – 1988. – V. 2, No. 4. – P. 399-409. doi:10.1029/GB002i004p00399.

147. Whalen S.C., Reeburgh W.S. Interannual variations in tundra methane emissions: A four-year time-series at fixed sites // *Global Biogeochemical Cycles.* – 1992. – V. 6. – P. 139-159.

148. Whiticar M.J. Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane // *Chemical Geology.* – 1999. – V. 161. – P. 291-314.

149. Wille C., Kutzbach L., Sachs T., Wagner D., Pfeiffer E.-M. Methane emission from Siberian arctic polygonal tundra: eddy covariance measurements and modeling // *Global Change Biology.* – 2008. – V. 14. – P. 1395-1408. doi: 10.1111/j.1365-2486.2008.01586.x.

150. Zheng J., Thornton P., Painter S., Gu B., Wullschleger S., Graham D. Modeling anaerobic soil organic carbon decomposition in Arctic polygon tundra: insights into soil geochemical influences on carbon mineralization // *Biogeosciences.* – 2019. – V. 16. – P. 663-680. <https://doi.org/10.5194/bg-16-663-2019>.

151. Zona D., Gioli B., Commane R. et al. Cold season emissions dominate the Arctic tundra methane budget // *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America (PNAS USA).* – 2016. – 113(1). – P. 40-45.

Электронные ресурсы:

152. <http://www.meteo.ru>