Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр
«Якутский научный центр Сибирского отделения Российской академии наук»
Институт горного дела Севера им. Н. В. Черского
Сибирского отделения Российской академии наук

На правах рукописи

Фёдоров Максим Петрович

АНАЛИЗ ХАРАКТЕРИСТИК ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА ДЛЯ ОЦЕНКИ ЗАТОРНОЙ ОПАСНОСТИ НА УЧАСТКЕ СРЕДНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ЛЕНА ПО ДАННЫМ ГЕОРАДИОЛОКАЦИИ

1.6.16. Гидрология суши, водные ресурсы, гидрохимия

Диссертация на соискание учёной степени
кандидата технических наук

Научный руководитель: Тананаев Никита Иванович,
кандидат географических наук

Барнаул – 2025

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 3
1 Современное состояние изученности ледяного покрова р. Лена 10
1.1 Общий механизм формирования и разрушения ледяного покрова р. Лена 10
1.2 Краткая характеристика русла среднего течения р. Лена 13
1.3 Образование ледового затора на р. Лена 18
1.4 Обзор применения метода георадиолокации в исследованиях ледяного покрова рек 22
Выводы 28
2 Исследование распространения электромагнитных волн в ледяном покрове р. Лена 30
2.1 Электрические свойства пресного льда 30
2.2 Скорость распространения и удельное затухание электромагнитных волн в ледяном покрове рек 33
2.3 Обоснование выбора частоты георадара для оценки характеристик ледяного покрова р. Лена 38
2.4 Натурные георадиолокационные исследования ледяного покрова различного строения р. Лена 51
Выводы 58
3 Методика георадиолокационного исследования ледяного покрова рек с борта воздушного судна 59
3.1 Методика георадиолокационного исследования ледяного покрова рек 59
3.2 Алгоритм обработки и интерпретации данных георадиолокации 61
3.3 Алгоритм визуализации результатов интерпретации данных георадиолокации 64
3.4 Толщина и строение ледяного покрова р. Лена на затороопасных участках около сел Тинная, Сырдах и Партизан по результатам апробации методики георадиолокационного исследования с борта воздушного судна 67
Выводы 78
4 Оценка заторной опасности на участке р. Лена по гидрологическим и георадиолокационным данным 79
4.1 Пространственное распределение толщины ледяного покрова на участке р. Лена от Табагинского мыса до Кангаласского мыса 80
4.2 Способ расчёта толщины льда на основе гидрологических данных 89
4.3 Анализ гидрологических и георадиолокационных данных для определения заторной опасности на участке р. Лена от Табагинского мыса до Кангаласского мыса 95
Выводы 108
ЗАКЛЮЧЕНИЕ 109
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ 111
ПРИЛОЖЕНИЕ А 126
ПРИЛОЖЕНИЕ Б 127
ПРИЛОЖЕНИЕ В 128
ПРИЛОЖЕНИЕ Г 129

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы. Холодные погодные условия зимой на территориях России, Канады и США обуславливают наличие ледяного покрова на водных объектах суши. В период формирования и разрушения ледяного покрова рек нередко возникают чрезвычайные ситуации, влияющие на безопасность населённых пунктов, расположенных вблизи рек. При вскрытии северных рек, особенно текущих с юга на север, формируются ледовые заторы, сопровождающиеся резким подъёмом уровня воды, приводящим к опасным наводнениям. Хотя наводнения кратковременны, они наносят значительный ущерб, который оценивается в миллиарды рублей. Суммарный ущерб, нанесённый экономике Республики Саха (Якутия) за 1998-2022 гг., составил примерно 46.8 млрд. руб. (Тананаев, 2023) [1], из них основная часть приходится на заторные наводнения.

Большая трудоёмкость полевых наблюдений за ледовым режимом рек России в сложных погодных условиях и ограниченное количество пунктов наблюдений приводят к необходимости поиска других источников информации о толщине и строении льда, требующейся для прогноза заторных явлений. В существующей системе наблюдений отсутствует инструмент для оперативного сбора и выдачи информации о толщине льда на протяжённых участках рек или в периоды, когда выход на лёд и прямые измерения невозможны.

Результаты изучения формирования ледовых заторов на реках представлены в работах Шуляковского Л. Г., Лисера И. Я., Файко Л. И., Котлякова В. М., Зайцева А. А., Беликова В. В., Бузина В. А., Зиновьева А. Т. и других исследователей [2-7]. В зарубежных трудах изложены различные аспекты процессов образования ледовых заторов на реках Канады и США (White et al, 2006; Beltaos, 2008; Shen, 2010; Lindenschmidt, 2023) [8-11]. В публикациях описаны основные факторы образования ледовых заторов: ледяной покров толщиной 150-200 см и более; неразрушенный ледяной покров на пути весеннего половодья; перелом продольного профиля реки; комбинирование нескольких видов русловых препятствий, например, участки русла с увеличивающейся глубиной и

снижающейся шириной, участки с крутым поворотом русла и наличием островов. Многие из факторов наблюдаются ежегодно, тогда как заторы отмечаются не каждый год.

Толщина и строение ледяного покрова рек являются ключевым фактором, влияющим на вероятность возникновения заторной опасности. Для измерения толщины льда на водных объектах суши активно применяется метод георадиолокации (Финкельштейн, 1984; Мачерет, 2006; Annan, 2016; Richards, 2023) [12-15]. Метод позволяет решать задачи определения и мониторинга толщины ледяного покрова при инженерно-изыскательских работах, в частности, на ледовых переправах через реки. В основном, на малых участках выполняют пешие исследования с поверхности ледяного покрова георадаром (Kämäri, 2017) [16]. На протяжённых участках применяют моторизованное транспортное средство, на базе которого установлен георадар (Ермаков и др., 2017) [17], либо используют малую авиацию, оснащённую георадаром (Briggs et al, 2021) [18]. Анализ публикаций показал, что получаемые методом георадиолокации данные о различном строении ледяного покрова на северных реках остаются ещё малоизученными, и практически не используются при оценке заторной опасности.

Преимуществом метода георадиолокации является возможность непрерывного профилирования протяжённых участков реки, оперативность исследований с помощью воздушного судна и получение данных в режиме реального времени. Результаты, получаемые при георадиолокационном исследовании ледяного покрова, могут быть использованы в качестве дополнительной информации для анализа заторной опасности на участках реки.

Актуальность работы обусловлена необходимостью анализа гидрологических и георадиолокационных данных для определения заторной опасности на участках среднего течения реки Лена, одной из крупнейших северных рек, вскрывающейся от ледяного покрова в весенний период с юга на север, где регулярно образуются ледовые заторы. В практических целях информация о толщине и строении льда необходима для организации безопасного выполнения инженерных изысканий, буровых работ и движения автомобильного транспорта по

автозимникам. В гидрологической практике она требуется для составления прогнозов сроков вскрытия рек и определения затороопасных участков с целью безопасного пропуска весеннего половодья.

Объект исследования – ледяной покров среднего течения реки Лена на затороопасных участках.

Предметом исследования являются толщина и строение ледяного покрова среднего течения реки Лена, и их влияние на заторную опасность с учётом гидрологических данных.

Целью исследований является разработка методики георадиолокационного исследования ледяного покрова рек с борта воздушного судна и применение полученных данных совместно с гидрологическими данными для оценки уровня заторной опасности.

Для достижения поставленной цели решались **следующие задачи:**

1. Анализ имеющейся информации по данным натурных наблюдений о строении ледяного покрова на затороопасном участке р. Лена;
2. Разработка и апробация методики георадиолокационного исследования ледяного покрова реки Лена с борта воздушного судна;
3. Разработка алгоритма обработки и интерпретации данных георадиолокации для определения толщины и типов строения льда;
4. Совершенствование алгоритма картографического отображения пространственного распределения толщины и типов строения льда;
5. Адаптация способа расчёта толщины льда на участке реки Лена с использованием гидрологических данных и сравнение результатов с натурными данными;
6. Комплексная оценка уровня заторной опасности на участке р. Лена с использованием гидрологических и георадиолокационных данных.

Фактический материал. Работа основывается на обширном оригинальном материале георадиолокационных исследований ледяного покрова реки Лена, полученных автором в ИГДС СО РАН. Общая протяжённость маршрута исследования составила более 3300 км за период 2011-2023 гг.

Методы исследований. Аналитический обзор литературных источников, натурные и экспериментальные исследования ледяного покрова различного строения реки Лена, оценка опытно-методических возможностей георадара с помощью автомобильного крана и воздушного судна, полевые инструментальные измерения толщины льда для заверки данных георадиолокации, производственные георадиолокационные исследования с борта воздушного судна, обработка и интерпретация данных георадиолокации, статистический анализ данных и представление массива данных с помощью геоинформационной системы (ГИС).

Научная новизна.

1) Впервые экспериментально получены волновые картины основных типов строения ледяного покрова реки Лена (береговой, монолитный и торосовый лёд), на основе которых установлены их признаки: вариации амплитуды и фазы отражённых волн от границ льда, коэффициент вариации амплитуд, конфигурация и протяжённость осей синфазности отражённых волн;
2) Разработана методика георадиолокационного исследования ледяного покрова рек с борта воздушного судна, включающая профилирование запланированных маршрутов со скоростью до 150 км/ч с установленными параметрами измерений и географической привязкой точек измерений с помощью системы спутникового позиционирования, что обеспечивает определение толщины льда и основных типов строения льда (береговой, монолитный и торосовый лёд) на протяжённых участках исследования;
3) Адаптирован способ расчёта толщины льда, учитывающий предледоставный уровень воды, минимальный уровень воды в конце ледостава и региональные особенности исследуемого участка реки, что позволяет определить толщину льда на основе динамики уровня воды на реках в условиях отсутствия гидрологических постов.
4) По результатам анализа гидрологических и георадиолокационных данных, полученных на протяжённом затороопасном участке реки Лена, установлена совокупность факторов, влияющих на возникновение заторной опасности, что

способствует прогнозированию и управлению рисками, связанными с наводнениями.

Защищаемые положения:

1. Георадиолокационные признаки, полученные в результате изучения структуры волновых картин различного строения ледяного покрова рек в натурных условиях, позволяют распознать основные типы строения ледяного покрова рек (береговой, монолитный и торосовый лёд) по материалам полевых исследований.
2. Методика георадиолокационного исследования ледяного покрова рек с борта воздушного судна, включающая профилирование запланированных маршрутов со скоростью до 150 км/ч с установленными параметрами измерений и географической привязкой точек измерений с помощью системы спутникового позиционирования, что обеспечивает определение толщины льда и основных типов строения льда (береговой, монолитный и торосовый лёд) на протяжённых участках исследования.
3. Гидрологические и георадиолокационные данные позволяют выявить комплекс факторов (водность предшествующего периода, распределение уклонов водной поверхности, повышенная толщина льда, ледяной покров торосового строения), определяющих уровень заторной опасности реки (на примере участка реки Лена от Табагинского мыса до Кангаласского мыса).

Достоверность полученных результатов исследований обеспечивается большим объёмом полученных автором экспериментальных данных, подтверждённых заверочным бурением, данными наблюдений на гидрологических постах Федерального государственного бюджетного учреждения Якутского управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды.

Практическая значимость работы. Применение разработанной методики обеспечивает получение сведений о толщине и типе строения льда, что в сочетании с гидрологическими данными даёт возможность оценить заторную опасность на участках реки. Полученная информация позволит уточнить схему прохождения весеннего половодья и оптимизировать превентивные мероприятия по обеспечению безопасности населения и защите критической инфраструктуры.

Информация о толщине и типе строения льда необходима для организации безопасного выполнения инженерных изысканий, буровых работ и движения автомобильного транспорта по автозимникам.

Реализация работы. Разработанная методика применялась при исследовании ледяного покрова реки Лена по маршруту от села Рассолода до устья реки Алдан в предвесенний период с 2011 г. по 2023 г. по заданию центра мониторинга и прогнозирования чрезвычайных ситуаций ГБУ РС (Я) «Служба спасения РС (Я)». Российским научным фондом №22-27-00751 (2022-2023 гг.) поддержан проект по теме «Разработка научно-методических основ дистанционного изучения строения ледяного покрова на затороопасных участках Северных рек методом георадиолокации». Результаты диссертационной работы были применены для верификации данных спутникового альтиметра в ходе исследования возможностей использования космического мониторинга для изучения ледяного покрова рек в рамках комплексных научных исследований в Республике Саха (Якутия), выполненных по государственному контракту №8420 от 20 июня 2022 г. по теме: «Управление водными ресурсами и гидрологическими рисками на Северо-Востоке РФ. Этап 1», что подтверждено соответствующим актом от 2 декабря 2024 г. Акт об использовании результатов исследований приложен к диссертационной работе. Разработанная методика была успешно апробирована в ходе учений «Безопасная Арктика – 2025», что подтвердило её значимость для практического применения.

Личный вклад автора включает планирование и выполнение экспериментальных и натурных георадиолокационных исследований ледяного покрова реки Лена с борта воздушного судна; разработку георадиолокационных признаков, позволяющих определить тип строения ледяного покрова реки; разработку и реализацию алгоритмов обработки и интерпретации данных георадиолокации; совершенствование алгоритма картографического отображения результатов исследований; выполнение гидрологических расчётов параметров, необходимых для комплексной оценки уровня заторной опасности.

Апробация работы. Основные результаты работы были доложены и обсуждены на: международной научно-практической конференции

«Предупреждение и ликвидация чрезвычайных ситуаций в Арктике» (Якутск, 2011); общероссийской научно-практической конференции «Защита населения и объектов от водной стихии северных рек» (Якутск, 2013); научно-практической конференции «Георадар» (Москва, 2017, 2022); семинаре кафедры сейсмометрии и геоакустики Геологического факультета МГУ (Москва, 2017); IV научно-практической конференции «Актуальные проблемы предупреждения и ликвидации чрезвычайных ситуаций в Республике Саха (Якутия)» (Якутск, 2018); научно-дискуссионном семинаре МГУ «Современные проблемы геофизики» (Москва, 2021); V Виноградовских чтениях: Гидрология в эпоху перемен (Санкт-Петербург, 2023); семинаре лаборатории по изучению климата и экосистем северных регионов СВФУ (Якутск, 2025). Материалы исследований были доложены на зарубежных конференциях по георадиолокации (Shanghai, 2012; Brussels, 2014; Hong Kong, 2016; Rapperswil, 2018).

Публикации. По теме диссертации опубликовано 10 работ, из них основные 6 – в рецензируемых изданиях, рекомендованных ВАК РФ; 1 – в изданиях, включённых в Белый список; 1 – патент РФ на изобретение; 2 – свидетельства на базу данных.

Структура и объем диссертации. Работа состоит из введения, четырёх глав, заключения и списка литературы, изложенных на 129 страницах, включая 50 рисунков, 44 таблицы и 4 приложения. Список литературы содержит 131 наименования отечественных и зарубежных авторов.

Автор выражает благодарность д.т.н. Омельяненко А.В., к.т.н. Федоровой Л.Л. за ценные советы при написании работы; научному руководителю к.г.н. Тананаеву Н.И. за ценные замечания и рекомендации на последних этапах завершения работы; коллективу лаборатории георадиолокации ИГДС СО РАН; бывшему начальнику отдела гидрологии ФГБУ «Якутское УГМС» Кусатову К.И. за продуктивное общение и ценные консультации; бывшему начальнику ГБУ РС (Я) «Служба спасения РС (Я)», к.б.н. Находкину Н.А. и бывшему заместителю начальника, к.т.н Быкову А.Н. за организацию исследований с борта воздушного судна (Ми-8, Ан-2, EuroStar SLW).

1 Современное состояние изученности ледяного покрова р. Лена

1.1 Общий механизм формирования и разрушения ледяного покрова р. Лена

Лена – крупнейшая река, протекающая по территории Восточной Сибири с юга на север и впадающая в море Лаптевых. Её длина вместе с дельтой составляет 4400 км [19]. Территория находится под влиянием резко континентального климата. Ежегодно с приходом холодной и продолжительной зимы, на реке формируется ледяной покров. Ледообразование обычно начинается в октябре и быстро распространяется по всей длине реки [19]. Для формирования кристаллов льда необходимо наличие отрицательной температуры воздуха, переохлаждение воды до нуля градусов по Цельсию и наличие ядер кристаллизации. Этапы формирования ледяного покрова рек представлены на рисунке 1.1 [8]. На начальных этапах ледостава на реке появляются первичные формы льда: снежура – скопление снега, плавающего в воде; ледяное сало в виде ледяной плёнки, состоящей из тонких игл; внутриводный и донный лёд. Затем образуется шуга в виде рыхлых скоплений льда, образовавшихся из внутриводного и донного льда, всплывших на поверхность воды или скапливающихся под ледяным покровом [20].

Рисунок 1.1 - Этапы формирования ледяного покрова на реках [8]

Вначале замерзают прибрежные участки, образуя забереги, и участки со спокойным течением, на которых забереги смыкаются, тем самым формируя ледовые перемычки. Последними замерзают быстротоки, при затягивании льдом свободных пространств между перемычками, а также из-за массового движения шуги и внутриводного льда. С появлением на реке сплошного ледяного покрова прекращается процесс образования внутриводного льда, так как исчезают условия для переохлаждения воды в потоке [20-24]. Процесс замерзания реки завершается установлением ледостава, на средней Лене, в районе г. Якутска, это происходит в первой декаде ноября. Ледяной покров характеризуется строением, толщиной и прочностью льда. Они определяют несущую способность ледяного покрова, возможность его разлома и сопротивления воздействию внешних сил [25]. Толщина льда на реке Лена в период ледостава интенсивно увеличивается и достигает в апреле максимальных значений в пределах 100-250 см. Прочность ледяного покрова на сжатие и изгиб при температуре близкой к нулю градусов по Цельсию составляет 450-650 кПа [26-28].

По результатам полевых исследований ледяного покрова реки Лена основными типами строения льда являются береговой, монолитный и торосовый (рисунок 1.2). Была использована структурно-функциональная схема [29, 30], которая позволила описать основные типы строения льда. Береговой лёд (припай) формируется на мелководных участках реки с последующим примерзанием к грунту дна. Из-за ледяного покрова на отмелях происходит промерзание донных отложений. Мёрзлые отложения оказывают влияние на динамику и направление русловых деформаций. Монолитный лёд (кристаллический лёд) представляет собой гладкий прозрачный ледяной покров, состоящий из однородных кристаллов, сформировавшихся в спокойных условиях. Торосовый лёд (лёд торошения) состоит из мелких и крупных фрагментов разрушенного ледяного покрова, возникшего в результате механического сжатия и торошения льдин под воздействием ветра, течения и отрицательных температур.

С приходом весны ледяной покров подвергается тепловому воздействию солнечной радиации. При поглощении льдом тепла происходит поверхностное и

внутреннее таяние, приводящее к увеличению пор, прослоек и появлению воды, под воздействием чего уменьшается толщина и прочность льда. Из источника [26] следует, что интенсивно тает монолитный лёд, обладающий высоким коэффициентом прозрачности, в среднем 0.96-0.98. Неоднородный лёд (торосовый и шуговой) является малопрозрачным, в нём происходит неравномерное поглощение солнечной радиации. Интенсивность поверхностного таяния льда на реках составляет 0.3-0.6 см/сут. При этом прочность льда в период таяния снижается до 30 кПа.

а) б) в)

Рисунок 1.2 – Основные типы строения ледяного покрова реки Лена:
а) береговой лёд, б) монолитный лёд, в) торосовый лёд

При весеннем ледоходе характеристикой сопротивляемости ледяного покрова разрушению является относительная прочность, зависящая от типа строения льда и его толщины. Разрушение ледяного покрова происходит под воздействием динамических нагрузок со стороны водного потока и ветра, которые превышают остаточную прочность льда, что приводит к распаду ледяного покрова на поля и льдины. В случае высокой относительной прочности льда возникает затороформирующий расход воды, приводящий к скоплению ледяных полей различного строения на затороопасном участке реки. При недостатке кинетической энергии водного потока для дальнейшего взлома скопления ледяных полей, расположенных ниже по течению, не исключено образование ледового затора [31, 32].

1.2 Краткая характеристика русла среднего течения р. Лена

Средняя Лена в географическом плане находится между устьями рек Витим и Алдан, и её протяжённость составляет 1415 км [19]. Река протекает до г. Олёкминска по Приленскому плато в глубокой долине с крутыми, обрывистыми бортами высотой до 300 м и изрезанными многочисленными распадками. Русло реки ниже р. Витим на протяжении участка 470 км описывает выпуклую дугу, направленную на север, огибая справа Патомское нагорье. Ширина русла варьирует 0.5-1.5 км. На этом участке расположен город Ленск. Ниже расположены крупные острова Батамайский, Самнагас, Нюйские, Тинная, Каменский. Река, возле села Мача, разделена на протоки с отмелями, формируя Мачинские перекаты. При этом характер реки не меняется до устья р. Бирюк. Далее между сёлами Нерюктяйинск и Юнкюр поток разделён на несколько рукавов, формируя Кыллахский разбой, ниже следуют Олёкминские перекаты. На левом берегу Лены расположен г. Олёкминск.

Река Лена после впадения р. Олёкма пересекает Лено-Алданское плоскогорье. Далее русло прижимается к правобережным обрывистым горным склонам. До устья р. Марха русло неразветвленное и почти не меняет направления. Ниже р. Мархи преобладают параллельно-рукавные разветвления. Основной поток сохраняется в рукаве с большим количеством выступов скал и перекатов, пролегающему по правому коренному берегу.

От с. Тумул до устья реки Алдан долина реки располагается в Центрально-Якутской низменности. Река в пределах участка бесприточна. Русло на этом участке становится широкопойменным, песчаным, сложноразветвлённым. Пойма реки преимущественно на левом берегу, а на правом берегу она часто отсутствует. Ширина русла с островами, по сравнению с вышележащим участком врезанного русла, составляет от 2 до 10 км.

В материалах исследований Чалова Р.С., Завадского А.С. и др. [33] дана более подробная характеристика русловых процессов на участке г. Якутска. На рисунке 1.3 представлена схема участка р. Лена от Табагинского до Кангаласского

мыса. Табагинский и Кангаласский мыс сужают дно долины, ограничивая тем самым протяжённость левобережной поймы и низких надпойменных террас. Среднегодовой расход воды по данным гидрологического поста Табага составляет 7070 м^3/с. В летний период минимальный расход воды составил 1930 м^3/с. Уровень воды в весеннее половодье поднимается, что приводит к затоплению широкой поймы. Пойма реки ниже Табагинского мыса затапливается на 8-8.5 км по левому берегу и 6-7.5 км по правому берегу. В районе г. Якутска затапливается на 5-6 км. Перед Кангаласским мысом на 8-10 км и 5-7.5 км по левому и правому берегу соответственно [34].

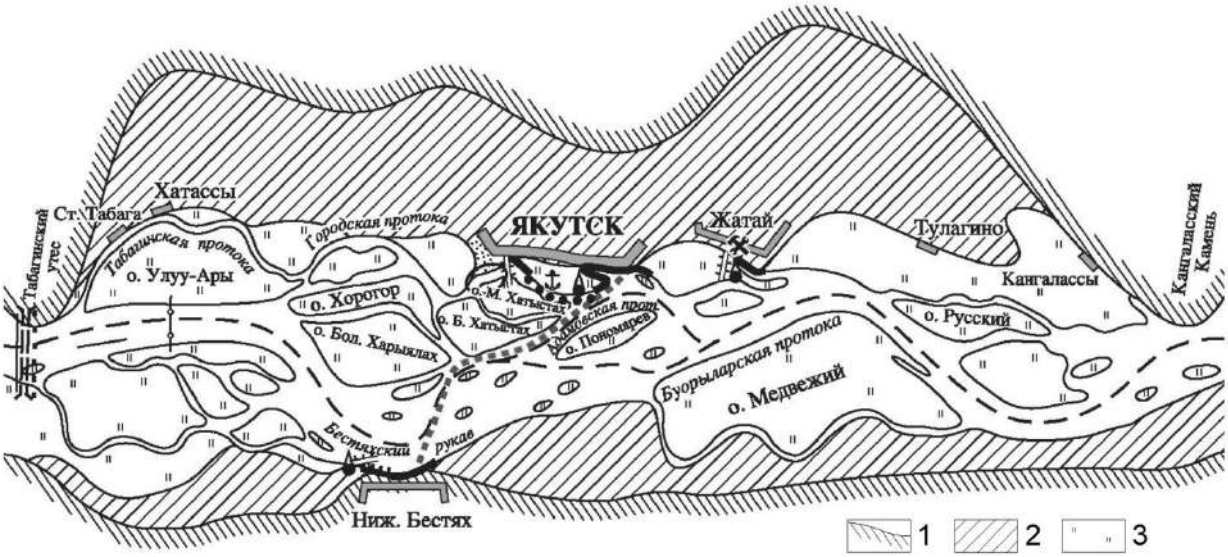


Рисунок 1.3 - Схема участка р. Лена от Табагинского мыса до Кангаласского мыса [33]: 1 – коренные берега и высокие террасы; 2 – высокая пойма и низкая терраса; 3 – пойма.

Согласно морфодинамической классификации [35] русло ниже с. Табага имеет прямолинейную форму и незначительно отклоняется в сторону левого берега. В правобережной части поймы расположены маловодные протоки, образующие отдельные островные массивы [36]. В левобережной части поймы находится маловодная Табагинская протока, пересыхающая в летний период. Ширина русла на этом участке составила 2-3.5 км. В этом месте реку пересекают линии электропередач и связи, а также трассы газопровода. К тому же у Табагинского мыса начато строительство мостового перехода через реку Лена.

В центре участка, на правой стороне долины, находится уступ Бестяхской террасы. Русло реки разветвлено из-за крупных островов Хорогор, Большой

Харыялах, Большой и Малый Хатыстах. Они составили единый островной массив между Городской протокой и правым Бестяхским рукавом. Суммарная ширина русла вместе с островами колеблется в пределах 6-10 км. Протяжённость островов варьирует от 0.5 до 10 км.

Далее по руслу расположен большой остров Пономарев, который делит на два рукава. В левом рукаве находится Адамовская протока. В этом месте располагается устье подходного канала к речному порту, водозабор и многочисленные речные предприятия. В правом рукаве Буорыларская протока. В результате разветвления Бестяхского рукава и наличия осерёдков, островов образовалось параллельно-рукавное русло, известное как Якутский разбой.

На Бестяхском берегу расположены пгт. Нижний Бестях, причалы паромной переправы и производственные сооружения связи, и проходит Амуро-Якутская автомобильная магистраль и железная дорога. Ниже Якутского разбоя вплоть до Кангаласского мыса основное русло извилистое и полноводное. У левого и правого берегов последовательно расположены группы островов. Суммарная ширина реки вместе с островами составляет 6-8 км.

На левой стороне ниже г. Якутска за первой группой островов находятся пгт. Жатай и Жатайский судоремонтный завод. Ниже располагаются несколько населённых пунктов. В пгт. Кангалассы ведётся разработка месторождения бурого угля и расположены объекты территории опережающего социально-экономического развития. На правой стороне от Нижнего Бестяха до Кангаласского мыса расположены острова, которые разделены маловодными протоками [33].

Положение основного течения на Кангаласском перекате определяет условия обтекания коренного мыса Кангаласский и захода в левый рукав Соттинского узла разветвления. Мыс в верхней части течения направляет поток к правому берегу, что приводит к обмелению переката на входе в левый судоходный рукав. При развитии нижнего течения поток ослабевает, тем самым создавая условия для захода в левый рукав. Однако россыпи камней в левобережной части русла вблизи

коренного мыса представляют опасность для судоходства. Маловодная правобережная протока используется для остановки к пункту Соттинцы.

Далее русло представляет собой систему сложных разветвлений, образованных четырьмя участками – Хайтыалаахский, Омулаганский, Арбынский и Уть-Алданский, в которых возникают активные деформации, представляющие сложные условия для судоходства. Русло на участке Намцы - Песчаная гора прямолинейное, в прибрежных частях развиты острова, отделяющие его от пойменных берегов. Русло ниже Песчаной горы разделено о. Баакыч. В левобережной стороне русла среди обширных отмелей протекает широкая протока. Динамический поток переваливает к о. Баакыч, оставляя в правой стороне русла прибрежные островки и отмели. Хайтыалаахский участок разделён островами Кэнэли и Неряик на три рукава: левая - Хайтыалаахская протока, центральная - Прямая протока и правая - Атаринская протока. Последние две протоки осложнены вторичными разветвлениями с островами и крупными осередками. Русло на Омулаганском участке сформировано островами Жердь и Омулаган, которые разделяют на полноводную и маловодную протоки. Далее доминирующий поток на Арбынском участке под влиянием островов Мунхасыт и Арбын устремлён в правый рукав. И в Усть-Алданском участке расположен архипелаг островов, который разделяет русло на левый рукав - протоку Турий Взвоз и на правый рукав – Арбынская протока. Поток преимущественно течёт по правой протоке, периодически переходя в левую протоку, и впоследствии сливается с рекой Алдан [37].

Материалы исследований о русловых процессах широко освещены в статьях [38-42]. Все деформации русла в пределах г. Якутска сопровождаются негативными процессами:

1) интенсивные размывы берегов (размывы левого берега ниже Табагинского мыса и оголовков островной системы ниже захода в Городскую протоку приводят к поступлению в реку огромного количества наносов);
2) смещение пойменно-островных массивов (рост и смещение песков о. Уёс-Кумах способствуют активному размыву оголовка пойменно-островного

массива между Городской протокой и Бестяхским рукавом; ниже пгт. Жатая сохранилась тенденция смещения пойменно-островных массивов по течению);

3) образование и отторжение побочней, образование и зарастание осерёдков, их смещение вдоль русла (в правой ветви Бестяхского рукава произошло отторжение правобережного побочня, что вместе с увеличением его водности, явилось причиной размывов правого песчаного берега, надпойменной террасы и высокой поймы);
4) развитие плёсовых лощин вдоль подмываемых берегов (в правой части Адамовской протоки вдоль острова наблюдается развитие плёсовой лощины и активизация размывов левого берега, что привело к смытию прибрежной части о. Софон; перераспределение стока по рукавам из-за о. Пономарева вызвало образование плёсовой лощины в Буорыларской протоке).

Вышеприведённые деформации приводят к возникновению аварийных ситуаций на подводных переходах через реку, неустойчивости и изменчивости положения судоходного фарватера. Это, в свою очередь, затрудняет работу порта, паромной переправы и влияет на водные подходы к промышленным предприятиям. Наблюдается ухудшение состояния инфраструктуры, включая коммуникации, инженерные и коммунальные объекты, расположенные вблизи рек. Стоит отметить, что увеличивается частота наводнений, которые затрагивают г. Якутск, расположенный на высокой пойме и на намывных территориях, и населённые пункты в долине Туймаада.

1.3 Образование ледового затора на р. Лена

На крупных реках, текущих в северном направлении, приход весны сопровождается таянием снега в южной части бассейна. Формируется мощное половодье, волна которого перемещается вниз по течению, механически взламывая прочный ледяной покров реки. В процессе весеннего ледохода образуются многочисленные ледовые заторы [43]. Ледовый затор, согласно публикациям [5, 7, 8], представляет собой скопление льда, стесняющее живое сечение реки, тем самым вызывая подъём уровня воды на некотором удалении от места скопления льда. Продольный разрез ледового затора представлен на рисунке 1.4. Впереди заторного скопления льда образуется замок затора - перемычка из ледяных полей, заклинивших русло. Дальше располагается голова затора - многослойный хаос льдин, подвергшихся торошению, и, наконец, хвост затора - спокойное скопление льдин в зоне подпора, протягивающийся на десятки километров.

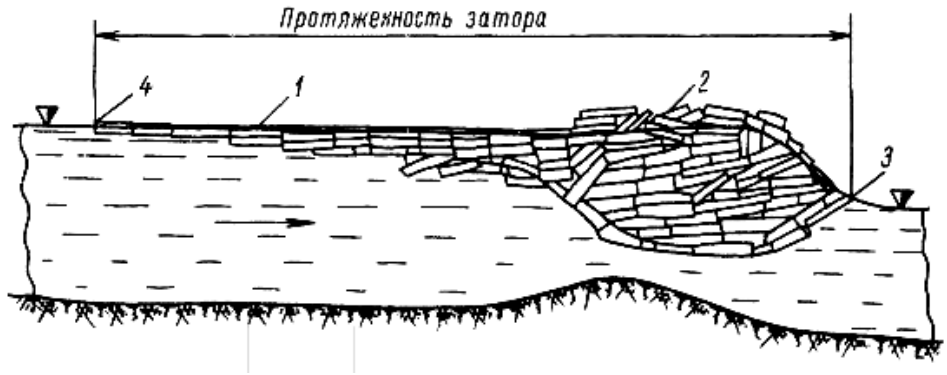


Рисунок 1.4 - Продольный разрез ледового затора:
1 - хвост затора, 2 - голова затора, 3 - нижняя кромка затора, 4 - верхняя кромка затора

Исследования ледовых заторов на реках, проведены – Лисером И.Я., Шуляковским Л.Г., Файко Л.И., Бузиным В.А., Зиновьевым А.Т., Котляковым В.М., которые отмечают необходимые условия их образования [5, 2-4, 44]:

- ледяной покров толщиной 150-200 см;
- неразрушенный ледяной покров на пути весеннего половодья;
- высокие скорости течения воды 1–2 м/с;

– погодные условия в виде избыточных осадков в период весеннего ледохода.

Также определены основные места образования заторов, которые разделены на группы:

– Места формирования ледовых заторов, как правило, связаны с переломом продольного профиля реки. На месте перелома происходит переход от участка с большим уклоном водной поверхности и высокой скоростью течения к участку с меньшим уклоном и низкой скоростью течения, что приводит к снижению транспортирующей способности потока;
– Места ежегодного формирования ледовых заторов могут находиться на участке реки, где комбинируются несколько видов русловых препятствий, например, крутой поворот более 100º с конусом выноса наносов из притока. Конусы выдаются полукруглым мысом в русло, сужая его на 30-50%. Непосредственно ниже конусов выноса, русло реки искривляется вследствие изменения направления течения выступами конусов;
– Участки, где морфологические особенности русла провоцируют образование заторов льда цепочкой на небольшом удалении друг от друга;
– Участки рек с непостоянными, блуждающими от года к году, очагами заторов.

Вскрытие реки Лена происходит по отдельным участкам протяжённостью в 200-300 км. Скорость течения составляет в среднем 100 км/сут. В случае формирования ледовых заторов происходит задержка вскрытия на 5-6 суток. При этом количество заторов льда уменьшается, но их размеры увеличиваются в 5-10 раз достигая 100-150 км [45].

Среднее течение реки Лена отличается высокой повторяемостью ледовых заторов, их количеством и размерами, а также мощностью скоплений льда. В районе коренного изменения направления её течения наблюдается наибольший подъем уровня воды 10 м, соответствующий 4-5 - кратной толщине льда перед вскрытием. Ниже по течению значение подъёма постепенно уменьшается до 4-5 м [31].

На рисунке 1.5 показаны очаги заторообразования на р. Лена, выявленные по материалам исследований [26, 43, 46]. На карте можно увидеть, что заторы образуются почти на всем протяжении реки.

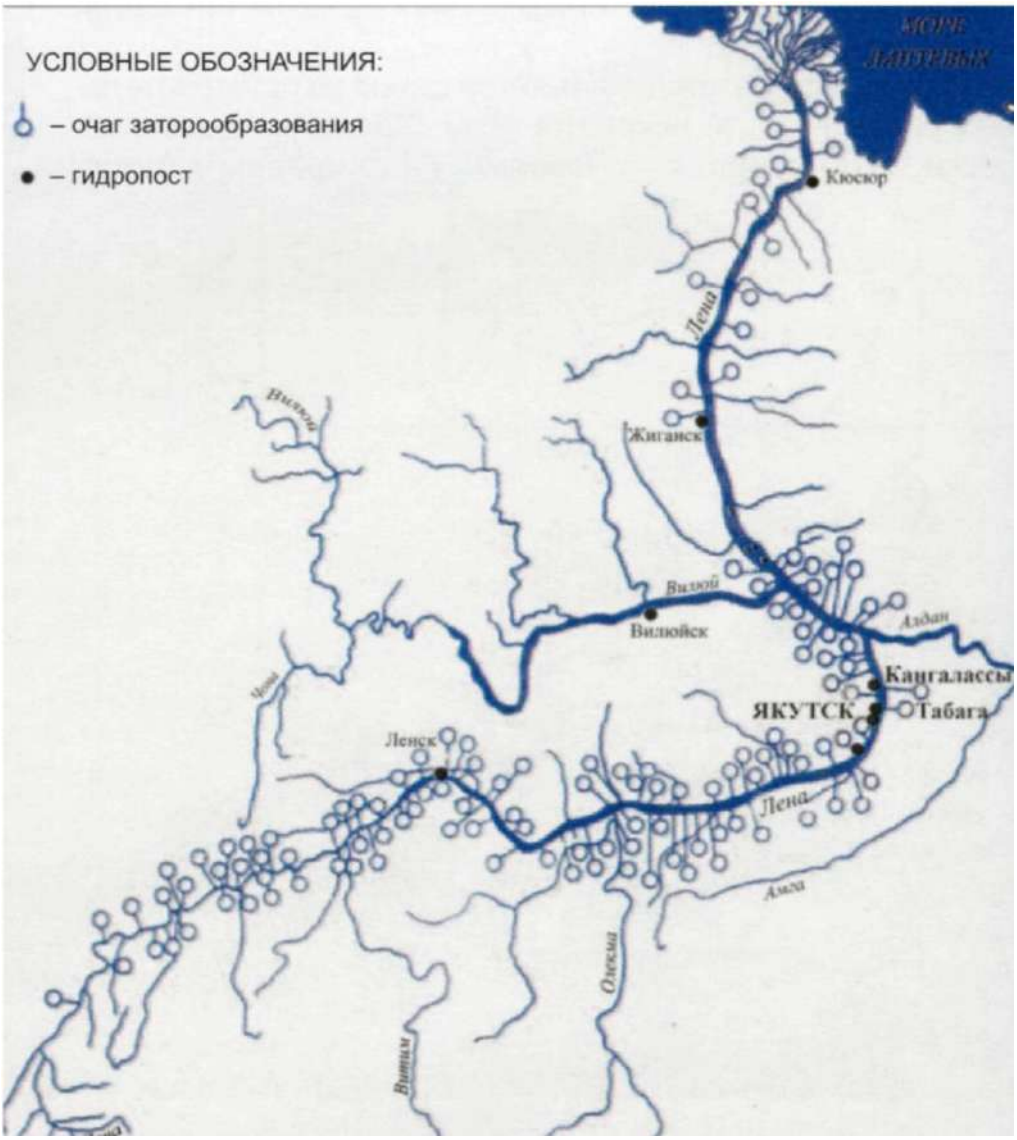


Рисунок 1.5 – Схема размещения очагов заторообразований на р. Лена [46]

Они формируются, в одних и тех же местах, расположенных на участках, характеризующихся переломом уклонов, резким изменением направления русла и его фарватера, расширением русла вследствие разветвления на протоки и сужением при наличии островов, отмелей и осерёдков. Например, на участке р. Лена от Табагинского мыса до Кангаласского мыса зарегистрированы случаи ледовых заторов, которые представлены в таблице 1.1.

Таблица 1.1 – Зарегистрированные случаи ледовых заторов на участке р. Лена от Табагинского мыса до Кангаласского мыса

Гидропост	2009	2010	2011	2013	2014	2015	2018
Табага	-	Z ><	-	-	Z>	Z>	Z<
Якутск	-	-	Z<	-	-	Z<	Z<
Кангалассы	Z<	Z<	-	Z<	-	-	Z>

Примечание: Z < затор ниже поста, Z > затор выше поста

Анализ факторов формирования катастрофических заторных наводнений на р. Лена показал, что они возникают в результате сочетания различных факторов заторообразования. Преимущественную роль в процессе заторообразования играет наличие повышенной толщины льда и прочного неразрушенного ледяного покрова [47-49].

В целях предотвращения заторных наводнений проводятся превентивные мероприятия с учётом географических особенностей реки и закономерностей процесса заторообразования.

Эти мероприятия выполняются по четырём направлениям [4, 50]:

1. Проведение мероприятий по выправлению русла реки для снижения риска заторных наводнений;
2. Заблаговременное выявление затороопасных участков для проведения ледорезных работ с целью ускорения вскрытия реки. Также для ослабления ледяного покрова на его поверхности распыляют угольный порошок;
3. Создание искусственного ледового затора выше по течению от защищаемого участка посредством усиления ледяного покрова путём удаления с него снежного покрова или намораживания;
4. Проведение оперативных взрывных работ для разрушения ледовых скоплений, образующихся при весеннем ледоходе.

Несмотря на проводимый ежегодно комплекс предупредительных мероприятий, избежать заторообразования удаётся далеко не всегда. Риск возникновения катастрофических наводнений, вызванных заторами льда, продолжает оставаться высоким.

1.4 Обзор применения метода георадиолокации в исследованиях ледяного покрова рек

Основу радиолокационных систем заложил в начале XX века немецкий учёный Christian Hülsmeyer. Он первый в мире получил патентные права DE 165546 на радиолокационную технологию 30 апреля 1904 г. [51-53]. Теория и методология георадиолокации отражена в работах Финкельштейна М.И., Богородского В.В., Мачерета Ю.Я., Daniels D., Jol H. [12, 13, 54-56]. Метод георадиолокации основан на излучении сверхширокополосных электромагнитных импульсов и регистрации сигналов, отражённых от границ раздела зондируемых сред, обладающих различными электрофизическими свойствами. Результатом георадиолокационных исследований является радарограмма, представляющая собой набор трасс, каждая из которых показывает изменение во времени массива амплитуд сигнала.

Начиная с 1970 г. в СССР в Рижском Краснознамённом институте инженеров гражданской авиации (РКИИГА) и Арктическом и Антарктическом научно-исследовательском институте (ААНИИ) ежегодно производились испытания различных модификаций бортовых макетов радара, опытные и опытно-производственные измерения [12, 57-60]. Радиолокационные исследования ледяного покрова проводились с дневной поверхности льда и с борта летательного аппарата. Исследования ледяного покрова рек носили опытный характер, в процессе которого отрабатывалась методика измерений и оценивалась точность зондирования.

Первые крупномасштабные опытные аэроледомерные съёмки реки Лена были проведены в 1977-1981 гг. с помощью бортовых измерителей, разработанных в РКИИГА под руководством М. И. Финкельштейна [12]. Аэроледомерные съёмки р. Лены выполнены на участке протяжённостью около 1200 км от устья р. Витима до г. Якутска. Получен обобщённый ледовый разрез р. Лены по данным зондирования. Результаты съёмки продемонстрировали значительную изменчивость толщины ледяного покрова р. Лены в пределах изучаемого участка от 0.8 до 2.1 м.

В конце 80-х годов в США [61] проведены исследования по применению короткоимпульсного радара с центральной частотой 500 МГц. Объектом измерений был автозимник на реке Танана вблизи г. Фэрбенкс штата Аляска. Радар при проведении воздушных измерений был установлен на шасси вертолёта Bell 206B. Скорость вертолёта составила 18 км/ч на высоте 3-5 м. Также радар перемещался по поверхности автозимника. В результате измерений определена толщина льда, обнаружены незамёрзшие протоки под ледяным покровом, определена глубина проток, геометрия дна и мощность промерзания песчаных отмелей в разветвлённой реке.

Визуализация радиолокационных данных, полученных при аэроледомерных съёмках до середины 80-х годов, осуществлялась с помощью электронно-лучевого осциллографа с круговой или горизонтальной развёрткой, также используемого в качестве регистрирующего устройства. Запись данных осуществлялась с помощью фоторегистраторов, в режиме синхронизированной покадровой (A) и непрерывной съёмки (Z) на фотоплёнку. Получаемые A-записи содержали информацию о времени задержки, форме и амплитуде сигналов, отражённых волн от границ льда. По амплитудным значениям выполнялась оценка коэффициента отражения. На непрерывных Z-записях была информация о сигналах в виде яркостных меток, что позволяла получать непрерывные профили толщины льда и положения внутренних отражающих границ по профилю измерений. Существенным недостатком фоторегистраторов был увеличенный расход 36-мм фотоплёнки, служившей носителем информации. Оцифровка получаемых записей выполнялась вручную с помощью оптических устройств. Это значительно осложняло количественную обработку результатов измерений и ограничивало точность определения толщины льда и амплитуды отражённых сигналов [13].

С 1990 г. по 1995 г. наблюдалось активное развитие метода георадиолокации. Произошли такие события, как многократный сбор данных (Fisher et al., 1992), цифровая обработка данных (Maijala, 1992, Gerlitz et al., 1993), и двумерное численное моделирование (Zeng et al., 1995; Cai, McMechan, 1995) и начало применения трёхмерного численного моделирования (Roberts, Daniels, 1996) [62].

Появилась возможность одновременной регистрации данных георадара и спутникового позиционирования. Совместная обработка выполнялась с использованием программ [63], что значительно увеличило точность и информативность проводимых исследований. Это способствовало внедрению цифровых технологий автоматизированной обработки данных георадиолокации.

Формирование систем цифровой регистрации осуществлялось по двум направлениям. Первое направление базируется на регистрации сигналов в реальном масштабе времени с использованием быстродействующих аналого-цифровых преобразователей (АЦП) для сбора данных. Контроль и управление такой системой осуществлялось посредством персонального компьютера [64, 65]. Второе направление заключалось в регистрации периодических волновых форм (трасс) с определенным временным интервалом, в течение которого форма отражённых сигналов остаётся неизменной. Их оцифровка производилась с помощью низкочастотных АЦП. В процессе оцифровки применялся метод стробирования, позволяющий преобразовать радиосигналы мегагерцового диапазона в сигналы звукового диапазона [66].

В период 1995-2000 гг. активно применяли персональные компьютеры, что привело к усовершенствованию технологии георадиолокации. Решена проблема трёхмерного численного моделирования (Holliger, Bergmann, 2000; Lampe, Holliger, 2000). Появилась возможность быстро управлять большими объёмами информации в цифровом виде. В результате стало возможным получение данных площадных измерений с представлением карт и трёхмерной визуализацией данных (Grasmueck, 1996; Annan et al., 1997) [62].

С 2000-х годов по настоящее время усовершенствованы теоретические основы георадиолокации, аппаратура, методы измерений, программы обработки и интерпретации данных зондирования [13, 63]. В качестве примера, приведены сведения из зарубежных публикаций об экспериментальных исследованиях методом георадиолокации ледяного покрова рек.

В апреле 2001 г. в штате Аляска (США) проведены георадиолокационные исследования 10 участков в русле реки Купарук и её главного притока реки Тулик

с целью обнаружения незамёрзшей воды под ледяным покровом [67]. Авторы использовали георадары с центральными частотами 250 МГц и 500 МГц и программным обеспечением компании Mala Geoscience Corporation (Швеция). Антенны были установлены на шасси вертолёта. В результате измерений на участках определены толщина льда, глубина русла и рельеф дна русла, а также выявлено наличие незамёрзшей воды под ледяным покровом.

В феврале 2007 г. выполнены натурные георадиолокационные исследования ледяного покрова реки Нижняя Атабаска в штате Альберта (Канада) для оценки возможностей метода георадиолокации [68]. В ходе полевых работ использовались георадары PulseEkko Pro (Sensors and Software Inc.) с центральными частотами 100 МГц и 500 МГц. Перемещение антенн по поверхности ледяного покрова осуществлялось квадроциклом, оснащённым специальными гусеницами, приспособленными для проезда по снежному покрову. Данные обработаны с применением программ EkkoView Deluxe и ICE Mapper R4 (Sensors and Software Inc.). По результатам обследований установлено, что технология позволяет получить пространственную информацию о толщине ледяного покрова, о наличии воды подо льдом и геометрии дна водоёма.

В работе [69] представлены материалы исследований 2009-2010 гг., подтверждающие возможность применения метода георадиолокации с борта вертолёта Bell 206L для определения толщины льда с низкой солёностью озера Мелвилл, расположенного в канадской провинции Ньюфаундленд и Лабрадор.

В статье Li Zhi-Jun, Jia Qing, Zhang Bao-Sen [70] представлены результаты измерений толщины льда на водохранилище Хунципао в провинции Хейлунцзян. Применялся георадар с центральной частотой 600 МГц. Также были выполнены прямые измерения толщины льда для заверки данных георадиолокации. Абсолютная погрешность измерений составила 4 см.

В рамках исследования [71] ледовых переправ, дорог и платформ в Канаде были выполнены площадные измерения георадарами с центральными частотами 120 МГц и 500 МГц. По результатам обработки данных георадиолокации определены толщина льда и глубина водоёмов. На основе полученной информации

выполнена оценка стационарных нагрузок и несущей способности ледяного покрова с целью обеспечения безопасного движения техники по льду.

В публикации Gusmerolli A., Grosse G. [72] представлены результаты измерений снежно-ледяного покрова на мелководных озёрах Аляски с использованием георадара с центральной частотой 1 ГГц. Установлено, что наличие воды на поверхности ледяного покрова реки затрудняет точное определение толщины льда. Эти выводы подтверждают материалы исследований [15].

В источнике [18] опубликованы материалы исследований ледяного покрова реки Черчилл в Канаде. Измерения проводились георадаром (центральная частота 500 МГц) с борта летательного аппарата. Результаты георадиолокации были заверены информацией, полученной при бурении лунок. Отмечают, что качество и точность полученных результатов зависят от наличия воды на поверхности ледяного покрова и в теле ледяного покрова.

Полевые эксперименты по определению толщины льда [73] были проведены на затороопасном участке реки Хуанхэ в районе города Баотоу в Китае. В рамках эксперимента был применён георадар с центральной частотой 400 МГц, установленный на борту беспилотного летательного аппарата (БПЛА). Для имитации нестабильной высоты полёта БПЛА в процессе измерений применялись различные диапазоны высот 10-25 м, 20-30 м и 30-40 м. Данные георадиолокации показали высокую сходимость с информацией, полученной по данным бурения лунок.

В работе Maria Kamari, Petteri Alho [16] описаны материалы исследований ледяного покрова реки Пулманки (Финляндия) с использованием георадара с центральной частотой 800 МГц. Толщина льда, по результатам обработки данных георадиолокации, варьирует в диапазоне 35-67 см. Абсолютная погрешность измерений составила ±3 см при относительной погрешности 5%.

В статье [15] обсуждены материалы исследований ледяного покрова на участке проектирования ежегодного маршрута ледовой дороги и мониторинга толщины льда на ледовой дороге через реку Юкон в Аляске (США). В полевых

работах применялись георадары с центральными частотами 450 МГц и 750 МГц.

В работе [74] приведены результаты измерений толщины ледяного покрова на нескольких участках реки Лена в районе пгт. Кангалассы, г. Якутска и села Табаги с применением антенн георадара ОКО-3 с центральными частотами 250 МГц и 400 МГц. Полученная информация позволила оценить распределение толщины льда на всех трёх участках, расположенных перпендикулярно руслу реки. Также выявлено, что отклонение среднего значения толщины льда составило до 30% от инструментальных измерений.

Выводы

Вскрытие и ледоход на реке Лена, текущей с юга на север, сопровождается формированием ледовых заторов, состоящих из мелких и крупнобитых льдин. Ледовые заторы снижают водопропускную способность русла, что приводит к резкому подъёму уровня воды, последующему затоплению поймы, далее населённых пунктов, нанесению ущербу критической инфраструктуре.

В российских и зарубежных публикациях описаны основные факторы образования ледовых заторов: ледяной покров толщиной 150-200 см и более; неразрушенный ледяной покров на пути весеннего ледохода; перелом продольного профиля реки; комбинирование нескольких видов русловых препятствий (например, участки русла с увеличивающейся глубиной и снижающейся шириной, участки с крутым поворотом русла и наличием островов). Многие из факторов наблюдаются ежегодно, тогда как заторы отмечаются не каждый год.

Систематические наблюдения на определённой сети стационарных гидрологических постов за ледовыми характеристиками на реках обуславливает большую трудоёмкость в сложных погодных условиях. Для прогнозирования условий прохождения весеннего ледохода необходима информация о толщине и строении ледяного покрова на протяжённых участках рек в предвесенний период. Обзор опубликованных российских и зарубежных материалов георадиолокационных исследований ледяного покрова рек показал, что разработаны методики измерений и обработки данных георадиолокации, которые направлены для решения узких задач: мониторинг толщины ледовых переправ, определение толщины льда на водных объектах суши. Достоинства метода георадиолокации:

- возможность получения непрерывной информации о пространственном распределении толщины льда;
- возможность проведения измерения в бесконтактном режиме от поверхности исследуемой среды – ледяного покрова рек;
- высокая производительность и широкий охват территории позволяют в

течение короткого периода произвести измерения толщины льда по маршрутам протяжённостью сотни километров.

Актуальность работы обусловлена необходимостью анализа гидрологических и георадиолокационных данных для определения заторной опасности на участках среднего течения реки Лена, одной из крупнейших северных рек, вскрывающейся от ледяного покрова в весенний период с юга на север, где регулярно образуются ледовые заторы. В практических целях информация о толщине и строении льда необходима для организации безопасного выполнения инженерных изысканий, буровых работ и движения автомобильного транспорта по автозимникам. В гидрологической практике она требуется для составления прогнозов сроков вскрытия рек и определения заторoопасных участков с целью безопасного пропуска весеннего половодья.

Целью исследований является разработка методики георадиолокационного исследования ледяного покрова рек с борта воздушного судна и применение полученных данных совместно гидрологическими данными для оценки уровня заторной опасности.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

1. Анализ имеющейся информации по данным натурных наблюдений о строении ледяного покрова на заторoопасном участке р. Лена;
2. Разработка и апробация методики георадиолокационного исследования ледяного покрова реки Лена с борта воздушного судна;
3. Разработка алгоритма обработки и интерпретации данных георадиолокации для определения толщины и типов строения льда;
4. Совершенствование алгоритма картографического отображения пространственного распределения толщины и типов строения льда;
5. Адаптация способа расчёта толщины льда на участке реки Лена с использованием гидрологических данных и сравнение результатов с натурными данными;
6. Комплексная оценка уровня заторной опасности на участке р. Лена с использованием гидрологических и георадиолокационных данных.

2 Исследование распространения электромагнитных волн в ледяном покрове р. Лена

2.1 Электрические свойства пресного льда

Электрические свойства пресного льда (диэлектрическая проницаемость ε', тангенс угла диэлектрических потерь $tg\delta$, проводимость σ) были установлены в ходе лабораторных экспериментов на естественных и искусственных образцах льда при различной частоте приложенного электромагнитного поля и температуре воздуха [54, 75, 76].

Комплексная диэлектрическая проницаемость пресного льда определяется следующим выражением

$$\dot{\varepsilon} = \varepsilon' - j\varepsilon'' \quad (2.1)$$

где ε' - относительная диэлектрическая проницаемость, ε'' - фактор потерь, j – мнимая единица.

Лёд является средой, поглощающей электромагнитную энергию, тогда выражение (2.1) имеет следующий вид

$$\dot{\varepsilon} = \varepsilon'(1 - jtg\delta) \quad (2.2)$$

где $tg\delta = \varepsilon''/\varepsilon' = \sigma/(\omega\varepsilon_0\varepsilon')$ - диэлектрические потери, σ - удельная проводимость [См/м], ω - круговая частота [рад/с], $\varepsilon_0 = 1/36\pi * 10^{-9}$ - диэлектрическая проницаемость вакуума [Ф/м].

Относительная диэлектрическая проницаемость и диэлектрические потери пресного льда в диапазоне радиозондирования от 1 до 1000 МГц представлены на рисунке 2.1. Результаты экспериментальных исследований диэлектрической проницаемости образцов льда плотностью 898 кг/м^3 из ледника в Гренландии на частотах 150, 300 и 500 МГц (таблица 2.1) [77]. Из таблицы следует, что диэлектрические потери в пресном льде при отрицательных температурах пренебрежимо малы, поэтому их можно не учитывать. В этом случае, комплексная диэлектрическая проницаемость соответствует относительной диэлектрической проницаемости.

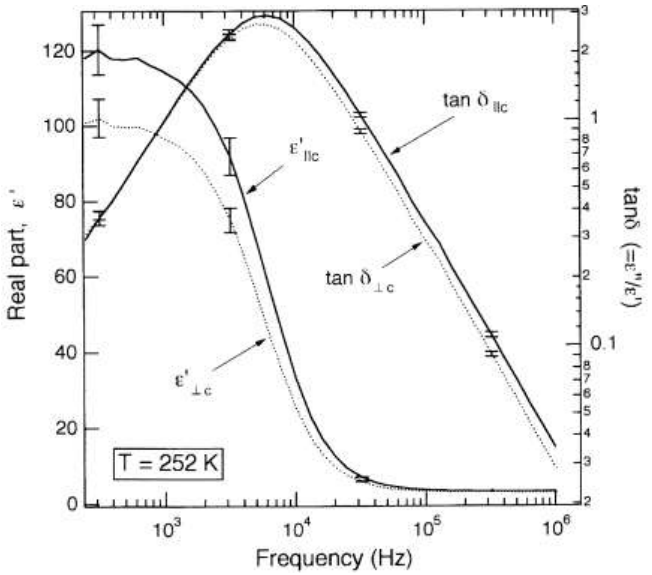


Рисунок 2.1 – Диэлектрическая проницаемость и тангенс угла диэлектрических потерь в зависимости от частоты электромагнитного поля и температуры воздуха

Таблица 2.1 - Электрические свойства льда Гренландского ледника плотностью 898 кг/м^3 по данным Westphal [77]

T, °C	150 МГц			300 МГц			500 МГц		
	ε'	$tg\delta, 10^{-5}$	$\sigma, 10^{-5}$ См/м	ε'	$tg\delta, 10^{-5}$	$\sigma, 10^{-5}$ См/м	ε'	$tg\delta, 10^{-5}$	$\sigma, 10^{-5}$ См/м
-1	3.21	220	5.88	3.20	108	5.76	3.20	52	4.62
-5	3.20	114	3.81	3.20	76	4.05	3.20	40	3.56
-10	3.19	110	2.92	3.19	55	2.92	3.19	28	2.48
-20	3.18	68	1.80	3.18	33	1.75	3.18	19	1.68
-30	3.16	43	1.13	3.16	21	1.11	3.16	13	1.14
-40	3.15	26	0.682	3.15	13	0.682	3.15	8	0.70
-50	3.14	14	0.366	3.14	8	0.419	3.14	5	0.436

Результаты работы [77] подтверждены данными экспериментальных исследований диэлектрической проницаемости льда, полученными авторами Johari, Charette, Matzler, Wegmuller, Fujita et al, Matsuoka et al (рисунки 2.2, 2.3) [78-80]. Материалы исследований Smith, Evans, Фролов и Мачерет [13, 81, 82] подтверждают их выводы. Следовательно, диэлектрическая проницаемость пресного льда в диапазоне радиочастот и низких температур составляет 3.2.

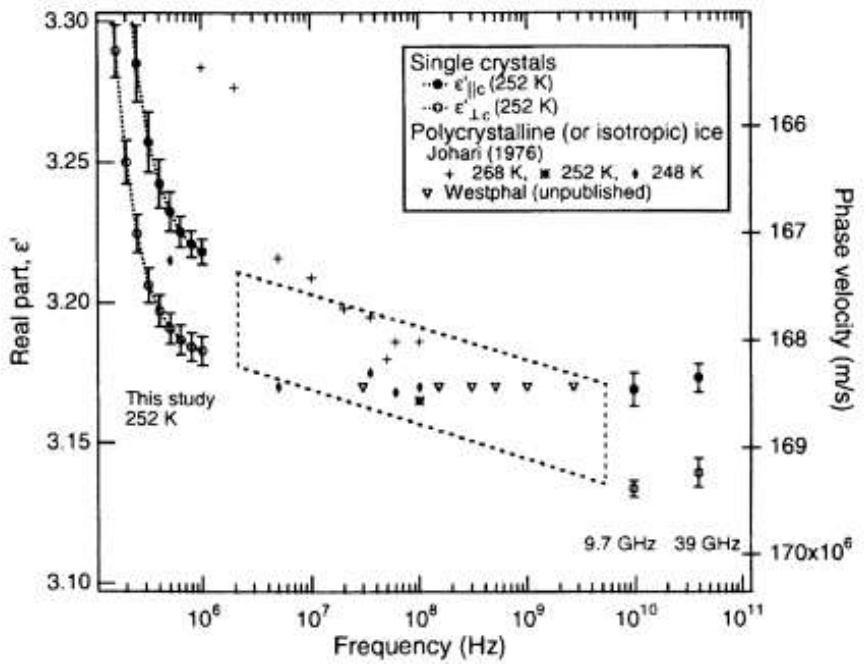


Рисунок 2.2 - Диэлектрическая проницаемость льда в диапазоне радиочастот

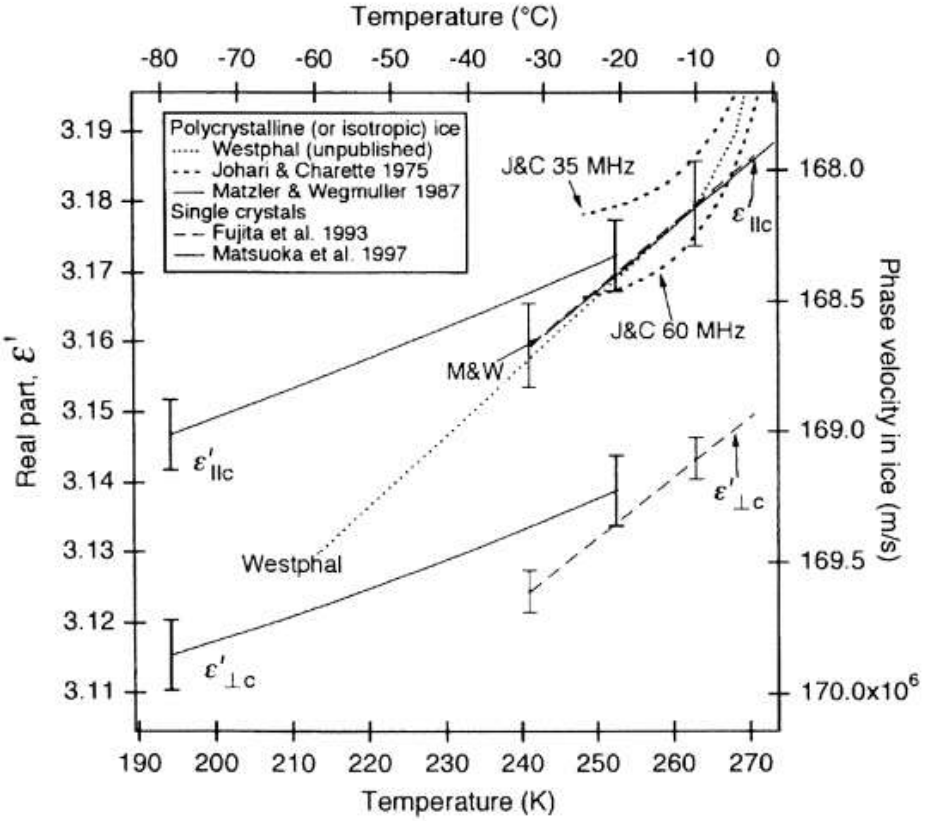


Рисунок 2.3 - Диэлектрическая проницаемость льда в зависимости от температуры воздуха

2.2 Скорость распространения и удельное затухание электромагнитных волн в ледяном покрове рек

Ледяной покров реки при георадиолокационном измерении с борта воздушного судна представляет собой трёхслойную модель. Первая среда представлена воздухом с диэлектрической проницаемостью ε_1, вторая среда - ледяной покров (ε_2) и третья среда - вода (ε_3). Схема распространения электромагнитных волн в модели показана на рисунке 2.4.

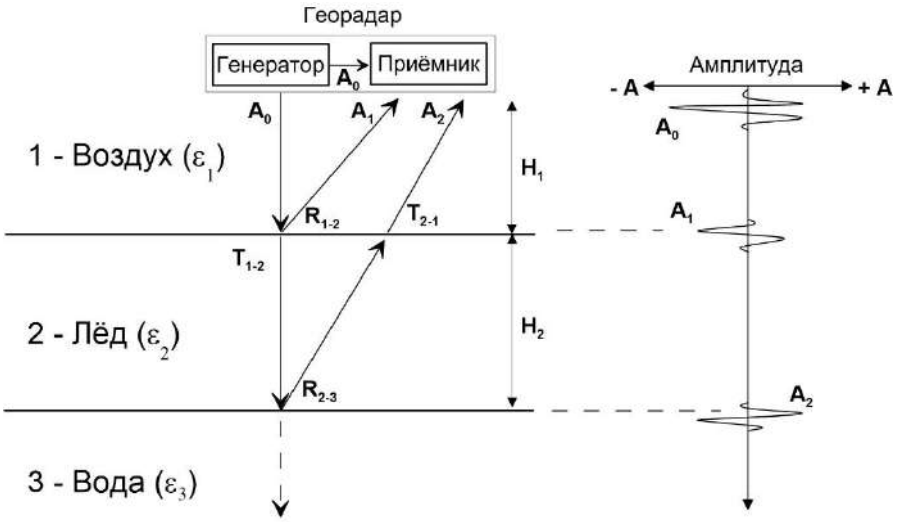


Рисунок 2.4 – Схема распространения электромагнитных волн при зондировании модели

При вертикальном падении электромагнитной волны с амплитудой A_0, распространяющейся в среде 1 и изменяющейся во времени по гармоническому закону, возникает отражённая волна с амплитудой A_1 связанная с отражением части энергии от границы раздела сред 1-2, и отражённая волна с амплитудой A_2 связанная с переходом части энергии от границы раздела сред 2-3. Для расчёта интенсивности отражений электромагнитной волны применены следующие выражения [12, 13, 54]:

коэффициент отражения Френеля

$$R_{1-2} = A_1/A_0 = \frac{\sqrt{\varepsilon_1}-\sqrt{\varepsilon_2}}{\sqrt{\varepsilon_1}+\sqrt{\varepsilon_2}} \quad (2.3)$$

коэффициент прохождения

$$T_{1-2} = A_2/A_0 = 1 + R_{1-2} = \frac{2\sqrt{\varepsilon_1}}{\sqrt{\varepsilon_1}+\sqrt{\varepsilon_2}} \quad (2.4)$$

коэффициент отражения по мощности (отражательная способность)

$$R_p = A_1^2/A_0^2 = R_{1-2}^2 \quad (2.5)$$

Рассмотрены следующие двухслойные среды, включающих воздух, снег, лёд, вода и мёрзлый грунт. Эти среды, согласно источникам [12, 13, 83, 84], характеризуются определёнными значениями диэлектрической проницаемости и электрической проводимости (таблица 2.2). По табличным данным выполнен расчёт коэффициентов отражения, прохождения и мощности для двухслойных сред (таблица 2.3). В таблице приведены коэффициенты, величина которых зависит от диэлектрической проницаемости слоёв среды. Полученные коэффициенты используются для интерпретации полевых радарограмм для определения происхождения отражений на границе раздела сред.

Таблица 2.2 – Диэлектрическая проницаемость, электрическая проводимость и удельное затухание сред

	Воздух	Плотный снег	Лёд	Пресная вода	Мёрзлый грунт
ε'	1	1.8	3.2	81	5
σ, мСм/м	0	0.01	0.01	0.5	1

Таблица 2.3 – Коэффициенты отражения, прохождения и мощности на границах двухслойных сред

Среда	R_{1-2}	T_{1-2}	R_p
Воздух-Снег	-0.15	0.85	0.02
Воздух-Лёд	-0.28	0.72	0.08
Воздух-Вода	-0.8	0.2	0.64
Снег - Лёд	-0.24	0.76	0.06
Вода-Лёд	0.67	1.67	0.45
Лёд-Вода	-0.67	0.33	0.45
Лёд - Мёрзлый грунт	-0.11	0.89	0.01

Скорость распространения электромагнитных волн в исследуемой среде (V) определяется по следующему выражению [12, 54]

$$V = c/\sqrt{\varepsilon'} \quad (2.6)$$

где $c = 3 \cdot 10^8$ м/с - скорость распространения электромагнитной волны в вакууме.

Измерив время прихода отражённых сигналов (Δt, нс) от границ исследуемой среды с учётом установленного значения скорости распространения электромагнитных волн можно определить его толщину

$$H = V\Delta t/2 \quad (2.7)$$

Согласно [13], для определения скорости распространения электромагнитных волн в пресном льду используются следующие методы:

1) Оценка времени задержки отражённых сигналов от верхней и нижней границ льда на радарограммах с учётом инструментальных замеров толщины льда в пробуренной лунке во льду;

2) Анализ наличия гиперболических отражений на радарограммах, получаемых от внутренних неоднородностей в ледяном покрове, с использованием процедуры «Гипербола» программы обработки данных георадиолокации;

3) Метод отражённых волн (метод общей глубинной точки) позволяющий получить сигналы, отражённые от границ льда при симметричном разносе на различных расстояниях приёмной и передающей антенн георадара, расположенных на поверхности льда.

Результаты натурных измерений скорости распространения электромагнитных волн в ледниках находятся в пределах 0.147-0.172 м/нс [13]. Методом отражённых волн [85] получены значения скоростей, варьирующих от 0.152 до 0.178 м/нс, которые совпадают с вышеуказанными значениями скоростей. Наиболее точные данные получены с помощью скважинного интерферометрического метода на леднике Девон в Канаде в 1975 г. [86]. Плотность льда была $\rho = 917$ кг/м^3 при средней температуре льда -20^{0}С. Использовался радар с центральной частотой 425 МГц. Среднее значение скорости равно 0,1688 м/нс.

Важно отметить, что в литературных источниках приводятся аналогичные значения скорости распространения электромагнитных волн в ледяном покрове рек и озёр. Например, в материалах источника [87] представлены результаты применения георадара с центральной частотой 500 МГц. Исследования выполнены

с января по март 2007 г. на 17 различных ледовых дорогах и переправах на территории Канады. Были получены значения скорости в естественном и намороженном ледяном покрове в диапазоне 0.142-0.182 м/с и 0.159-0.206 м/нс соответственно.

Материалы, представленные в источнике [88], включают исследования ледяного покрова трёх озёр около г. Ларами штата Вайоминг (США) в декабре 2015 г. В исследованиях применялся георадар MALA (Швеция) с антенной, частота которого 1.3 ГГц. Результаты показали, что скорость электромагнитной волны во льду озёр составляет от 0.176 до 0.191 м/нс.

В источнике [89] обсуждены материалы исследований ледовой переправы через реку Юкон недалеко от города Тананы штата Аляски (США) в феврале 2020 г. В работах применялся георадар MALA (Швеция) с антенными блоками, центральная частота которых 450 МГц и 750 МГц. Было проведено бурение лунок в ледяном покрове, где произвели замеры толщины льда мерной линейкой. Выполненные расчёты скорости электромагнитных волн во льду с учётом данных бурения позволили установить, что скорость во льду очищенного от снежного покрова и с утрамбованным снежным покровом составила 0.164 м/нс и 0.17 м/нс соответственно.

При определении удельного затухания электромагнитных волн во льду были адаптированы выражения, предложенные Финкельштейном М.И. [12]. Из рисунка 2.4 следует, что амплитуда электромагнитной волны, отражённой от верхней границы ледяного покрова равна

$$A_1 = A_0 R_{1-2} e^{-2\gamma_1 H_1}$$

Тогда как амплитуда волны, прошедшей через слой льда и отразившейся от нижней границы ледяного покрова, составила

$$A_2 = A_0 R_{2-3} T_{1-2} T_{2-1} e^{-2\gamma_1 H_1} e^{-2\gamma_2 H_2}$$

Тогда отношение этих амплитуд, отражённых от границ ледяного покрова, имеет следующую форму

$$\frac{A_2}{A_1} = \frac{A_0 R_{2-3} T_{1-2} T_{2-1} e^{-2\gamma_1 H_1} e^{-2\gamma_2 H_2}}{A_0 R_{1-2} e^{-2\gamma_1 H_1}} = \frac{R_{2-3}\left(1-R_{1-2}^2\right) e^{-2\gamma_2 H_2}}{R_{1-2}} \quad (2.8)$$

при этом $T_{1-2} = 1 + R_{1-2}, T_{2-1} = 1 + R_{2-1} = 1 - R_{1-2}$.

Отношение амплитуд (2.8) показывает степень затухания волны на расстоянии H_2 и оценивается в неперах, следовательно

$$\ln\left(\left(\frac{A_2}{A_1}\right)\cdot\left(\frac{R_{1-2}}{R_{2-3}}\right)\cdot\left(\frac{1}{1-R_{1-2}^2}\right)\right) = -2\gamma_2 H_2 \quad (2.9)$$

Согласно свойству логарифмов $lnN = \frac{lgN}{lge}$, из натурального логарифма в десятичный логарифм, получаем

$$\frac{\lg\left(\left(\frac{A_2}{A_1}\right)\cdot\left(\frac{R_{1-2}}{R_{2-3}}\right)\cdot\left(\frac{1}{1-R_{1-2}^2}\right)\right)}{\lg e} = -2\gamma_2 H_2 \quad (2.10)$$

Выражение (2.10) в децибелах, согласно правилу 1 непер $= \frac{20}{\ln 10}$ дБ, представлено следующим образом

$$20\lg\left(\left(\frac{A_2}{A_1}\right)\cdot\left(\frac{R_{1-2}}{R_{2-3}}\right)\cdot\left(\frac{1}{1-R_{1-2}^2}\right)\right) = -2\gamma_2 H_2 \quad (2.11)$$

В таком случае, удельное затухание (дБ/м) во льду имеет вид

$$\gamma_2 = -\frac{20\lg\left(\left(\frac{A_2}{A_1}\right)\cdot\left(\frac{R_{1-2}}{R_{2-3}}\right)\cdot\left(\frac{1}{1-R_{1-2}^2}\right)\right)}{2H_2} \quad (2.12)$$

где A_1 - минимальное значение амплитуды отражённого сигнала от верхней границы льда, A_2 - максимальное значение амплитуды отраженного сигнала от нижней границы льда, H_2 - толщина льда.

При теоретических расчётах удельного затухания для сред с малыми потерями $tg\delta \ll 1$ [12, 90, 91] используется следующее выражение

$$\Gamma = 1638 \cdot \frac{\sigma}{\sqrt{\varepsilon'}} \quad (2.13)$$

В работах [12, 84] отмечается, что удельное затухание в пресном льду варьирует в пределах 0.01-0.5 дБ/м.

Анализ научной литературы показал, что необходимо проводить экспериментальные исследования в полевых условиях для определения значений скорости распространения и удельного затухания электромагнитных волн во льду.

2.3 Обоснование выбора частоты георадара для оценки характеристик ледяного покрова р. Лена

При георадиолокационном исследовании сред необходимо выполнить два основных условия – обеспечение разрешения сигналов при минимальной толщине среды и максимальной глубины зондирования, которые в свою очередь зависят от технических параметров георадара. Согласно [13], оба этих условия обеспечиваются главным образом путём выбора центральной частоты f_c (длина волны $\lambda = {}^{c}/_{f_c}$), длительности зондирующего импульса $\tau_{\text{имп}}$ и коэффициента усиления антенн G_a. Поскольку эти параметры и конструкция антенн, передающего и приёмного устройств во многом зависят от частоты, то её оптимальный выбор приобретает особое значение.

Разрешающая способность георадара состоит из двух компонентов, а именно разрешений в вертикальном и горизонтальном направлении, при которых можно определить минимальное значение толщины льда и его детальные изменения по горизонтали. Из источника [92] следует, что вертикальное разрешение в первую очередь зависит от длины волны в среде $(\lambda_{\text{ср}})$, независимо от глубины исследования

$$\lambda_{\text{ср}} = \frac{V}{f_c} = \frac{c}{f_c\sqrt{\varepsilon'}} \quad (2.14)$$

Порог вертикального разрешения вычисляется по следующему выражению [93]

$$r_V = \frac{\lambda_{\text{ср}}}{4} \quad (2.15)$$

Результаты расчёта порога вертикального разрешения во льду с частотами от 150 МГц до 700 МГц, полученные по формуле 2.15, приведены в таблице 2.4. Данные таблицы показали, что увеличение частоты приводит к повышению порога вертикального разрешения.

Горизонтальное разрешение георадара оценивается приближённым способом с помощью зон Френеля. Следуя работе [94, 95] отражённый сигнал от поверхности среды формируется преимущественно первой зоной Френеля (рисунок 2.5). Первая зона Френеля описывается выражением

$$r_{\text{ф}} = \sqrt{\left(H + \frac{\lambda}{4}\right)^2 - H^2} = \sqrt{\frac{H\lambda}{2} + \frac{\lambda^2}{16}}, \text{ если } H \gg \lambda, \text{ то } r_{\text{ф}} \approx \sqrt{\frac{H\lambda}{2}} \quad (2.16)$$

Следовательно, в пределах первой зоны Френеля можно различить горизонтальные объекты в исследуемой среде (таблица 2.5).

Таблица 2.4 – Порог вертикального разрешения для различных частот георадара

f_c, МГц	$\lambda_{\text{в}}$, м	$r_{V\text{в}}$, м	$\lambda_{\text{д}}$, м	$r_{V\text{л}}$, м
150	2	0.5	1.12	0.28
250	1.2	0.3	0.67	0.17
400	0.75	0.2	0.42	0.1
700	0.43	0.11	0.24	0.06

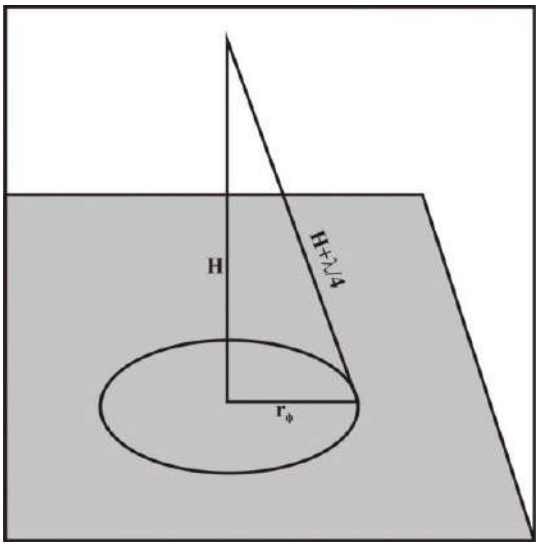


Рисунок 2.5 - Зона Френеля при вертикальном зондировании электромагнитной волной

Таблица 2.5 – Порог горизонтального разрешения для различных частот георадара

f_c, МГц	$r_{\text{ф}}$, м							
	$H_{в,\,м}$					$H_{л,\,м}$		
	10	*20*	*30*	*40*	*50*	*1*	*2*	*3*
150	3.2	4.5	5.5	6.3	7.1	0.8	1.1	1.3
250	2.4	3.5	4.2	4.9	5.5	0.6	0.8	1.0
400	1.9	2.7	3.4	3.9	4.3	0.5	0.6	0.8
700	1.5	2.1	2.5	2.9	3.3	0.3	0.5	0.6

Максимальная глубина зондирования в пресном льду теоретически определяется глубиной скин-слоя, на которой амплитуда электромагнитной волны уменьшается в *e* раз. Глубина скин-слоя (δ) определяется следующим выражением [96]

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} = \frac{503}{\sqrt{f_c\sigma}} \quad (2.17)$$

где $\sigma = 0.00001$ См/м – удельная электрическая проводимость пресного льда, $\omega = 2\pi f$ - круговая частота [рад/с], $\mu = 4\pi \cdot 10^{-7}$Гн/м – магнитная проницаемость. Для различных частот георадара выполнены расчёты глубины скин-слоя в пресном льду, результаты которых приведены в таблице 2.6.

Таблица 2.6 – Глубина скин-слоя на различных частотах

f_c, МГц	150	250	400	700
δ, м	13	10	8	6

Расчёт максимальной глубины зондирования с учётом технических характеристик георадара осуществляется по следующей формуле [12]

$$p = \frac{P_{\text{пд}}}{P_{\text{пр}}} = \frac{64\pi^3 H^4}{G_{\text{пд}} G_{\text{пр}} \lambda^2 \sigma_{\text{ц}}} \quad (2.18)$$

где p - энергетический потенциал георадара; $P_{\text{пд}}$ - мощность, поступающая на вход приёмника; $P_{\text{пр}}$ - мощность подводимая к передающей антенне; H - высота полёта воздушного судна; $G_{\text{пд}}$ - коэффициент усиления передающей антенны; $G_{\text{пр}}$- коэффициент усиления приемной антенны; λ - длина волны георадара в воздухе; $\sigma_{\text{ц}}$ - эффективная площадь рассеяния поверхности среды.

Эффективная отражающая площадь поверхности льда имеет вид

$$\sigma_{\text{ц.в}} \approx \pi H \lambda R_{\text{вз-л}}^2 / 2 \quad (2.19)$$

Для нижней поверхности льда эффективная отражающая площадь имеет вид

$$\sigma_{\text{ц.н}} \approx \pi R_{\text{л-в}}^2 \left(H + \frac{h_{\text{л}}}{\sqrt{\varepsilon}}\right) \lambda / 2 \quad (2.20)$$

где $R_{\text{вз-л}}$ – коэффициент отражения на границе воздух-лёд, $R_{\text{л-в}}$ – коэффициент отражения на границе лед-вода; $h_{\text{л}}$ – толщина льда.

В статье Дудника [97] указано, что приёмная и передающая антенны георадара идентичны, то $G_{\text{пд}} = G_{\text{пр}} = G$. Тогда выражение потенциала у верхней поверхности льда

$$p_{\text{в}} = \frac{128\pi^2 H^3}{G^2 \lambda^3 R_{\text{вз-л}}^2} \quad (2.21)$$

В децибелах $p = 10lg\left(\frac{P_{пд}}{P_{пр}}\right)$, то

$$p_{в} = 10lg\left(\frac{128\pi^2}{G^2}\right) + 30\lg\left(\frac{H}{\lambda}\right) - 20log(R_{вз-л}) \quad (2.22)$$

Потенциал на нижней поверхности льда с учётом потерь двукратного прохождения верхней границы и удельного затухания в слое льда

$$p_{н} = 10lg\left(\frac{64\pi^2}{G^2}\right) + 30\lg\left(\frac{\left(H + h_{л}/\sqrt{\varepsilon}\right)2}{\lambda}\right) - 20lg(R_{л-в}) -$$

$$- 20lg|1 - R_{вз-л}^2| + 2\Gamma_{л}h_{л} \quad (2.23)$$

Согласно утверждению Финкельштейна М.И. [12], потенциал георадара выбирается по большему из найденных значений $p_{в}$ и $p_{н}$.

Расчёт энергетического потенциала в зависимости от центральной частоты георадара и максимальной глубины зондирования выполнен по формулам 2.22 и 2.23. Были использованы частоты георадара ОКО-2 (группа компаний Логис-Геотех) [98] и их следующие данные [97]: $U_{пд}$ - амплитуда импульса передающей антенны, $U_{пр}$=300 мкВ - чувствительность, приведённая ко входу приёмника, G=0.1 - коэффициент усиления приёмной и передающей антенн, R_a=50 Ом - входное сопротивление антенн, $h_{л}$=6-13 м (таблица 2.6) - толщина льда, $\Gamma_{л}$=0.01 дБ/м – удельное затухание во льду.

В таблице 2.7 представлены результаты расчёта энергетического потенциала георадара с учётом максимальной глубины зондирования для частот 150-700 МГц. При повышении центральной частоты георадара снижается максимальная глубина зондирования. Следовательно, при выборе частоты необходимо учитывать разрешающую способность и глубину зондирования [99]. Таким образом, по данным таблиц 2.4-2.7 следует, что необходимо применять георадар с центральной частотой 400 МГц для исследования ледяного покрова рек с борта воздушного судна. Данный георадар теоретически обеспечивает вертикальное разрешение 10 см во льду и глубину зондирования до 8 м во льду при высоте полёта до 50 м.

Таблица 2.7 – Результаты расчёта энергетического потенциала георадара с учётом максимальной глубины зондирования с борта воздушного судна

f_c, МГц	$\lambda_{вз}$, м	$U_{пд}$, В	p, дБ	H_{max}, м
150	2	600	126	280
250	1.2	500	124	140
400	0.75	250	118	50
700	0.43	70	107	10

В качестве измерительного прибора для исследования ледяного покрова рек подходит по техническим и эксплуатационным параметрам антенный блок АБ400 с центральной частотой 400 МГц георадара ОКО-2 (Таблица 2.8). Для дистанционного исследования ледяного покрова рек с борта воздушного судна был модернизирован антенный блок АБ400 [100]. Глубина зондирования, согласно техническим характеристикам антенного блока, составляет до 5 м по льду и 50 м по воздуху.

Таблица 2.8 - Технические характеристики антенного блока АБ400 георадара ОКО-2

Тип	Экранированный
Центральная частота	400 МГц
Развёртка	400 нс
Габариты	0.68 м * 0.275 м * 0.12 м
Масса	4.5 кг
Напряжение питания аккумуляторных батарей	12 В
Время непрерывной работы батарей	4 ч

Результаты экспериментальных и натурных исследований с использованием модернизированного антенного блока АБ400 [100-102]:

1. Исследование влияния мощности снежного покрова на определение границ ледяного покрова выполнено в начале марта 2003 г. на озере Тёплое в г. Якутске. Схема модели снег-лёд представлена на рисунке 2.6а. Антенный блок АБ400 при проведении измерений перемещался по льду с выходом на снежный покров мощностью от 0 до 2 м. На радарограмме отмечается различие амплитуд сигналов отражённых волн, обусловленное разными коэффициентами отражения на границах снег-лёд и лёд-вода. Установлено, что при наличии снежного покрова

уверенно отмечаются сигналы, отражённые от границы снег-лёд (Рисунок 2.6б).

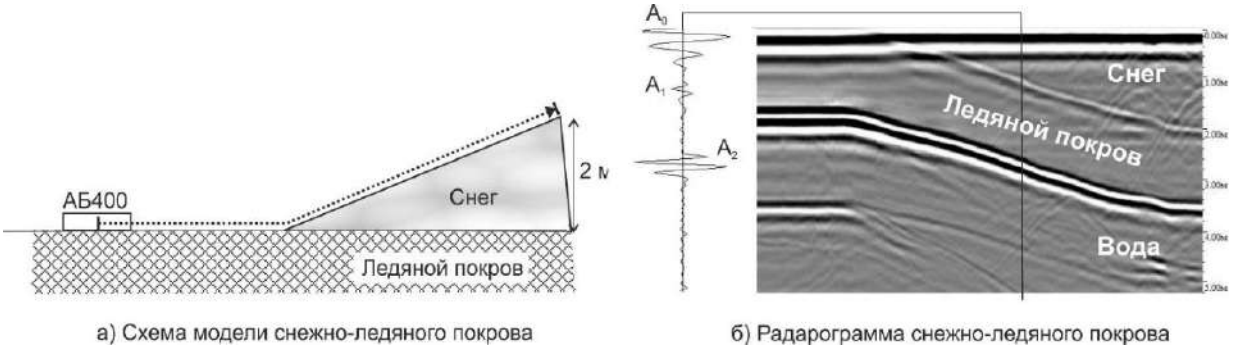


Рисунок 2.6 – Влияние снежного покрова на определение границ ледяного покрова на озере Тёплое в г. Якутске

2. Для анализа амплитуд сигналов, отражённых от границ льда, проведены полевые экспериментальные георадиолокационные измерения ледяного покрова в бесконтактном режиме. Измерения выполнены на льду озера Тёплое в г. Якутске. Антенный блок АБ400 в ходе измерений поднимался с помощью пожарной автолестницы Камаз. Результат измерений в процессе подъёма антенного блока представлен на рисунке 2.7. При непрерывной записи информации с подъёмом на высоту от 0 до 7 м и от 7 до 8 м наблюдаются фрагментные наклонные оси синфазности отражённых волн. Первый сигнал, характеризующий прямое прохождение зондирующего сигнала на приёмную антенну (A_0), далее сигналы, отражённые от границ воздух - лёд (A_1) и лёд – влажный грунт (A_2).

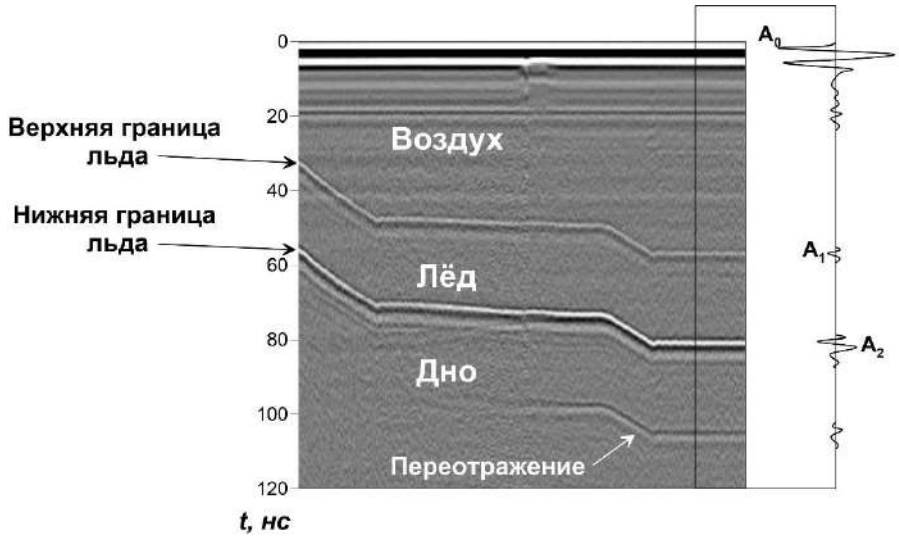


Рисунок 2.7 – Результат измерений ледяного покрова на озере Тёплое в г. Якутске при подъёме антенного блока АБ400

По средним значениям амплитуд сигналов, отражённых от границ льда в диапазоне высот от 0 до 8 м, построена гистограмма (Рисунок 2.8). Амплитуда сигнала, отражённая от границы воздух - лёд, варьирует от 300 до 372 отн. ед. Сигнал, отражённый от границы лёд - влажный грунт отличается высокой амплитудой от 593 до 849 отн.ед. Установлено, что на радарограммах в процессе подъёма антенного блока отчётливо прослеживаются сигналы, отражённые от границ воздух - лёд и лёд – влажный грунт, что позволяет оценить толщину льда в бесконтактном режиме.

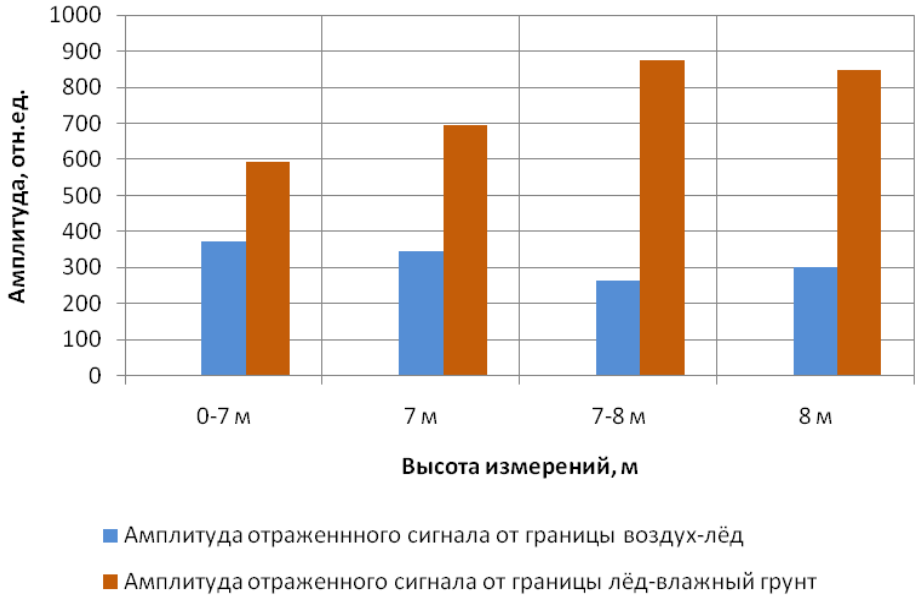


Рисунок 2.8 – Гистограмма амплитуд сигналов, отражённых от границ ледяного покрова

3. Для определения скорости распространения электромагнитных волн в ледяном покрове был проведён натурный эксперимент в конце марта на протоке р. Лена в районе Зеленого луга г. Якутска. На 5 участках площадью 4 м^2 применён георадар ОКО-2 с антенным блоком АБ400 (рисунок 2.9а). В процессе измерений использованы следующие параметры: количество отсчётов по оси времени – 512 отсчётов, количество трасс на радарограмме – 100 трасс, накопление георадиолокационных трасс с последующим усреднением – 1, развёртка сигнала вдоль оси времени - 100 нс, режим измерений - зондирование. На этих участках пробурены лунки, в которых провели инструментальное измерение толщины льда мерной линейкой (рисунок 2.9б).

а)

б)

Рисунок 2.9 – Измерение толщины льда георадаром ОКО-2 с антенным блоком АБ400 на протоке р. Лена в районе г. Якутска (а) и ледомерной рейкой (б)

По данным георадиолокации выполнен расчёт скорости по формуле (2.23) с учётом базы антенного блока (x), которая составляет для АБ400 – 0.38 м. Среднее значение скорости распространения электромагнитных волн во льду р. Лена и данные прямых измерений толщины льда представлены в таблице 2.9.

$$V = \frac{\sqrt{4 \cdot H^2 + x^2}}{\Delta t} \quad (2.23)$$

Таблица 2.9 – Результаты расчёта средних значений скорости распространения электромагнитных волн во льду р. Лена

№	$H_{бур}$, м	Δt, нс	V, м/нс	$V_{ср}$, м/нс
1	1.26	15.04	0.169	0.168
2	1.14	13.67	0.169	
3	1.2	14.45	0.168	
4	1.22	14.65	0.168	
5	1.25	15.03	0.168	

4. Исследования затухания электромагнитных волн в средах (воздух-лёд-вода, воздух-лёд-мёрзлый грунт) были проведены на участках р. Лена в районе створа гидрологического поста Табага и ледовой переправы Якутск – Нижний Бестях в апреле 2012 г. Исследования георадаром ОКО-2 с антенным блоком АБ400 проведены с использованием пожарной автолестницы и мотопараплана Paraavis. Высота измерений с люльки пожарной автолестницы составила 6 м. Высота полёта мотопараплана варьировала в пределах 10-25 м при средней скорости полёта 50 км/ч. Параметры измерений были следующими: количество отсчётов по оси времени – 512 отсчётов, количество трасс на радарограмме – 10000 трасс, накопление трасс с последующим усреднением – 4, развёртка сигнала вдоль оси

времени - 200 нс, режим измерений - профилирование. Протяжённости маршрутов исследования на участках гидрологического поста и ледовой переправы составили 1.2 км и 13 м соответственно. На каждом участке проанализированы 20 трасс, из которых получены средние значения амплитуд сигналов ($A_{1\ ср}$ и $A_{2\ ср}$), отражённых от границ ледяного покрова и их время задержки. По времени задержки сигналов с учётом скорости распространения электромагнитных волн во льду вычислена толщина льда по формуле 2.7. По этим данным произведён расчёт удельного затухания по формуле 2.12 (Таблица 2.10).

Таблица 2.10 – Результаты расчёта удельного затухания в ледяном покрове на участках р. Лена

Характеристика льда	H, м	$A_{1\ ср}$	$A_{2\ ср}$	γ, дБ/м
Монолитный лёд (гидропост Табага)	1.3	156	409	0.59
Намороженный лёд (ледовая переправа Якутск – Нижний Бестях)	2.1	522	667	1.12
Береговой лёд (гидропост Табага)	1.1	277	112	0.44

Таким образом, полученные натурные значения удельного затухания сигналов во льду находятся в пределах значений, представленных в ранее опубликованных материалах исследований [12, 13, 83, 84]. При этом установлено, что удельное затухание сигнала во льду варьирует от 0.44 дБ/м до 0.59 дБ/м, а на ледовой переправе зафиксировано увеличение затухания.

5. Особенности волновых картин (радарограмм) ледяного покрова, полученных на участках около г. Якутска изучались в зависимости от параметров георадиолокационных измерений с борта воздушного судна при различных высотах и скоростях полёта. В процессе измерений применялись следующие параметры: количество трасс на радарограмме от 10 000 до 60000; накопление трасс для скоростных измерений рекомендуют значения – 1, 2 и 4; режим развёртки определяющий временной диапазон регистрации сигналов, от минимального значения - 100 нс до максимального значения - 400 нс. Также изменялась высота полёта от 10 до 50 м с учётом развёртки и скорости полёта от 50 до 150 км/ч.

Результаты измерений, проведённых при количестве трасс 10000, 20000, 30000, 40000, 50000 и 60000 и накоплении трасс 1, 2, 4 продемонстрировали увеличение времени записи трасс и объёма данных (таблица 2.11). Из таблицы следует, что скорость сканирования составила 164 трасс/с при значении накоплении 1. В процессе измерений при значениях накопления, равных 2 и 4, выполнялось усреднение исходных трасс, что способствовало улучшению качества полезных сигналов. Скорость сканирования при накоплениях, равных 2 и 4, снизилась до 115 трасс/с и 71 трасс/с соответственно.

Выбор числа накоплений, равного 4, обоснован необходимостью улучшения качества полезных сигналов при обеспечении высокоскоростных измерений. Обработка объёмных данных георадиолокации требует значительных вычислительных ресурсов. Экспериментально установлено, что радарограмма с количеством 30000 трасс обеспечивает воспроизводимую обработку, сортировку и визуализацию результатов.

Таблица 2.11 – Результаты измерений при различных количествах и накоплений трасс

N, трасс	Накопления трасс			Объём, Мб
	1	2	4	
	Время, с			
10000	61.00	87.00	140.00	20.4
20000	122.00	174.00	281.00	40.8
30000	183.00	260.00	420.00	61.3
40000	245.00	347.00	560.00	81.7
50000	302.00	435.00	700.00	102
60000	366.00	522.00	840.00	122.6

На рисунке 2.10 представлены фрагменты радарограмм ледяного покрова, полученных на тестовом участке со скоростью полёта мотопараплана - 50 км/ч (рисунок 2.10а) и на затороопасном участке со скоростью полёта самолёта - 100 км/ч (рисунок 2.10б) и 150 км/ч (рисунок 2.10в). На радарограммах, полученных при различных высотах и скоростях полёта воздушного судна, остаётся стабильным уровень информативности полезных сигналов, отражённых от верхней (1) и нижней (2) границы ледяного покрова реки. Шаг между трассами определялся

количеством трасс на радарограмме и варьировался в диапазоне 20-60 см, что обусловлено изменением скорости полёта воздушного судна в пределах 50-150 км/ч.

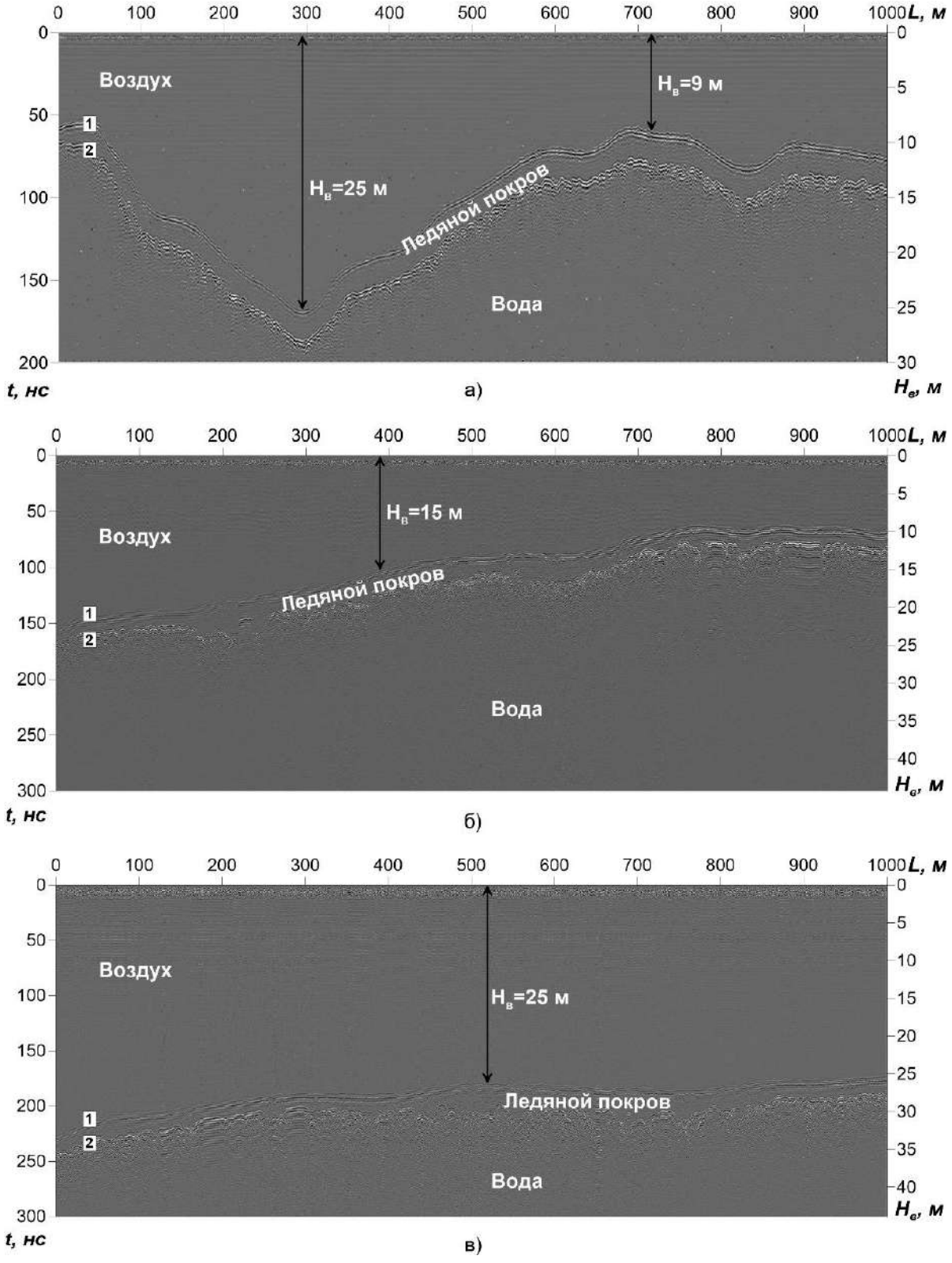


Рисунок 2.10 – Фрагменты радарограмм ледяного покрова, полученных с различной скоростью полёта: мотопараплана - 50 км/ч (а), самолёта - 100 км/ч (в) и 150 км/ч (б)

По результатам опытно-методических работ были определены параметры георадиолокационных измерений:

– «Количество отсчётов по времени» по умолчанию – 512;
– «Количество трасс на радарограмме» – 30000;
– «Накопление трасс» – 4;
– «Диэлектрическая проницаемость пресного льда» – 3.2;
– «Развёртка по глубине (нс)» – 300;
– «Режим измерений» по умолчанию – непрерывные измерения.

6. При выполнении георадиолокационных исследований ледяного покрова рек используется воздушное судно. Наиболее оптимальным вариантом из рассмотренных воздушных судов - вертолёт Ми-8, самолёт Ан-2 и самолёт EuroStar SLW на рынке услуг с учётом лётно-технических характеристик, экономических и эксплуатационных издержек и результатов опытных полётов, является легкомоторный самолёт EuroStar SLW. Такой выбор обусловлен рядом преимуществ таких, как максимальный радиус полёта – до 1300 км, минимальная скорость – 100 км/ч, максимальная скорость – 270 км/ч, возможность выполнения полётов на малых высотах и доступная стоимость аренды самолёта.

7. Оценка погрешности георадиолокационных измерений толщины льда выполнена по данным экспериментальных измерений в контакте со льдом в протоке реки Лена около г. Якутск и измерений льда реки Лена с борта самолёта в районе пгт. Нижний Бестях.

На радарограммах определено время задержки сигналов, отражённых волн от границ льда. По полученным значениям времени задержки и скорости распространения электромагнитных волн во льду выполнен расчёт толщины льда H с учётом базы антенного блока x (для АБ400 x = 0.38 м)

$$H = \sqrt{\frac{V^2 \times \Delta t^2 - x^2}{4}} \quad (2.24)$$

Вычисление относительной погрешности измерения толщины льда выполнено по формуле

$$\delta = \frac{\Delta H_{\text{ср}}}{H_{\text{бур}}} * 100\ \% \quad (2.25)$$

В таблице 2.12 и 2.13 приведены результаты замеров толщины льда ледомерной рейкой в пробуренных лунках и расчётные значения погрешности измерений толщины льда по данным георадиолокации. Расчётные значения толщины льда почти совпадают с данными замеров.

Таблица 2.12 – Погрешность измерений толщины льда в контакте с ледяным покровом

Участок	$\Delta t_{\text{ср}}$, нс	$V_{\text{ср}}$, м/нс	$H_{\text{ср}}$, м	$H_{\text{бур}}$, м	$\Delta H_{\text{ср}}$, м	δ, %
1	15.04	0.168	1.249	1.25	0.001	0.08
2	13.67		1.132	1.14	0.008	0.66
3	14.45		1.199	1.2	0.001	0.1
4	14.65		1.216	1.22	0.004	0.34
Контр. изм.	15.03		1.248	1.26	0.012	0.94

Таблица 2.13 – Погрешность измерений толщины льда с борта самолёта

Участок	Δt, нс	$V_{\text{ср}}$, м/нс	H, м	$H_{\text{бур}}$, м	ΔH, м	δ, %
1	12.3	0.168	1.014	0.99	0.024	2.4
2	12.31		1.015	1.02	0.005	0.53
3	12.3		1.014	1.04	0.026	2.53
4	12.89		1.064	1.04	0.024	2.31
Контр. изм.	12.3		1.014	1.03	0.016	1.58

Результаты проведённых расчётов по оценке погрешности измерений толщины льда позволяют сделать следующие выводы:

- относительная погрешность измерений толщины льда не превышает допустимой погрешности 5% [103].
- полученные расчётные значения толщины льда по данным георадиолокации хорошо согласуются с данными инструментальных замеров.

2.4 Натурные георадиолокационные исследования ледяного покрова различного строения р. Лена

Ледяной покров рек в естественных условиях характеризуется различным строением, которые определяют формирование особенностей отражений при воздействии электромагнитными волнами. Для интерпретации полевых данных георадиолокационного исследования ледяного покрова рек выполнено изучение структуры волнового поля, получаемого по экспериментальным георадиолокационным исследованиям ледяного покрова различного строения в натурных условиях. Были изучены береговой, монолитный и торосовый лёд. На рисунке 2.11 представлены схемы трёхслойной модели с учётом строения ледяного покрова реки.

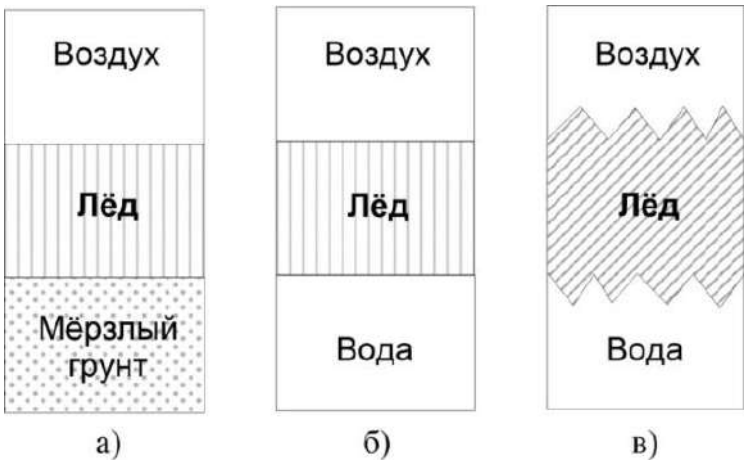


Рисунок 2.11 – Схема трёхслойной модели строения ледяного покрова: береговой лёд (а), монолитный лёд (б), торосовый лёд (в)

Исследования выполнены с борта мотопараплана Paraavis, на котором был установлен георадар ОКО-2 с антенным блоком АБ400. Высота полёта мотопараплана варьировала от 10 м до 25 м при средней скорости полёта 50 км/ч. По результатам экспериментальных исследований ледяного покрова реки Лена в районе створа Табага выполнен анализ структуры волновой картины таких, как конфигурация и протяжённость осей синфазности отражённых волн, амплитуда сигналов на радарограмме. В результате получены радарограммы основных типов строения ледяного покрова р. Лена [104-108].

1. Береговой лёд и монолитный лёд

На рисунке 2.12 приведена полученная радарограмма, состоящая из 880 трасс. Фиксирование амплитуд отражённых волн от границ льда выполнялось по максимальным и минимальным значениям амплитуд георадиолокационной трассы [109]. Сигналы, отражённые от границ раздела сред, наблюдаемые на трассе максимумы и минимумы сигналов и их фазы, прослеживающихся на соседних трассах, представлены в виде линии, известной как ось синфазности. Минимум полуволны отражённого сигнала отображается в белом цвете, а максимум полуволны – в чёрном цвете.

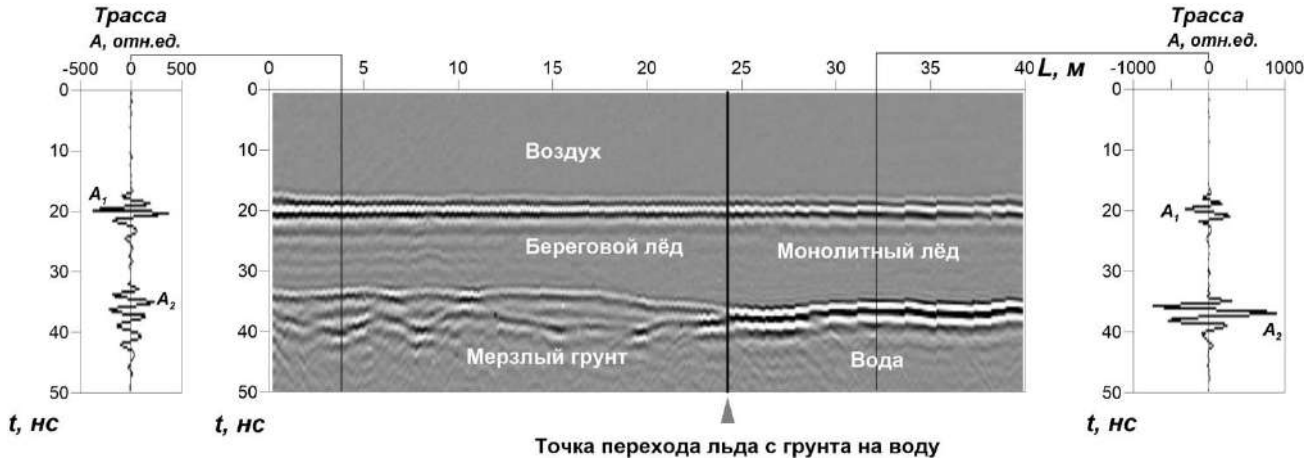


Рисунок 2.12 – Радарограмма берегового и монолитного льда

Дневная поверхность берегового и монолитного льда выражена устойчивыми прослеживаемыми осями синфазности отражённых волн. Нижняя граница берегового льда на отрезке от 0 до 24 м выражена низкоамплитудными, субгоризонтальными осями синфазности отражённых волн. Нижняя граница монолитного льда на отрезке 24-40 м характеризуется высокоамплитудными отражениями. Различие амплитуд сигналов, отражённых от нижней границы ледяного покрова, связано с наличием контакта льда как с грунтом, так и с водой. Согласно коэффициенту отражения (Таблица 2.3) лёд-грунт характеризуется малым значением по сравнению с высоким коэффициентом отражения лёд-вода. На радарограмме различие амплитуд отмечено точкой перехода льда с грунта на воду. По данным бурения установлено, что береговой лёд в контакте с грунтом, а монолитный лёд с водой. По амплитудным значениям сигналов, отражённых от

границ льда, выполнен статистический расчёт, результаты которого представлены в таблице 2.14.

Таблица 2.14 - Характеристики берегового льда и монолитного льда

	Береговой лёд			Монолитный лёд		
	A_1	A_2	H, м	A_1	A_2	H, м
Ср.знач.	360	161	1.2	225	629	1.4
Ср.квадр. откл.	63	32	0.03	31	122	0.02
Коэфф. вариации, %	18	20	2	14	19	2

2. Торосовый лёд

На реке в створе гидрологического поста Табага наблюдались торосы, которые местами достигали мощности 0,4 м от дневной поверхности льда (Рисунок 2.13а). На рисунке 2.13б представлен фрагмент радарограммы, включающий в себя 144 трассы. На радарограмме прослеживаются нарушенные оси синфазности отражённых волн от границ торосового льда. На трассе (Рисунок 2.13в) амплитуда сигнала, отражённого от верхней границы льда, составила A_1=-381 отн.ед. Амплитуда от нижней границы составила A_2=+1202 отн.ед., что в 3 раза больше, чем амплитуда от верхней границы льда. Высокие значения амплитуды и смена фазы отражённых волн от нижней границы льда показали, что ледяной покров в контакте с водой. В таблице 2.15 представлены характеристики торосового льда.

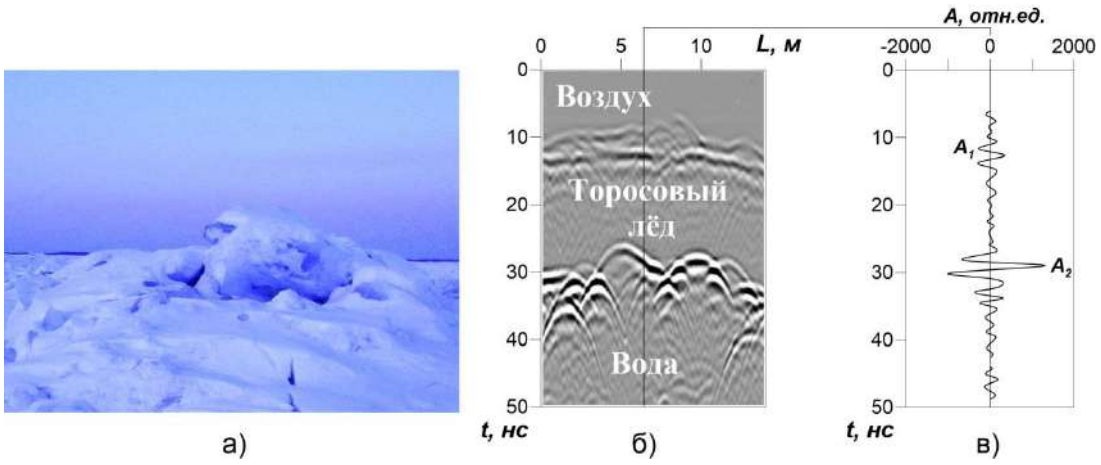
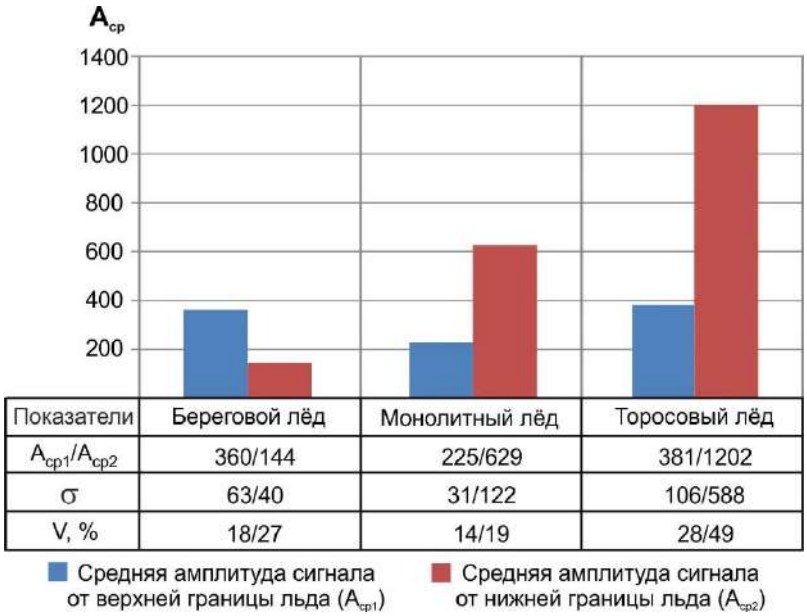


Рисунок 2.13 – Ледяной покров с торосами в районе гидропоста Табага
а) вид торосового льда; б) радарограмма торосового льда; в) трасса

Таблица 2.15 - Характеристики торосового льда

	A_1	A_2	H, м
Ср.знач.	381	1202	1.4
Ср.квадр.откл.	106	588	0.2
Коэфф. вариации, %	28	49	11

Данные амплитуд отражённых волн от границ ледяного покрова различного строения представлены в виде гистограммы на рисунке 2.14. Амплитуды сигналов, отражённых от верхней границы рассмотренных типов льда, варьирует от 225 до 1226 отн.ед. Амплитуды от нижней границы льда находятся в пределах от 144 до 1202 отн.ед.



Показатели	Береговой лёд	Монолитный лёд	Торосовый лёд
$A_{ср1}/A_{ср2}$	360/144	225/629	381/1202
σ	63/40	31/122	106/588
V, %	18/27	14/19	28/49

Рисунок 2.14 – Гистограмма амплитуд сигналов, отражённых от верхней и нижней границ ледяного покрова различного строения

Результаты георадиолокационных исследований берегового, монолитного и торосового льдов показали следующее, что на границе воздух-лёд наблюдаются низкоамплитудные сигналы. Амплитуда сигналов от нижней границы берегового льда в 4 раза меньше, чем амплитуда сигналов от нижней границы монолитного льда, контактирующего с водой. Амплитуда сигналов, отражённых волн от нижней границы торосового льда, в 2 раза больше по сравнению с амплитудой сигналов, отражённых от нижней границы монолитного льда. Высокая амплитуда связано с наложением отражённых волн от неровностей торосового льда.

Статистический расчёт амплитудных значений сигналов, отражённых от границ льда, позволил установить, что коэффициент вариации амплитуд от верхней границы берегового и монолитного льдов составляет 18% и 14%, от нижней границы – 20% и 19% соответственно. Коэффициент вариации амплитуд от верхней границы торосового льда – 28%, от нижней границы – 49%. Высокие значения коэффициента вариации амплитуд указывают на торосовый лёд.

Дополнительно исследовались случаи воды на поверхности ледяного покрова, а также осередки (наносные отложения).

1. Вода на поверхности ледяного покрова – грунтовые или речные воды, изливающиеся на поверхность ледяного покрова рек с последующим замерзанием и формированием слоистого ледяного массива (речные наледи). На рисунке 2.15а представлен пример воды на поверхности ледяного покрова. На полученной радарограмме, состоящей из 300 трасс, прослежены оси синфазности отражённых волн от границ льда (рисунок 2.15б). На отрезке 10-35 м прослежены контрастные оси синфазности отражённых волн, полученных от воды, находящейся на поверхности льда (Рисунок 2.15в). Слева и справа от указанного отрезка на радарограмме отсутствуют признаки наличия воды на дневной поверхности льда. Стоит отметить, что из-за затухания сигнала в воде на поверхности льда снижена амплитуда сигнала и контрастность осей синфазности отражённых волн от нижней границы льда.

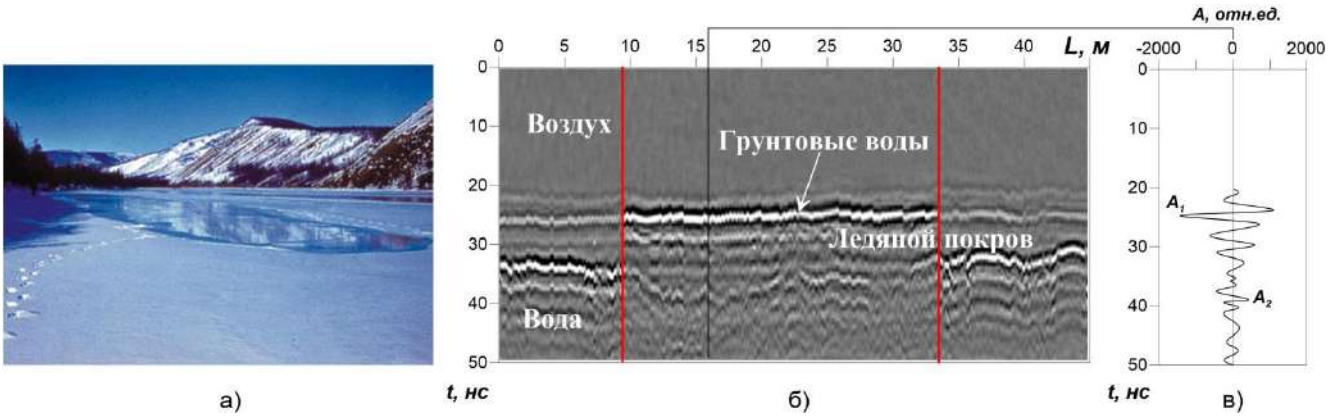


Рисунок 2.15 – Вода на поверхности ледяного покрова
а) пример фотографии воды на поверхности льда; б) радарограмма; в) трасса

2. Осередки - наносные отложения в русле реки, не примыкающие к берегу, которые при высоком уровне воды затапливаются, а в межень представляют собой невысокие острова. На радарограмме (рисунок 2.16) представлен ледяной покров с выходом на осередок, расположенного на отрезке 28-44 м. На указанном отрезке присутствуют контрастные, субгоризонтальные оси синфазности, отражённых волн от верхней границы осередка, ниже отсутствуют определённо выраженные оси синфазности отражённых волн. До и после осередка на радарограмме наблюдается схождение осей синфазности отражённых волн от границ льда, что указывает на мёрзлые пески.

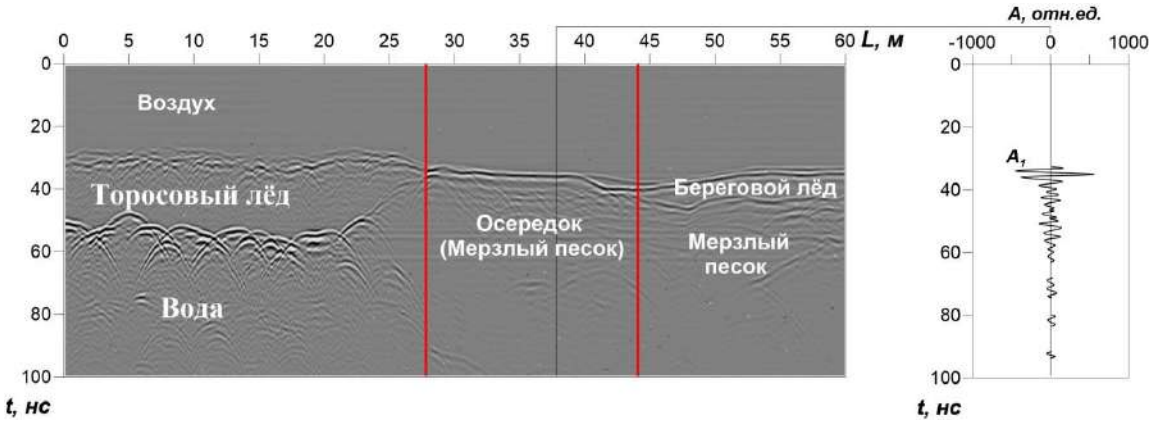
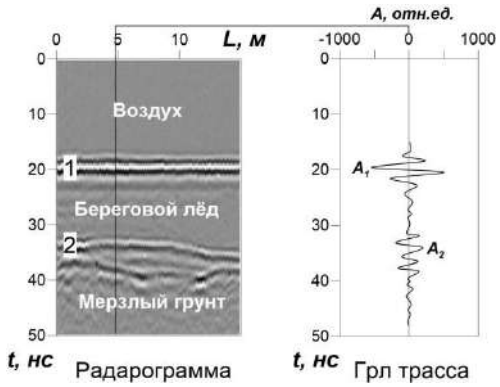
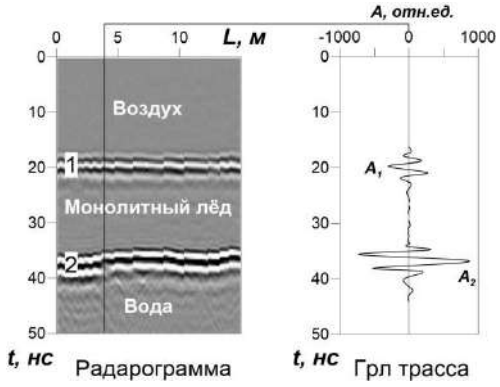
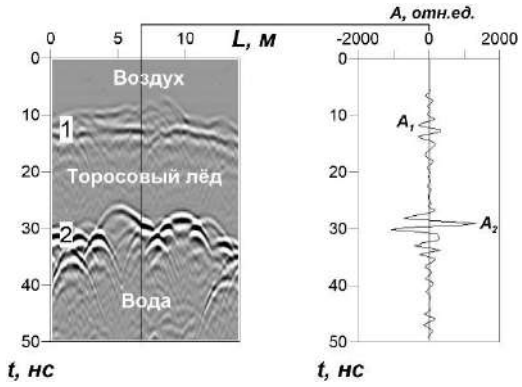


Рисунок 2.16 – Радарограмма ледяного покрова с выходом на осередок

По результатам изучения структуры волновой картины различного строения ледяного покрова реки Лена установлена конфигурация и протяжённость осей синфазности отражённых волн, фаза и амплитуда сигналов. В таблице 2.16 приведены установленные признаки и радарограммы основных типов строения ледяного покрова реки Лена.

Таблица 2.16 - Радарограммы основных типов строения ледяного покрова реки Лена

Тип строения льда	Радарограмма	Признаки на радарограмме
Береговой		1 - Устойчивые контрастные прослеживаемые оси синфазности отражённых волн соответствуют верхней границе льда. 2 - Слабоконтрастные, субгоризонтальные оси синфазности отражённых волн относятся к нижней границе льда. Низкие амплитуды и смена фазы отражённых волн (2) указывают, что ледяной покров в контакте с мёрзлым грунтом (дно).
Монолитный		1 - Симметричные, протяжённые, прослеживаемые оси синфазности отражённых волн соответствуют верхней границе льда. 2 - Контрастные, симметричные, протяжённые, прослеживаемые оси синфазности отражённых волн соответствуют нижней границе льда. Высокие амплитуды и смена фазы отражённых волн (2) указывают, что ледяной покров контактирует с водой.
Торосовый		1 - Слабоконтрастные нарушенные оси синфазности отражённых волн соответствуют верхней границе льда. 2 - Контрастные нарушенные формы гиперболических осей синфазности отражённых волн относятся к нижней границе льда. Низкие амплитуды и смена фазы отражённых волн (2) указывают, что ледяной покров в контакте с водой.

Выводы

На основе проведённых расчётов и опытно-методических работ рекомендуется применять георадар ОКО-2 с антенным блоком АБ400 (центральная частота 400 МГц) в качестве измерительного прибора. Антенный блок обеспечивает вертикальное разрешение 10 см во льду, а также глубину зондирования по льду до 5 м и до 50 м во воздуху. Проведённые экспериментальные и натурные георадиолокационные исследования позволили получить следующие результаты:

- при наличии снежного покрова уверенно фиксируются сигналы, отражённые от границ льда;
- при бесконтактном исследовании льда отчётливо фиксируются сигналы, отражённые от границ льда;
- скорость распространения электромагнитных волн во льду р. Лена по результатам натурных измерений составляет 0.168 м/нс;
- низкие значения удельного затухания сигналов во льду р. Лена в пределах от -0.4 дБ/м до -1 дБ/м;
- по результатам опытно-методических работ были определены параметры георадиолокационных измерений;
- наиболее оптимальным вариантом воздушного судна на рынке услуг с учётом лётно-технических характеристик, экономических и эксплуатационных издержек и результатов опытных полётов, является легкомоторный самолёт EuroStar SLW;
- относительная погрешность георадиолокационных измерений толщины льда с борта воздушного судна не превышает допустимой погрешности 5%.

На основе результатов натурных исследований и анализа структуры волновых картин ледяного покрова реки Лена были установлены и описаны георадиолокационные признаки, обеспечивающие определение типов строения льда: береговой, монолитный, торосовый.

3 Методика георадиолокационного исследования ледяного покрова рек с борта воздушного судна

3.1 Методика георадиолокационного исследования ледяного покрова рек

По результатам вышеизложенных экспериментальных и полевых георадиолокационных исследований ледяного покрова на тестовых участках и на затороопасных участках реки Лена была разработана методика георадиолокационного исследования ледяного покрова рек с борта воздушного судна [110-113]. Методика включает в себя: планирование маршрутов исследований, параметры георадиолокационных измерений, алгоритм обработки и интерпретации данных георадиолокации и алгоритм визуализации результатов георадиолокационных исследований.

Планирование маршрутов исследований в предвесенний период на затороопасных участках осуществляется в геоинформационной системе QGIS 3.34.3 по данным снимков предзимнего периода, полученных со спутника Sentinel-2 или квадрокоптеров, на которых отчётливо прослеживается незамёрзшее основное русло реки. Маршрут исследования на масштабных участках прокладывается в основном по фарватеру реки. На узких участках реки шириной до 1 км намечаются продольные маршруты на левом и правом заберегах и один по фарватеру. На широких участках (больше 1 км) намечаются поперечные маршруты и один маршрут по фарватеру. Такое расположение маршрутов позволяет выявить контакт ледяного покрова с мезоформами русла (побочни, осередки и косы). Перед началом полевых исследований планируемые маршруты предварительно загружаются в спутниковый навигатор, с помощью которого осуществляется навигация воздушного судна в процессе исследований.

Модернизированный антенный блок АБ-400 крепится за люк вертолёта Ми-8 или самолёта Ан-2 с помощью специальной подвески (рисунок 3.1а). На самолёте EuroStar SLW, антенный блок крепится к днищу при помощи специального монтажного крепления (рисунок 3.1б). Испытания монтажного крепления

антенного блока были проведены во время работы двигателя самолёта перед взлётом на аэродроме и в течение полёта. Результаты показали нормальный режим работы георадара и отсутствие вибраций на антенном блоке.

а) б)

Рисунок 3.1 - Общий вид воздушных судов - самолёт Ан-2 (а) и самолёт EuroStar SLW (б), оборудованных георадаром ОКО-2 с антенным блоком АБ-400

Управление георадаром ОКО-2, настройка синхронизации GPS приёмника с георадаром, ввод параметров измерений, наблюдение за процессом измерений и сохранение полевых данных осуществляется посредством мобильного полевого компьютера с программой GeoScan32 [114]. В полевых работах использовался спутниковый приёмник. Данные о местоположении с приёмника поступают через порт USB в виде сообщений протокола NMEA, представляющие собой структуру, которая состоит из координат (широта, долгота) и времени.

В ходе георадиолокационных измерений с борта воздушного судна применяются следующие параметры измерений (таблица 3.1). Скорость полёта воздушного судна составляет 100-150 км/ч на высоте 30-40 м.

Таблица 3.1 – Параметры георадиолокационных измерений

Наименование параметра измерений	Значение параметра
Количество отсчётов по времени	512 отсчётов
Количество трасс	30000 трасс
Накопление трасс	4
Диэлектрическая проницаемость	Для пресного льда – 3.2
Развёртка по времени	300 нс
Режим георадиолокационных измерений	Непрерывный

3.2 Алгоритм обработки и интерпретации данных георадиолокации

Для оперативного представления данных георадиолокации разработан алгоритм, включающий 4 этапа:

1. Обработка материалов георадиолокационных исследований ледяного покрова рек с борта воздушного судна;
2. Интерпретация обработанных радарограмм;
3. Преобразование результатов интерпретации радарограмм в электронную таблицу, содержащую информацию о толщине и типе строения льда;
4. Визуализация табличных данных на базе геоинформационной системы.

На первом этапе, анализ и обработка полевых данных производится с помощью программы GeoScan32 [114], включающей широкий набор процедур, применяющихся для уточнения волновой структуры ледяного покрова на радарограммах. При обработке данных большого объёма используются следующие модули программы:

- Удаление прямого сигнала прохождения, маскирующие полезные сигналы с помощью инструмента «Вычитание среднего значения трасс»;
- Редактирование трасс на радарограммах, не содержащих в себе полезные сигналы отражённых волн от границ ледяного покрова. Обрезка части радарограммы, включающей высоту полёта самолёта - от прямого сигнала до сигналов, отражённых от верхней границы ледяного покрова. Также обрезка части радарограммы до начала и после завершения маршрута измерений;
- Устранение на радарограмме помех в виде радиопереговоров пилота самолёта с авиадиспетчером при помощи инструмента «Режекторный фильтр», позволяющий удалить область частотных составляющих помех;
- Привязка георадиолокационных трасс к координатам по данным спутникового приёмника;
- Восстановление отображения полезных сигналов, отражённых волн от границ льда, с помощью инструмента «Выделить контура»;

- Приведение радарограмм к одному направлению, далее сохранение обработанных радарограмм.

На втором этапе выполняется интерпретация обработанных радарограмм с помощью установленных георадиолокационных признаков, обеспечивающих определение типов строения ледяного покрова реки.

В процессе интерпретации проводится визуальный анализ волновых характеристик: наличие на радарограмме осей синфазности отражённых волн, изменение амплитуд и фаз сигналов, форма осей синфазности отражённых волн (протяжённость, прослеживаемость, симметричность, субгоризонтальность, нарушенность), в ходе, которого определяются участки с аналогичными волновыми характеристиками. Далее, волновые характеристики участков, определённых на радарограмме, сравниваются с установленными признаками основных типов строения ледяного покрова (береговой, монолитный, торосовый лёд) и, при соблюдении указанных признаков этот участок определяется как соответствующий тип строения льда. Участок с аномалиями определяются по дополнительным признакам осередка или воды на поверхности льда.

На рисунке 3.2 представлен результат интерпретации фрагмента радарограммы с различным строением ледяного покрова р. Лена в районе Табагинского мыса. Были определены по признакам, что симметричные оси синфазности отражённых волн относятся к монолитному льду. Нарушенные оси синфазности отражённых волн относятся к торосовому льду.

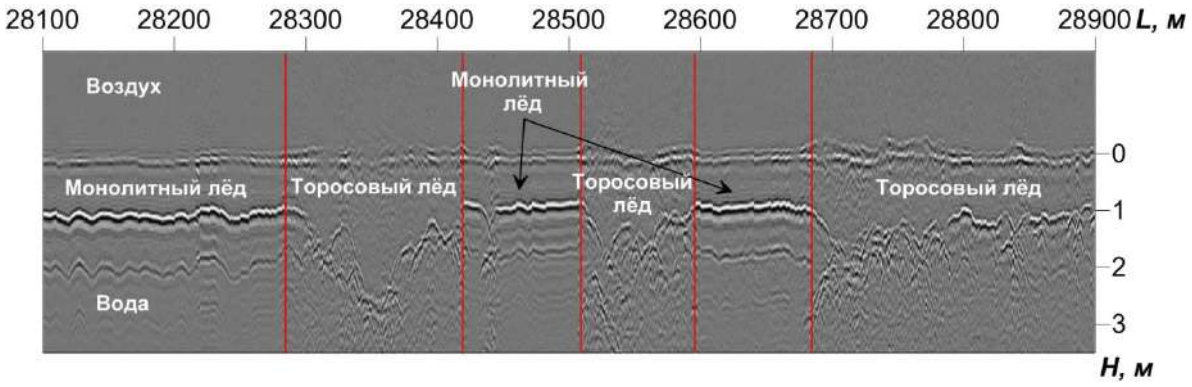


Рисунок 3.2 – Результат интерпретации фрагмента радарограммы ледяного покрова р. Лена в районе Табагинского мыса

По высоким значениям амплитуд сигналов, отражённых от нижней границы льда, определено, что ледяной покров контактирует с водой. Толщина монолитного льда составляет в среднем 1 м, тогда как толщина торосового льда варьирует в диапазоне от 1 до 2.5 м.

На третьем этапе производится оцифровка проинтерпретированных радарограмм с помощью модуля «Слои на профиле» программы Geoscan32. Данный модуль позволяет выделить оси синфазности отражённых волн от границ льда. При наличии нарушенных осей синфазности отражённых волн, характерных для торосового льда, выделение таких границ осуществляется в ручном режиме. Полуавтоматический режим применяется при прослеживаемых осях синфазности, характерных, например, для границ монолитного льда. На радарограмме выделенные оси синфазности имеют волнообразную форму (рисунок 3.3). Эти волны обусловлены влиянием непостоянной высоты полёта самолёта во время проведения измерений (рисунок 3.3а).

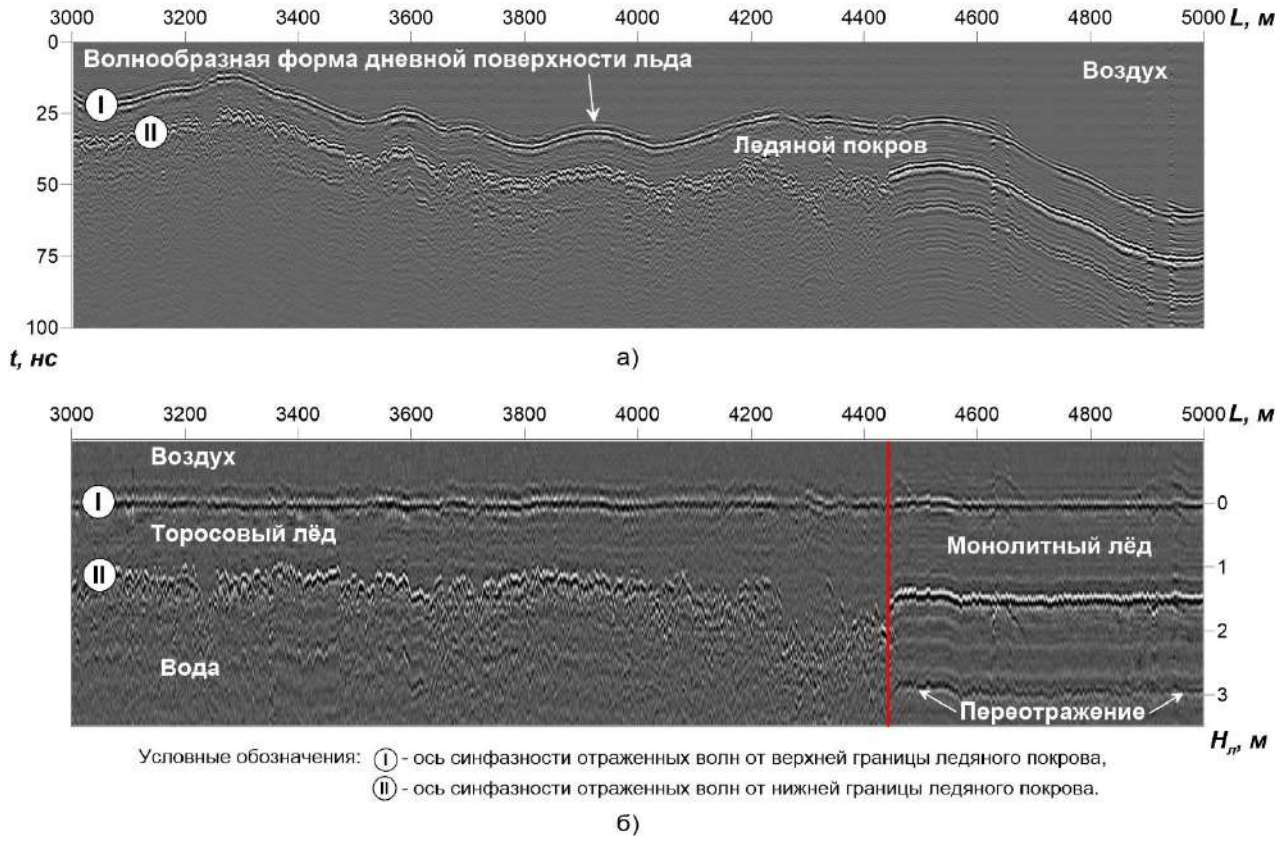


Рисунок 3.3 – Фрагмент радарограммы ледяного покрова:
а) Радарограмма с волнообразной формой осей синфазности отражённых волн;
б) Проинтерпретированный фрагмент радарограммы

Модуль программы позволяет выпрямить выделенную верхнюю (I) ось синфазности отражённых волн от верхней границы льда (рисунок 3.3б). Нижняя (II) ось синфазности отражённых волн от нижней границы льда выравнивается относительно верхней оси (I). При вводе значения диэлектрической проницаемости пресного льда в выделенный слой льда, модуль программы преобразует временную шкалу в шкалу глубин. Установка «нуля» к дневной поверхности льда позволяет выполнить расчёт толщины льда.

Полученный глубинный разрез ледяного покрова на радарограммах экспортируется программой Geoscan32, которая составляет таблицу, содержащую в себе информацию о толщине ледяного покрова в каждой точке измерений, включая географическое местоположение этой точки. Установленный тип строения льда вводится вручную в таблицу.

3.3 Алгоритм визуализации результатов интерпретации данных георадиолокации

Пространственный анализ и визуализация пространственных данных традиционно реализуются посредством геоинформационных систем (ГИС). Существует множество ГИС программ, например, ArcView, MapInfo, QGIS и др., обладающих расширенным набором инструментов для работы с пространственной информацией. Результатом программ является представление пространственных данных в виде картографического изображения.

Визуализация данных георадиолокации выполнялась в свободной кроссплатформенной геоинформационной системе QGIS 3.34.3 [115]. В ходе методических работ в QGIS был усовершенствован алгоритм, обеспечивающий визуализацию данных о толщине и типе строения ледяного покрова реки.

Алгоритм, представленный на рисунке 3.4, включает в себя следующие этапы:

- Создание проекта в QGIS;

- Добавление основы базовой карты OpenStreetMap в системе координат EPSG:3857 WGS84;
- Создание векторного слоя с файлом *.csv, содержащего информацию о толщине и типе строения льда в каждой точке измерений, включая географические координаты каждой точки.

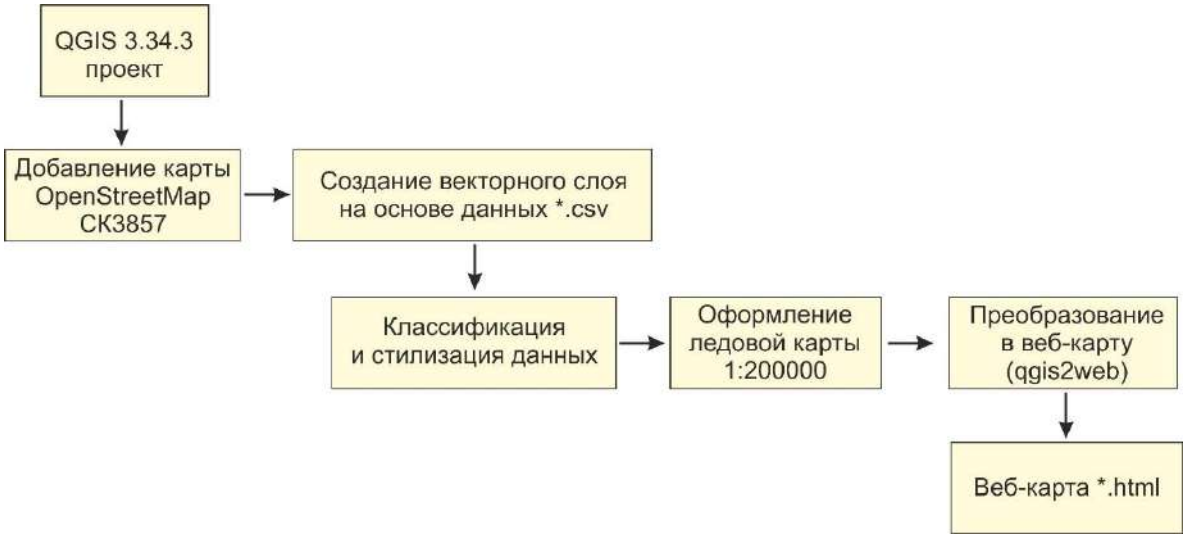


Рисунок 3.4 – Схема алгоритма визуализации данных георадиолокации

- Классификация и стилизация данных. Настройка стиля маркеров позволяет отобразить тип строения льда (таблица 3.2), а параметры стиля позволяют провести классификацию значений толщины льда.

Таблица 3.2 - Классификация типов строения ледяного покрова рек

Тип ледяного покрова	Маркер
Береговой	
Монолитный	
Торосовый	

Классификация основана на международной символике морских ледовых карт и карт ледовых переправ [116, 117] (Таблица 3.3). Нулевые значения в таблицах показывают мёрзлые пески (осередки) или отсутствие данных измерений. Диапазон толщины льда до 50 см не учитываются. Ледяной покров толщиной, превышающий 150 см, классифицируется как затороопасный лёд.

Таблица 3.3 - Классификация толщины ледяного покрова рек

Диапазон толщины льда, см	0	50-100	100-150	150-200	200-250	250-300
Характеристика льда	Осередки	Тонкий	Средний	Толстый	Максимально толстый	Опасно толстый
Цвет	Коричневый	Синий	Зелёный	Жёлтый	Красный	Тёмно-красный
Примечание				Затороопасный лёд		

- Оформление ледовой карты. Построение карт выполняется с уменьшением изображаемых маршрутов измерений. Степень уменьшения маршрутов определяется масштабом (М). Масштаб карты *M* определяется отношением длины отрезка на карте *l* (м) к соответствующей ему горизонтальной проекции на местности *L* (1 см=0,01 м), т.е. это степень уменьшения натуральных величин при изображении их на планах и картах [118]:

$$M = \frac{l}{L} \quad (3.1)$$

Данные авиаразведок представляются в виде оперативных карт в масштабе 1:200000 [119]. Согласно формуле (3.1), расстояние (*l*) между точками составляет 20 м.

На рисунке 3.5 представлен пример карты пространственного распределения толщины и типов строения ледяного покрова реки Лена в районе г. Якутска, построенная по данным георадиолокационных исследований в апреле 2021 г. Для визуализации распределения типов строения льда на карте представлен с шагом 200 м. Количественное распределение толщины льда представлено в виде гистограммы, которая показывает преобладание ледяного покрова толщиной 100-150 см. По маршруту исследования в основном прослеживается торосовый лёд.

- Преобразование карты с использованием модуля qis2web в веб-карту, сохраняемую в формате *.html.

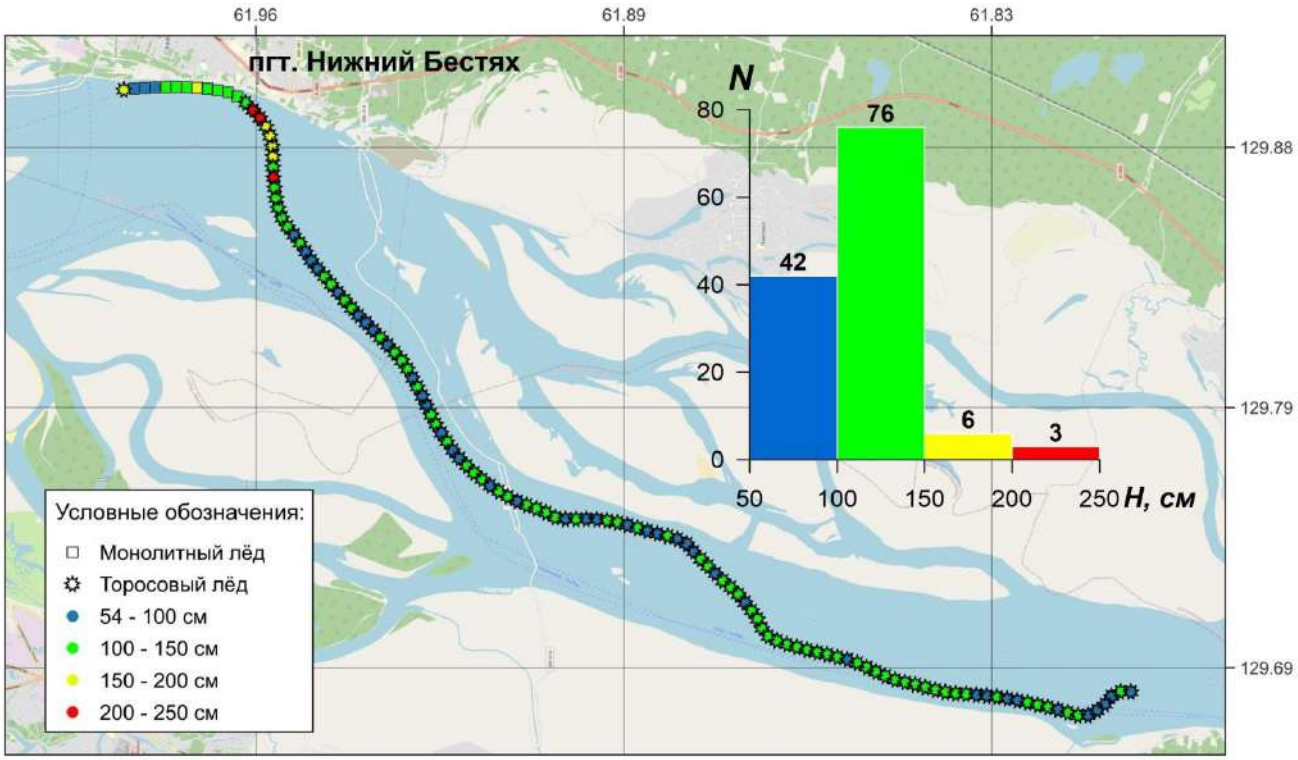


Рисунок 3.5 – Карта пространственного распределения толщины и типов строения ледяного покрова р. Лена в районе г. Якутска

3.4 Толщина и строение ледяного покрова р. Лена на затороопасных участках около сел Тинная, Сырдах и Партизан по результатам апробации методики георадиолокационного исследования с борта воздушного судна

Для исследования пространственной неоднородности толщины ледяного покрова реки выбран затороопасный участок около острова Тинная (Рисунок 3.6). Русло реки Лена в данном месте однорукавное, с чётко выраженной параболической формой. По данным источника [120], от острова Батамайский до острова Тинная ежегодно в период весеннего половодья происходит задержка вскрытия реки. На этом отрезке образуются скопления льдин протяжённостью до 100 км, которые уменьшают открытое сечение русла реки до 80 %. Из-за наличия островов в русле реки происходит увеличение толщины льда в период ледостава до 200 см, что существенно ограничивает льдопропускную способность русла в период весеннего половодья.

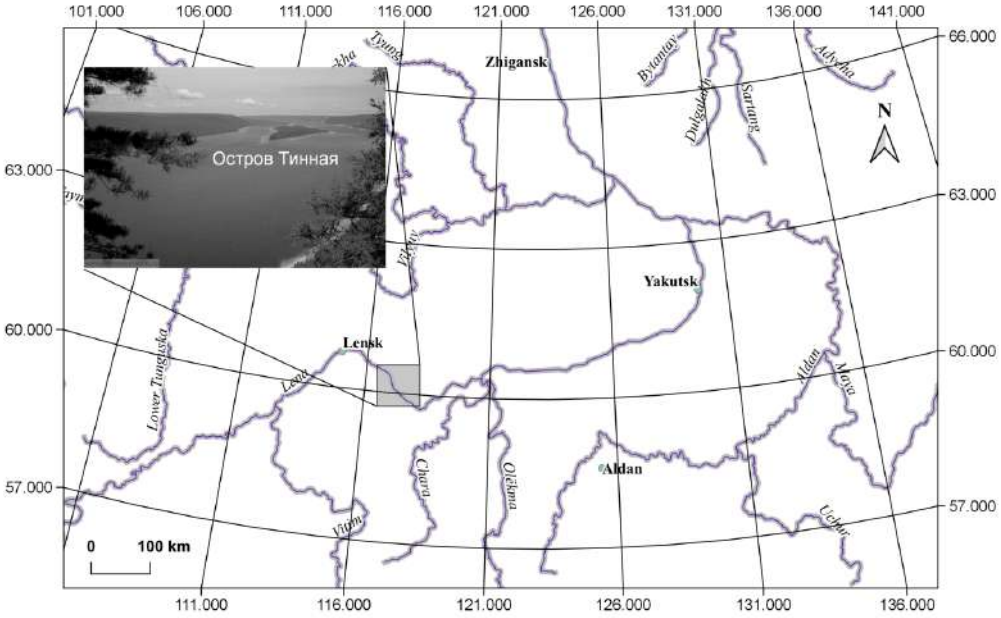


Рисунок 3.6 – Участок исследования ледяного покрова р. Лена в районе острова Тинная

Исследования проведены по методике площадных измерений с борта вертолёта Ми-8 [121]. План георадиолокационных профилей представлен на рисунке 3.7. Три профиля протяжённостью 7 км сняты вдоль реки параллельно друг другу, т.е. один пройден по фарватеру, остальные два профиля – по заберегам. Два коротких профиля протяжённостью 800 м получены поперёк реки. Стрелки профилей на плане указывают направление полёта вертолёта.

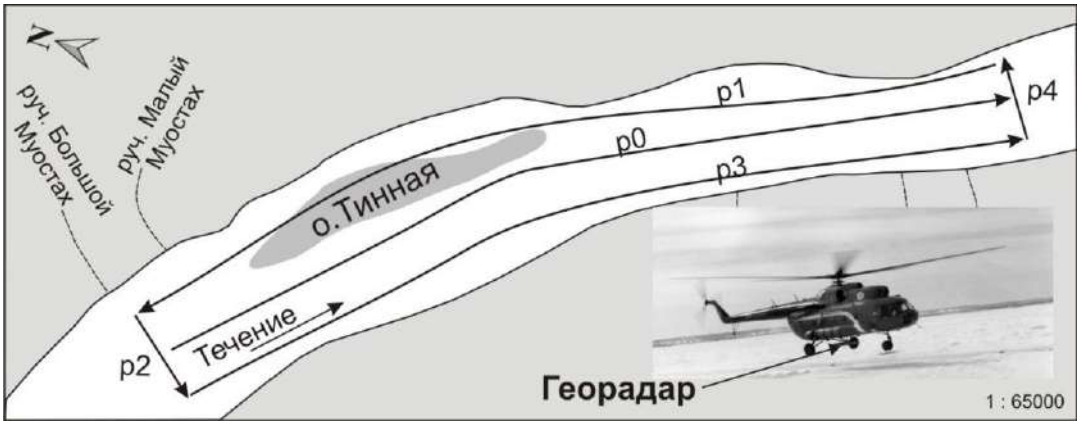


Рисунок 3.7 – План профилей с указанием направления полёта вертолёта на участке о. Тинная

На полученных радарограммах прослеживаются отражения от основных типов строений ледяного покрова реки. По установленным признакам определены,

что нарушенные оси синфазности относятся к торосовому льду и субгоризонтальные протяжённые оси синфазности соответствуют монолитному льду. По высокоамплитудным значениям сигналов, отражённых от нижней границы льда, определено, что ледяной покров контактирует с водой.

Ниже приведены результаты установленных типов строения ледяного покрова на радарограммах. На проинтерпретированной радарограмме поперечного профиля р2 (Рисунок 3.8) прослежен торосовый лёд в отметках 0-180 м и 660-800 м. При этом торосовый лёд зафиксирован только в заберегах. На отрезке 180-660 м выявлен монолитный лёд.

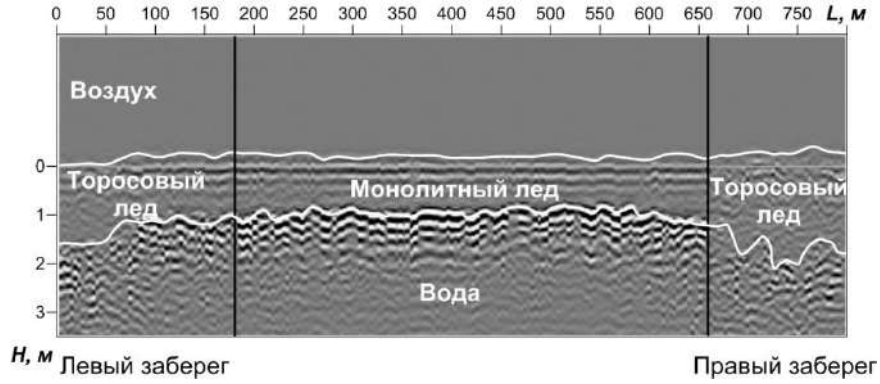


Рисунок 3.8 – Проинтерпретированная радарограмма поперечного профиля р2

На рисунке 3.9 показана проинтерпретированная радарограмма поперечного профиля р4. Направление радарограммы реверсировано относительно профиля р2. На отрезках 0-275 м и 550-800 м пролегающих в районе заберегов также выявлен торосовый лёд. На отрезке 275-550 м определён монолитный лёд.

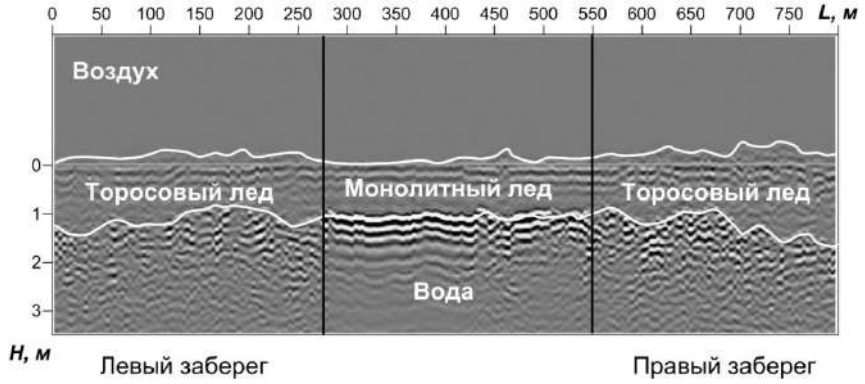


Рисунок 3.9 – Проинтерпретированная радарограмма поперечного профиля р4

На фрагменте радарограммы профиля р3 (Рисунок 3.10) представлен торосовый лёд. Поскольку профиль пройден по заберегу, то на поверхности льда зафиксированы торосы. Нижняя граница торосового льда также имеет нарушенный характер. Фрагмент радарограммы р0 демонстрирует состояние ледяного покрова в фарватере. Обращает на себя внимание тот факт, что в фарватере преобладает монолитный лёд, но местами прослеживается торосовый лёд (Рисунок 3.11). Радарограмма разделена сегментами из-за различия типов строений ледяного покрова. В сегменте I и III прослеживается торосовый лёд, а во II сегменте – монолитный лёд. Стоит отметить, что дневная поверхность ледяного покрова относительно ровная.

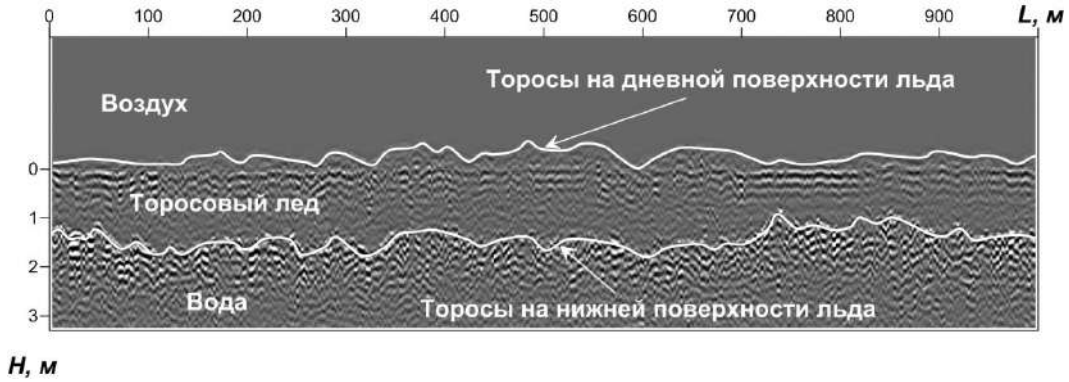


Рисунок 3.10 – Фрагмент радарограммы продольного профиля р3

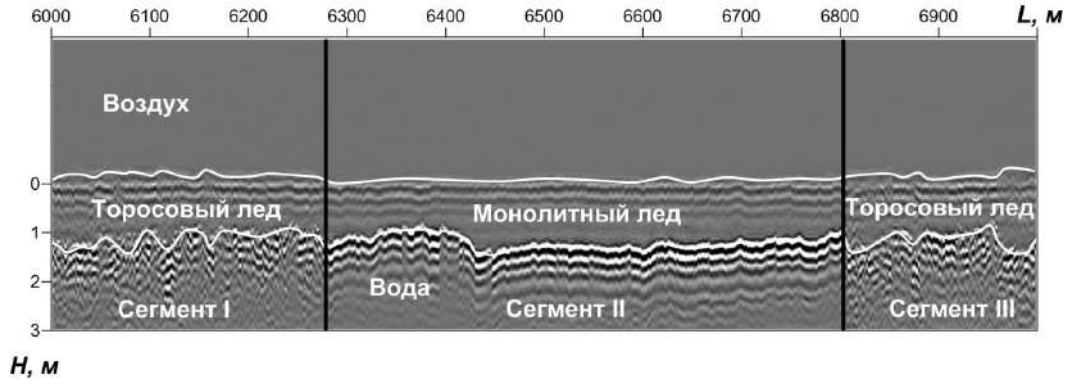


Рисунок 3.11 – Фрагмент радарограммы продольного профиля р0

На рисунке 3.12 представлен график толщины ледяного покрова по данным профилей р2 и р4. Установлено, что в заберегах прослеживается повышенная толщина торосового льда, которая по фарватеру меньше в сравнении с заберегами. График на рисунке 3.13а, построенный по данным профиля р0, показывает

приблизительно однородное распределение толщины льда в фарватере. Графики, по данным профилей р1 и р3, демонстрируют неравномерное распределение толщины торосового льда на левом и правом забереге (Рисунок 3.13б).

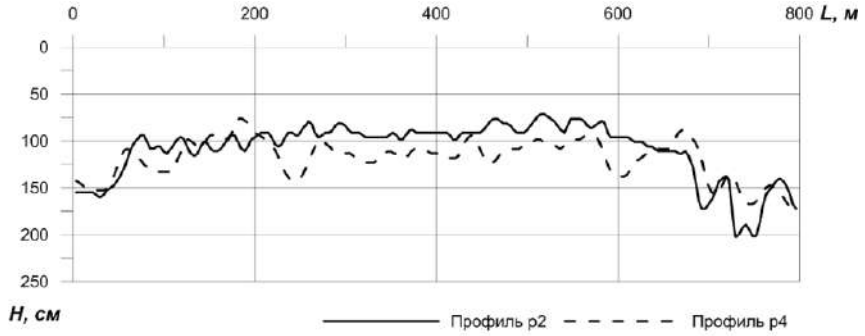


Рисунок 3.12 – Графики толщины льда по данным поперечных профилей р2 и р4

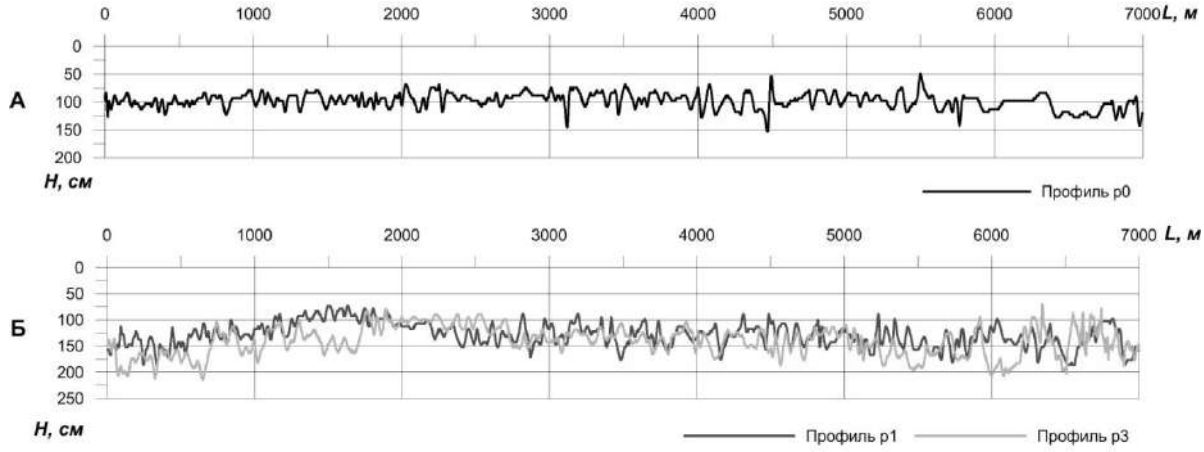


Рисунок 3.13 – Графики толщины льда по данным продольных профилей р0, р1 и р3

Результаты георадиолокационных измерений показали, что прослеживается неоднородность значений толщины и различие типов строения ледяного покрова в зонах фарватера и заберегов. Поэтому, для оценки пространственной неоднородности толщины льда выполнен статистический расчёт. В процессе расчётов выполнена выборка данных по профилям р2, р4 в соответствии с характерными зонами – фарватер, левый и правый заберег с целью получения достоверных данных по типу строения ледяного покрова. Данные, сгруппированные по зонам, представлены в таблице 3.4.

Результаты статистических расчётов по данным профилей р2 и р4 представлены в таблице 3.5, которые показали, что в зоне фарватера не выявлены

заметные различия толщины монолитного льда. Коэффициент вариации в зоне фарватера находится в пределах от 7% до 10%. В заберегах выявлена наибольшая толщина льда с высоким коэффициентом вариации 18-20%. Расчётные данные профилей р0, р1 и р3 (Таблица 3.6) также подтверждают характерное распределение толщины льда в заберегах и фарватере. Вариация толщины льда на левом и правом забереге составила 18-20%. В зоне фарватера коэффициент вариации составил 14%. Высокие значения коэффициента вариации обусловлены различием типов строений ледяного покрова в фарватере.

Таблица 3.4 – Группировка георадиолокационных данных по характерным зонам

Поперечные георадиолокационные профиля	Зона левого заберега	Зона фарватера	Зона правого заберега
р2	0-180 м	180-660 м	620-800 м
р4	0-275 м	275-550 м	550-800 м

Таблица 3.5 – Статистические показатели данных поперечных профилей р2 и р4

Статистические показатели	р2/р4	р2/р4	р2/р4
	Зона левого заберега	Зона фарватера	Зона правого заберега
$\bar{x}$	120/117	91/111	157/129
σ	23/22	9/7	28/26
ν	19/19	10/7	18/20

Таблица 3.6 – Статистические показатели данных продольных профилей р0, р1 и р3

Статистические показатели	р1 левый заберег	р0 фарватер	р3 правый заберег
$\bar{x}$	129	98	141
σ	23	14	28
ν	18	14	20

По результатам исследований выявлено зональное распределение толщины и строения ледяного покрова в русле реки Лена в районе острова Тинная. В зоне заберегов преимущественно преобладает торосовый лёд с высоким коэффициентом вариации 20%. В зоне фарватера прослеживается чередование монолитного и торосового льда с коэффициентом вариации 14%.

Изложенная методика проведения полевых исследований применялась при изучении характеристик ледяного покрова р. Лена на затороопасном участке в районе сел Сырдах и Партизан в апреле 2023 г. (Рисунок 3.14а) [122].

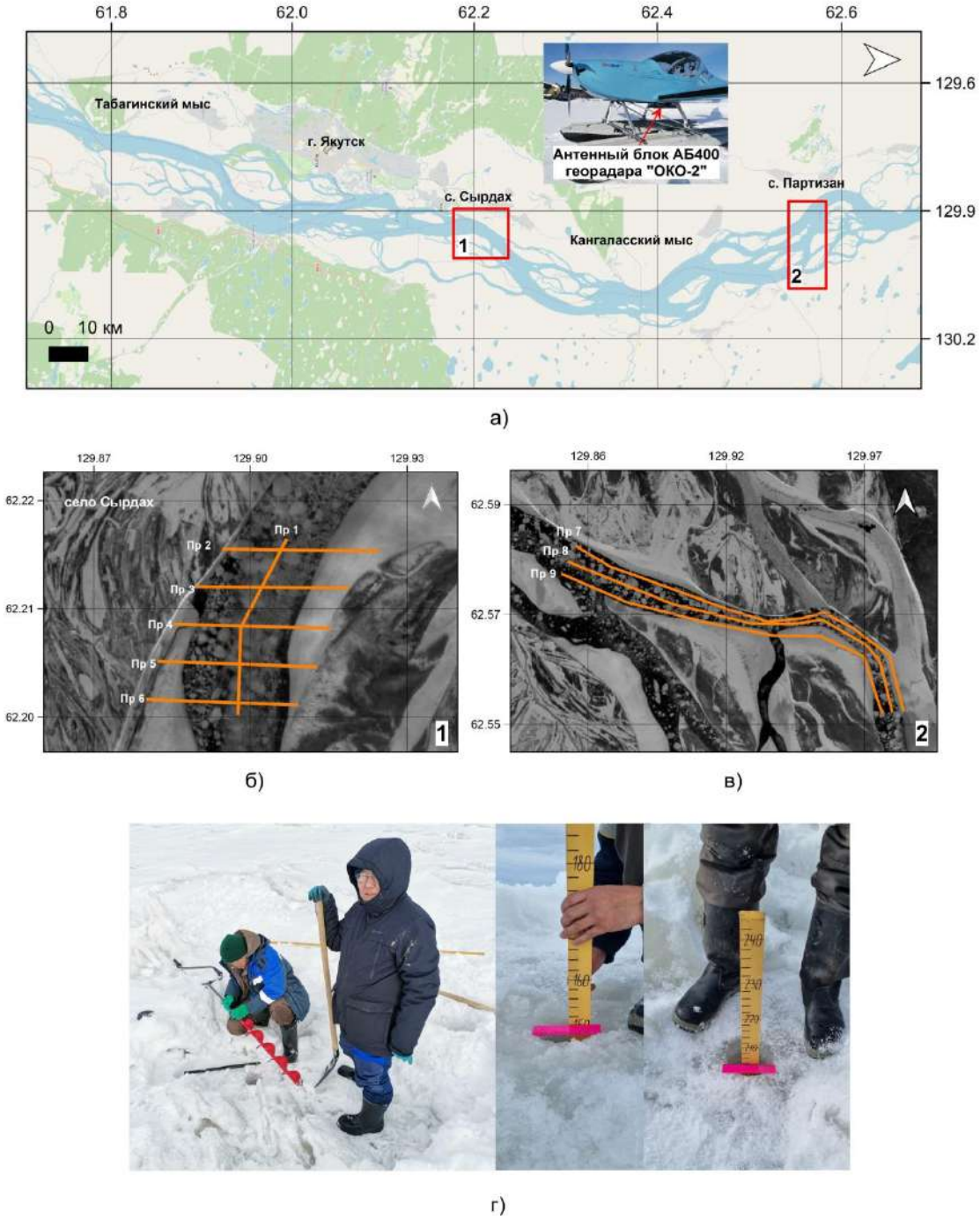


Рисунок 3.14 – План георадиолокационных исследований ледяного покрова с борта воздушного судна (а), включающий маршруты в районе сел Сырдах (б) и Партизан (в) и заверочные работы (г)

На широком участке выполнены исследования по поперечным маршрутам (Рисунок 3.14б). Среднее расстояние между поперечными маршрутами - 500 м. Исследования на узком участке в районе села Партизан выполнены по продольным маршрутам (рисунок 3.14в). Максимальное расстояние между маршрутами - 400 м, а минимальное расстояние - 50 м. Данные георадиолокации были подтверждены измерениями толщины льда с помощью ледомерной рейки в пробуренных лунках во льду (рисунок 3.14г).

На рисунке 3.15 представлен результат интерпретации радарограмм [112]. На них отчётливо видны верхняя и нижняя граница ледяного покрова реки и типы строения льда.

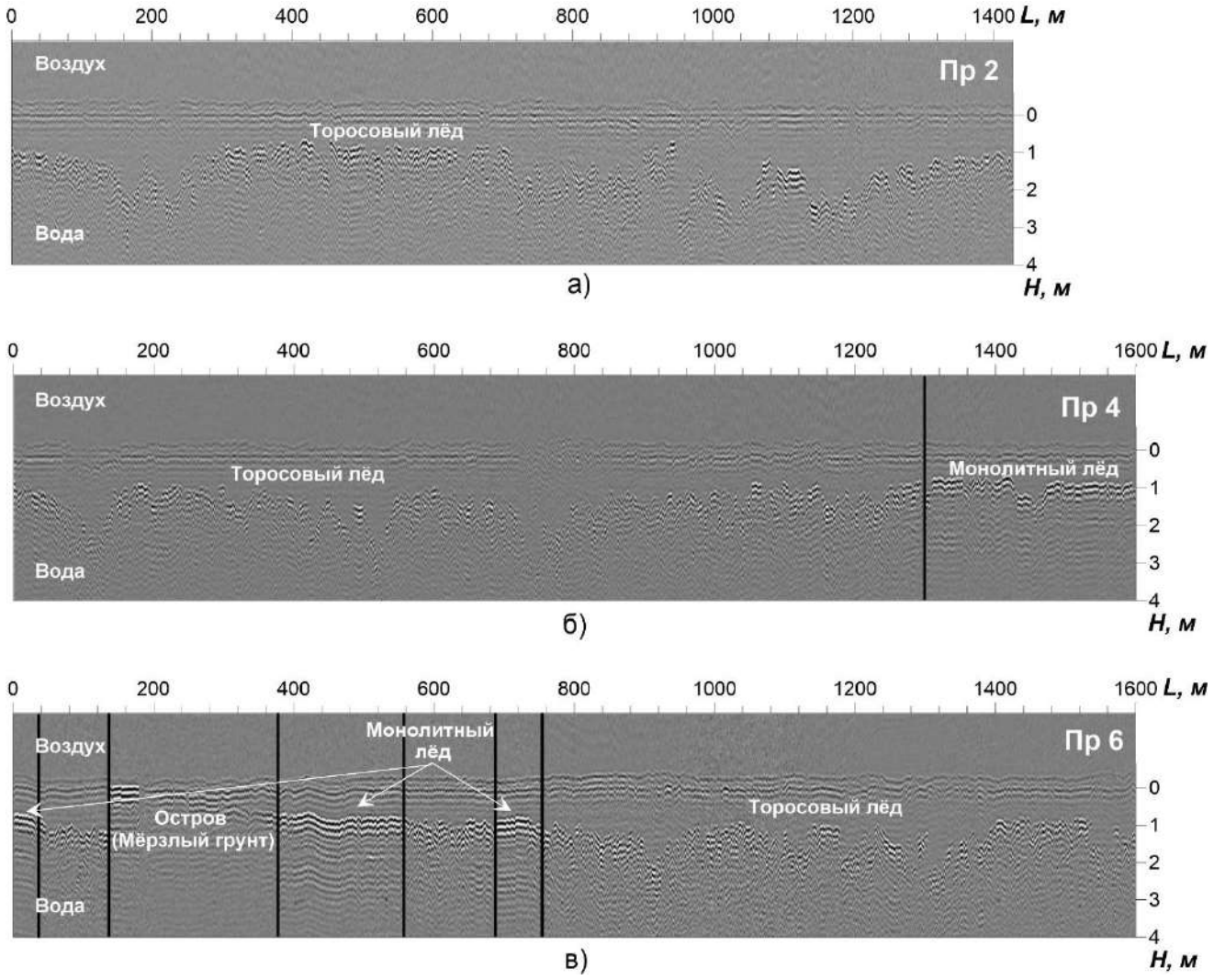


Рисунок 3.15 - Пример обработанных радарограмм в поперечном направлении (а, б, в) на участке реки Лена в районе села Сырдах в апреле 2023 г.

Результаты георадиолокации представлены в виде карт с маршрутами исследований на рисунке 3.16. Шаг между маркерами составляет 80 м для лучшей визуализации пространственного распределения толщины и типов строения льда на рисунке. Различие цветов маркеров отражают изменение толщины льда, а их форма указывает на тип строения льда. Влияние сильного ветра в процессе измерений с борта самолёта привело к отклонению от заданного маршрута, что отразилось на карте в виде непрямолинейных маршрутов исследования и залетов на осередки, обозначенные на маршруте коричневым цветом.

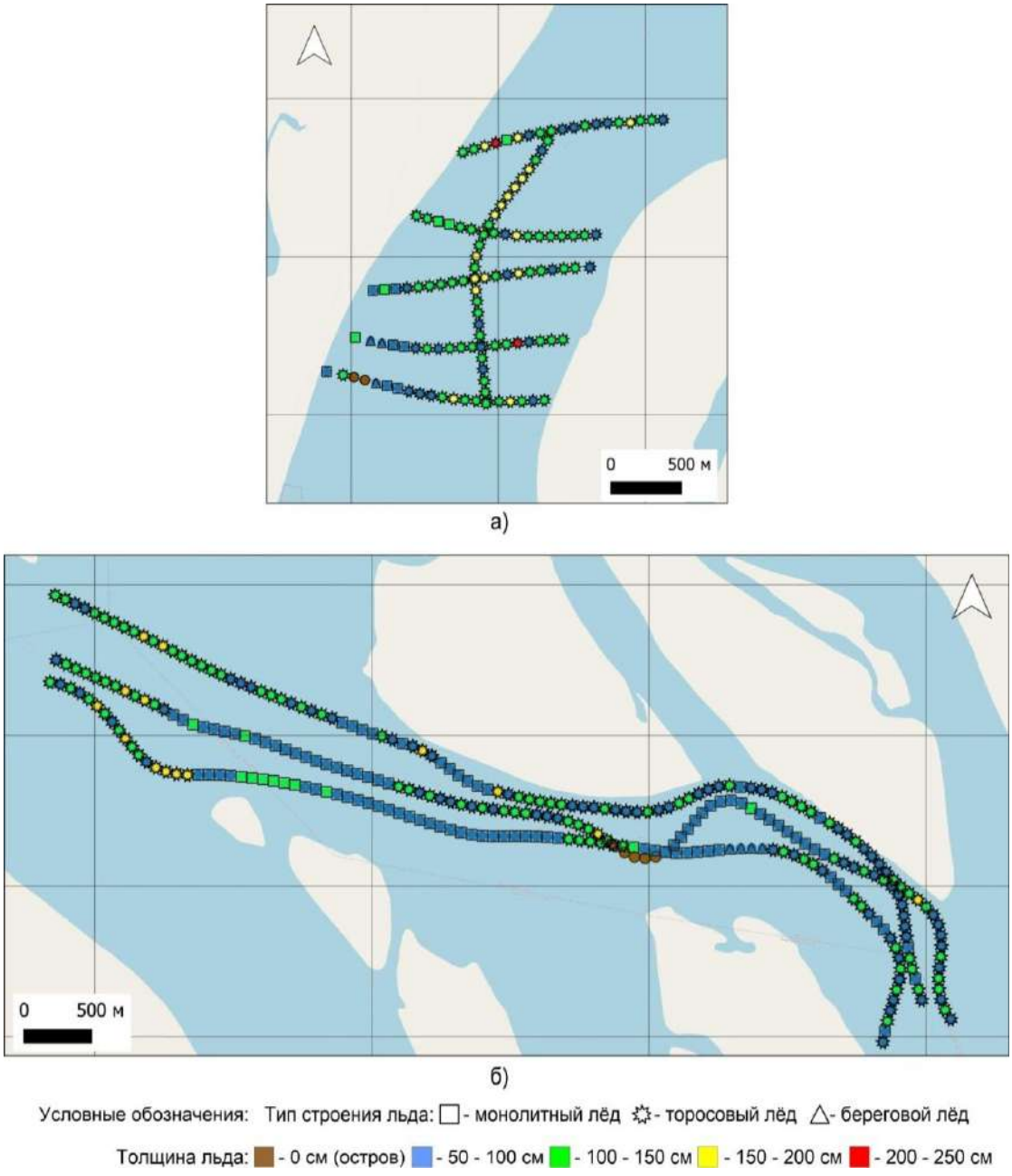


Рисунок 3.16 - Карта пространственного распределения толщины и типов строения ледяного покрова р. Лена около сел Сырдах (в) и Партизан (б) в апреле 2023 г.

На участке села Сырдах среднее расстояние между поперечными маршрутами - 500 м (рисунок 3.16а). Результаты демонстрируют следующую картину: 35% от общего объёма приходится на диапазон 50-100 см, 50% - на диапазон 100-150 см, 12% - на диапазон 150-200 см и 2% - на диапазон 200-250 см. Маркеры берегового льда распространены на 1%, монолитного льда на 8% и торосового льда на 90%.

На участке села Партизан максимальное расстояние между маршрутами – 400 м, а минимальное – 50 м (рисунок 3.16б). Наиболее распространённая толщина льда в диапазоне 50-100 см - 60%, далее в диапазоне 100-150 см – 35% и в диапазоне 150-200 см только 5%. Маркеры монолитного льда распространены на 36%, торосовый лёд на 60% и береговой лёд на 4%.

При этом на картах отображены выявленные локализованные массивы ледяного покрова повышенной толщины в пределах 150-200 см и 200-250 см и осередки.

Установленные типы строения льда по данным георадиолокации подтверждены фотографиями поверхности ледяного покрова после схода снежного покрова в мае 2023 г. (Рисунок 3.17). На рисунке 3.17а показана поверхность ледяного покрова около села Сырдах, сфотографированного со стороны северо-восточного направления. Снимок в районе села Партизан, представлен на рисунке 3.17б, полученный со стороны северо-западного направления. Ледяной покров в русле реки варьируется от тёмного до светло-серого оттенка. Тёмный оттенок поверхности ледяного покрова соответствует монолитному льду, а светло-серый оттенок относится к торосовому льду. Из источника [26] следует, что монолитный лёд обладает высоким коэффициентом прозрачности. Неоднородный лёд (торосовый лёд и шуговой лёд) состоящий из беспорядочно смёрзшихся фрагментов льдин, содержащих большое количество пузырьков воздуха и примесей, является непрозрачным. В таком льде происходит неравномерное поглощение и рассеяние солнечной радиации. Следовательно, интенсивность внутреннего таяния наибольшая у монолитного льда, но у торосового льда происходит таяние только с поверхности.

а)

б)

Рисунок 3.17 - Фотографии поверхности ледяного покрова реки Лена около сел Сырдах (а) и Партизан (б), полученные камерой квадрокоптера

Выводы

Разработана методика георадиолокационного исследования ледяного покрова рек с борта воздушного судна, включающая профилирование запланированных маршрутов со скоростью полёта до 150 км/ч с установленными параметрами измерений и географической привязкой точек измерений с помощью системы спутникового позиционирования, что обеспечивает определение толщины и основных типов строения льда на протяжённых участках исследования.

Разработан алгоритм обработки, интерпретации и визуализации данных георадиолокации, состоящий из 4-х последовательных этапов, обеспечивающий получение информации о толщине и типе строения ледяного покрова. На первом этапе выполняется обработка радарограмм; на втором этапе выполняется интерпретация обработанных радарограмм с помощью установленных георадиолокационных признаков, обеспечивающих определение типов строения ледяного покрова реки; на третьем этапе проводится оцифровка проинтерпретированных радарограмм с выделением осей синфазности отражённых волн от границ льда. Результатом алгоритма является таблица, содержащая информацию о толщине ледяного покрова в каждой точке измерений, включая её географическое местоположение. На четвёртом этапе осуществляется картирование пространственного распределения толщины льда с применением цветовой классификации и типов строения льда в виде маркеров в геоинформационной системе.

Методика была успешно апробирована на участках реки Лена около сел Тинная, Сырдах и Партизан. Результаты апробации разработанных алгоритмов позволили подтвердить их работоспособность при обработке больших объёмов данных с возможностью получения структурированной информации о толщине и типе строения ледяного покрова на исследуемых участках реки Лена.

4 Оценка заторной опасности на участке р. Лена по гидрологическим и георадиолокационным данным

Многолетние систематические данные о наблюдениях за процессами ледообразования, формирования и разрушения ледяного покрова, получаемые от сети гидрометеорологических постов Росгидромета, используются для составления и распространения краткосрочных прогнозов и совершенствования точности расчётов опасных ледовых явлений. Прогностическая информация о времени вскрытии рек, максимальных заторных уровнях воды и масштабности возникновения ледовых заторов позволяет заблаговременно осуществить превентивные мероприятия по снижению материального ущерба и своевременной эвакуации населения в безопасные районы. В практике работ по изучению ледяного покрова рек часто возникают ситуации, когда проведение измерений традиционными методами затруднено или становится невозможным на протяжённых участках реки. В этом случае применяется метод георадиолокации с борта воздушного судна, позволяющий получить данные о характеристиках ледяного покрова рек.

Информация о характеристиках ледяного покрова рек также необходима для поддержки и координации действий организаций при строительстве, эксплуатации и обслуживании ледовых переправ и автозимников с целью обеспечения безопасности движения транспортных средств и выполнения транспортно-инженерных операций. Также для безопасного прохождения весеннего половодья необходима информация для совершенствования превентивных мер по разрушению льда с использованием ледорезных и взрывных работ, ослаблению ледяного покрова с помощью напыления тёмными порошками, созданию искусственного ледового затора путём послойного намораживания льда или удаления снежного покрова с поверхности льда.

В настоящей главе представлено применение методики георадиолокационных исследований ледяного покрова реки Лена с борта воздушного судна и комплексного анализа данных гидрологического режима реки.

В рамках исследований были рассмотрены основные задачи: определение пространственного распределения толщины и типов строения ледяного покрова на затороопасных участках реки Лена; применение способа расчёта толщины льда; анализ факторов, влияющих на возникновение заторной опасности на затороопасных участках реки.

4.1 Пространственное распределение толщины ледяного покрова на участке р. Лена от Табагинского мыса до Кангаласского мыса

Разработанная методика была апробирована при исследовании ледяного покрова р. Лена в долине Туймаада между Табагинским и Кангаласским мысами. Протяжённость участка составляет около 80 км с шириной долины до 20 км, преимущественно с двусторонней поймой. На этом участке нередко возникают ледовые заторы в период весеннего ледохода [123, 124].

Исследования проводились в первой декаде апреля в 2011 г., 2013 г. и с 2015 г. по 2018 г. с целью оценки пространственного распределения толщины льда. В разные годы маршрут исследования менялся, но в основном пролегал по фарватеру реки. Полученные результаты георадиолокационных исследований ледяного покрова реки Лена представлены в виде карт с информацией о пространственном распределении толщины льда на протяжённом участке исследования (рисунки 4.1-4.6) [111, 112, 125]. При этом толщина льда в конце ледостава различается от года к году, что указывает о существенном различии гидрометеорологических условий формирования ледяного покрова в зимние сезоны.

Анализ данных за 2011 г. (рисунок 4.1) и 2015-2017 гг. (рисунки 4.3-4.5) показал приблизительное распределение толщины льда. Однако данные за 2013 г. (рисунок 4.2) и 2018 г. (рисунок 4.6) демонстрируют значительную пространственную неоднородность толщины льда. На рисунке 4.2 прослеживается преобладание повышенной толщины льда на всем протяжении участка. На рисунке 4.6 выявлены локальные места повышенной толщины льда.

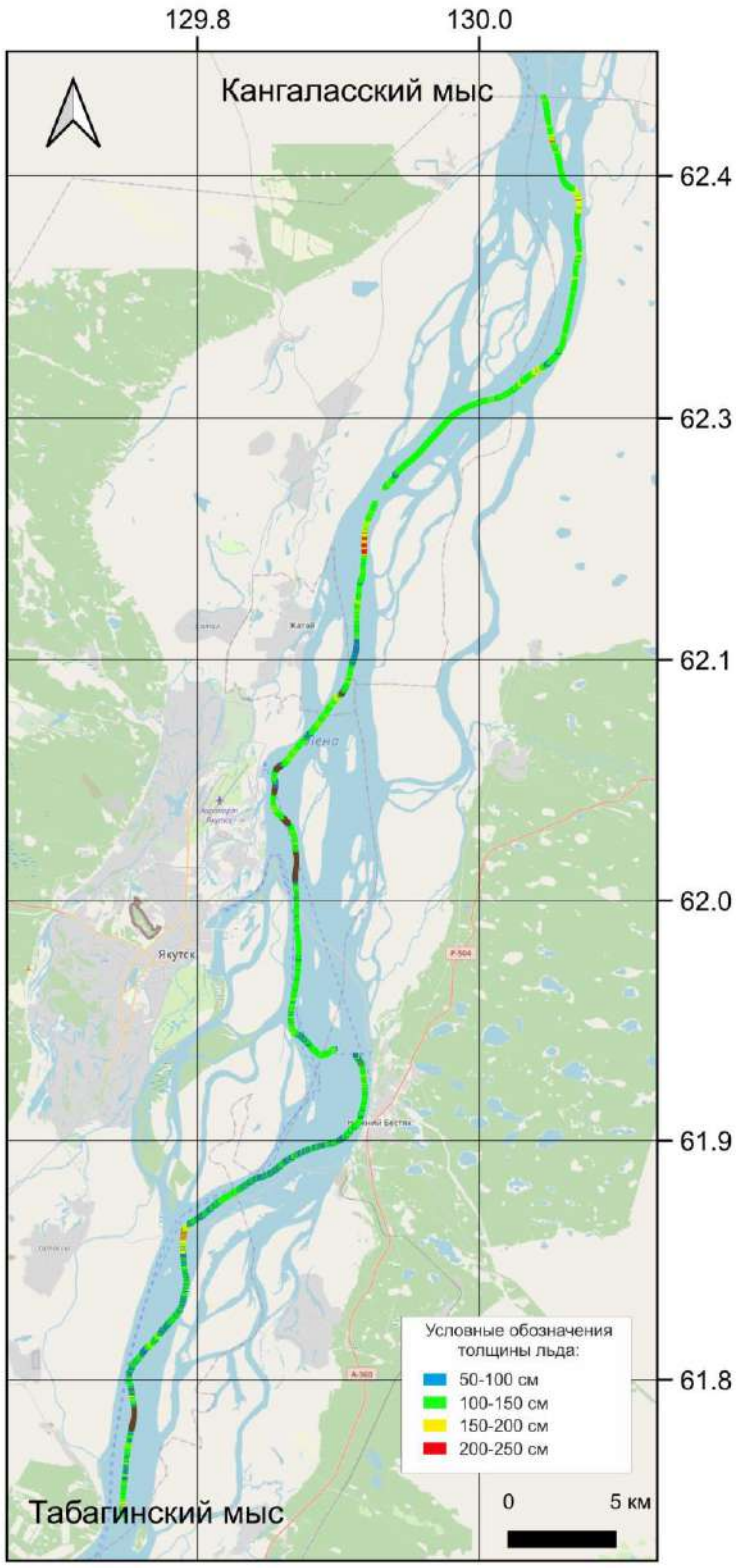


Рисунок 4.1 – Карта распределения толщины ледяного покрова на участке Табагинский мыс - Кангаласский мыс в 2011 г.

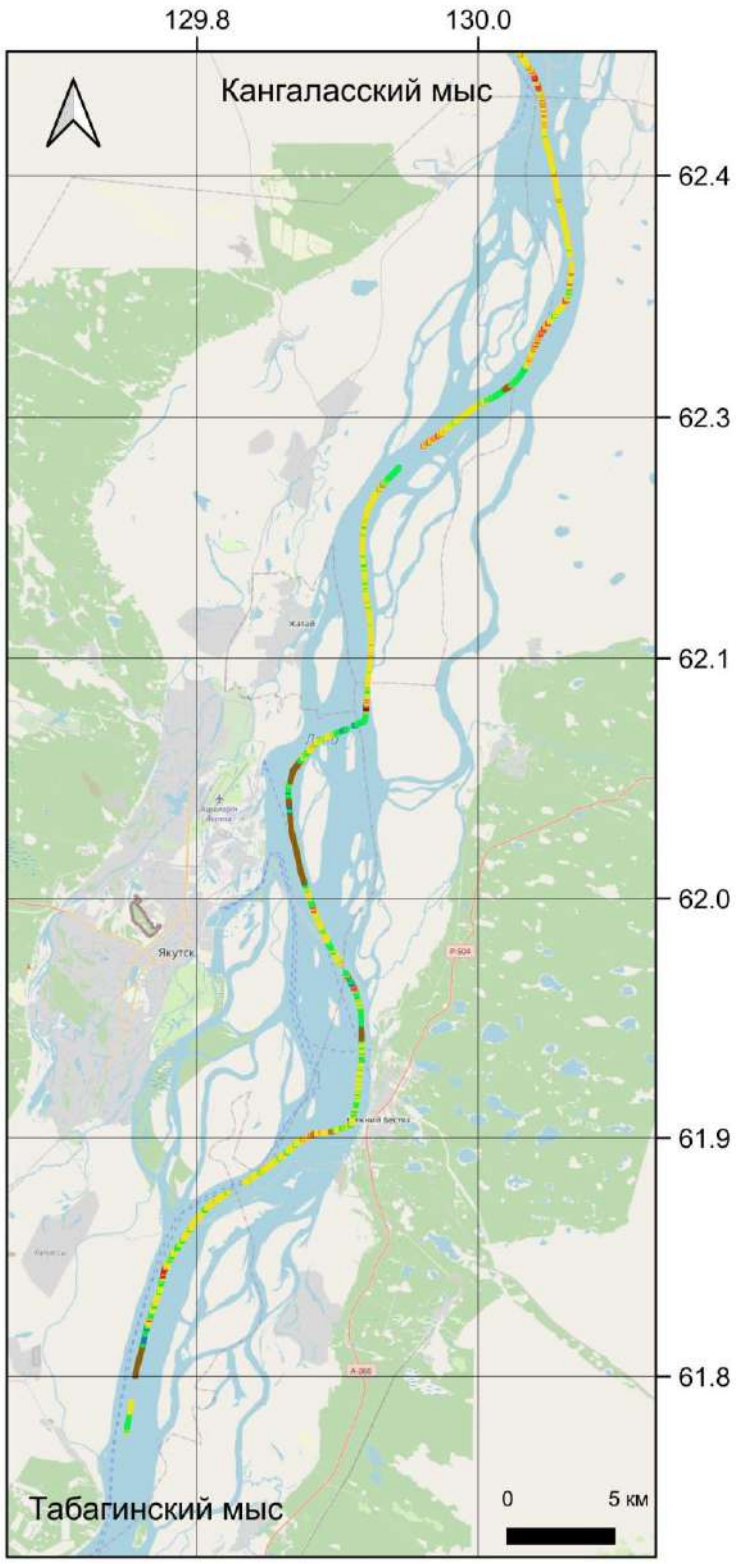


Рисунок 4.2 – Карта распределения толщины ледяного покрова на участке Табагинский мыс - Кангаласский мыс в 2013 г.

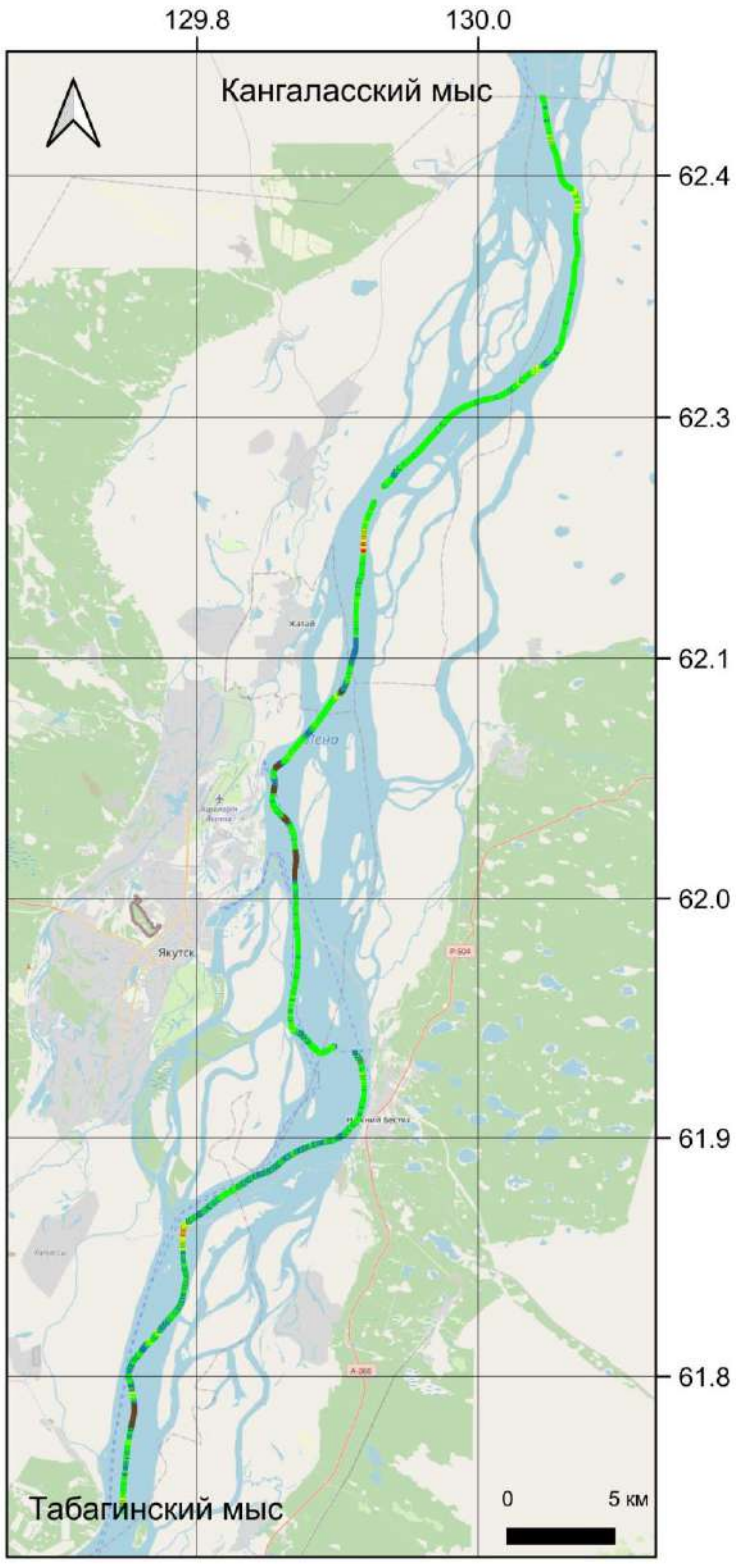


Рисунок 4.3 – Карта распределения толщины ледяного покрова на участке Табагинский мыс - Кангаласский мыс в 2015 г.

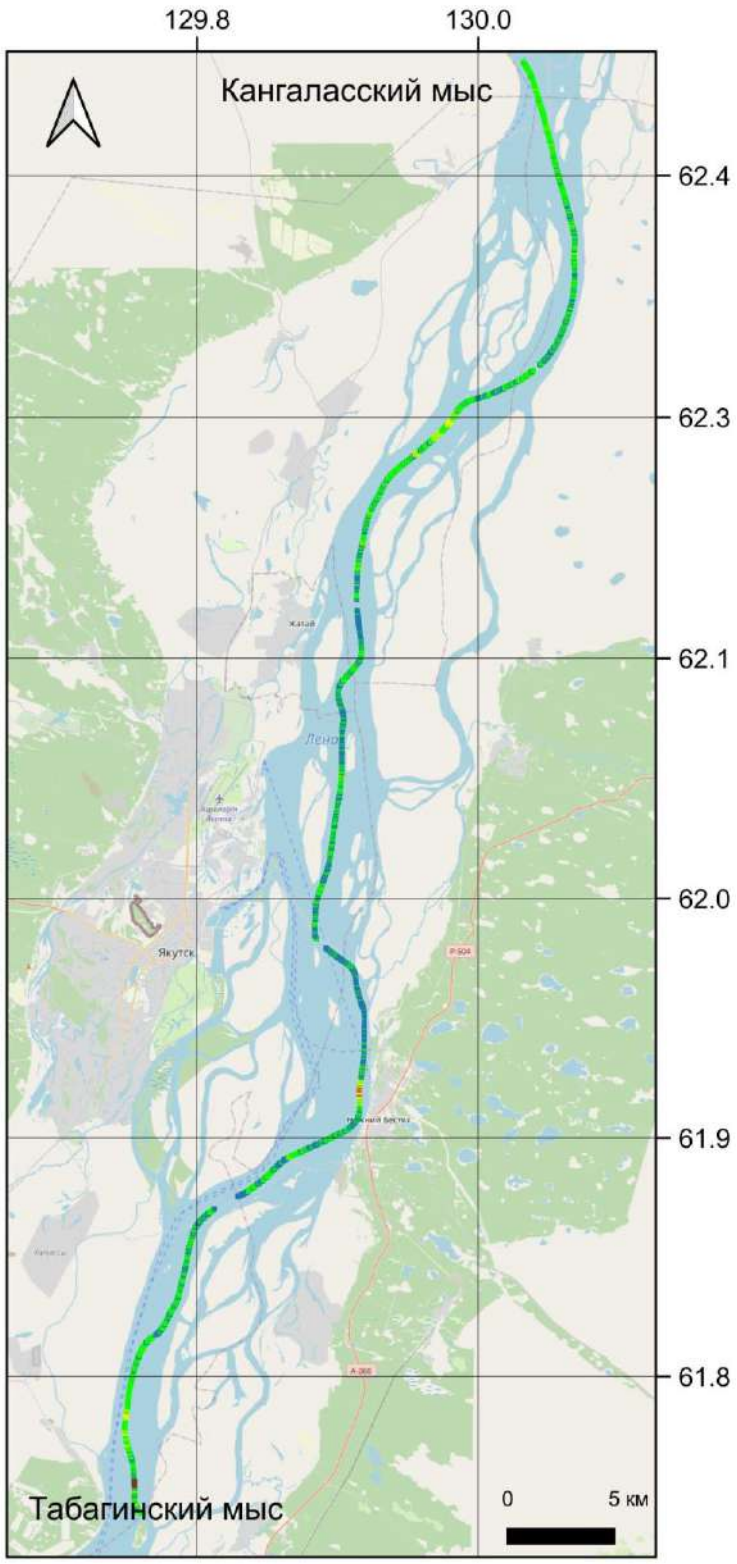


Рисунок 4.4 – Карта распределения толщины ледяного покрова на участке Табагинский мыс - Кангаласский мыс в 2016 г.

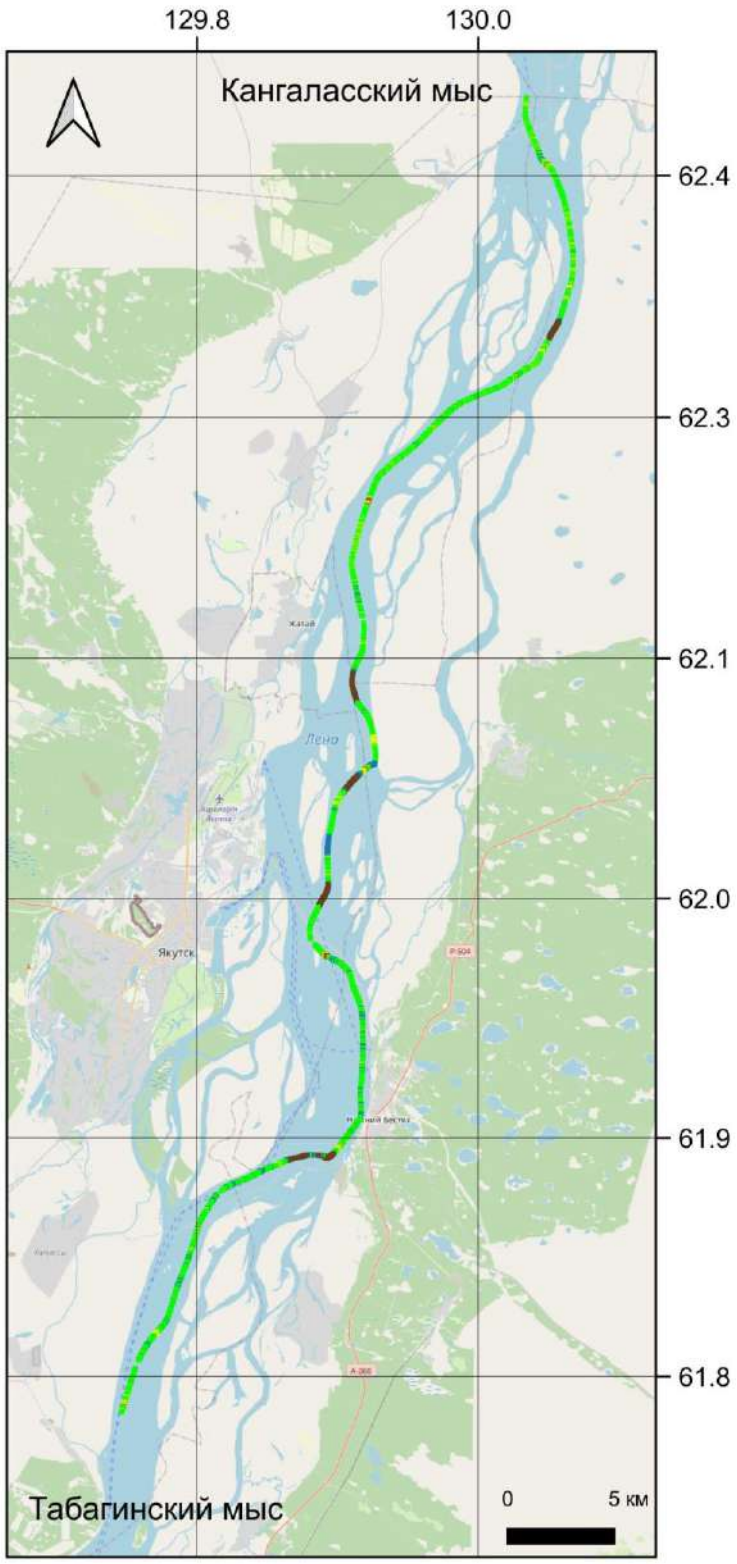


Рисунок 4.5 – Карта распределения толщины ледяного покрова на участке Табагинский мыс - Кангаласский мыс в 2017 г.

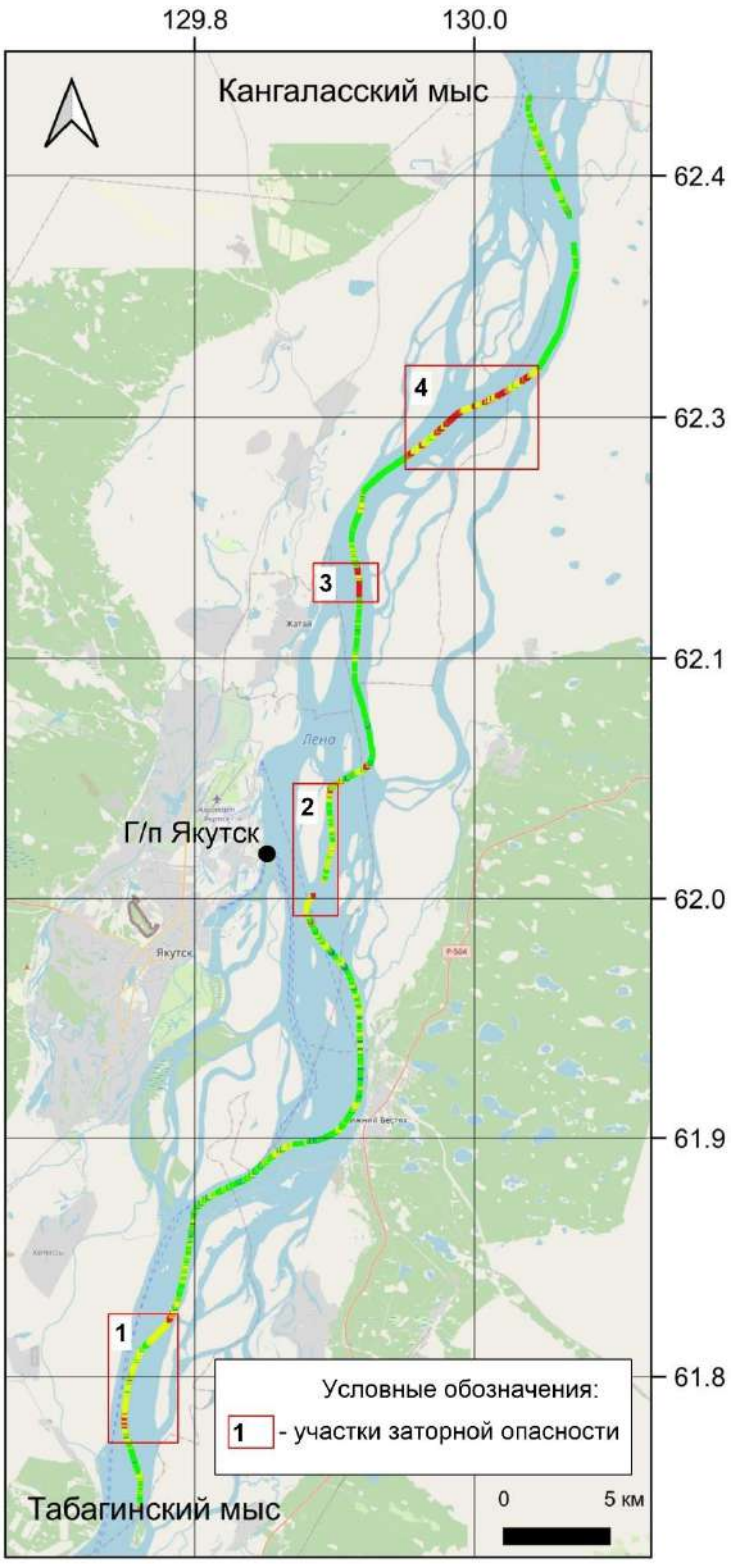


Рисунок 4.6 – Карта распределения толщины ледяного покрова на участке Табагинский мыс - Кангаласский мыс в 2018 г.

Количественное распределение толщины льда по годам представлено в виде гистограмм на рисунке 4.7. Граничные пределы баров заданы с учётом диапазонов классификации толщины льда. На рисунке 4.7а наблюдается высокое количество среднего льда (100-150 см) по сравнению с малым количеством тонкого льда (50-100 см) и толстого льда (150-200 см). Гистограмма 2013 г. на рисунке 4.7б показывает значительное количество толстого льда при малом количестве тонкого льда и максимально толстого льда (200-250 см). Гистограмма 2015 г. (Рисунок 4.7в) демонстрирует высокое количество среднего льда с малым количеством тонкого и толстого льда. Информация 2016 г. на рисунке 4.7г показало значительное количество среднего льда и умеренное количество тонкого льда. По информации 2017 г. (Рисунок 4.7д) отмечено высокое количество среднего льда по сравнению с малым количеством тонкого и толстого льда. На рисунке 4.7е наблюдается значительное количество среднего льда, умеренное количество толстого льда и малое количество максимально толстого льда.

Гистограммы 2011 г. (Рисунок 4.7а) и 2015-2017 гг. (Рисунок 4.7в-е) показали преобладание среднего льда (100-150 см). Однако, гистограммы (Рисунок 4.7б, е) демонстрируют значительное количество толстого льда (150-200 см) в 2013 г. и умеренное количество толстого льда (150-200 см) в 2018 г. Также в 2013 г. и 2018 г. выявлен рост максимально толстого льда по сравнению с другими годами. На мелководных участках реки этот ледяной покров может стать потенциальным препятствием для продвижения весеннего ледохода [126, 127].

На основании данных георадиолокационных исследований ледяного покрова на рассматриваемом участке реки установлено преимущественное распространение торосового льда.

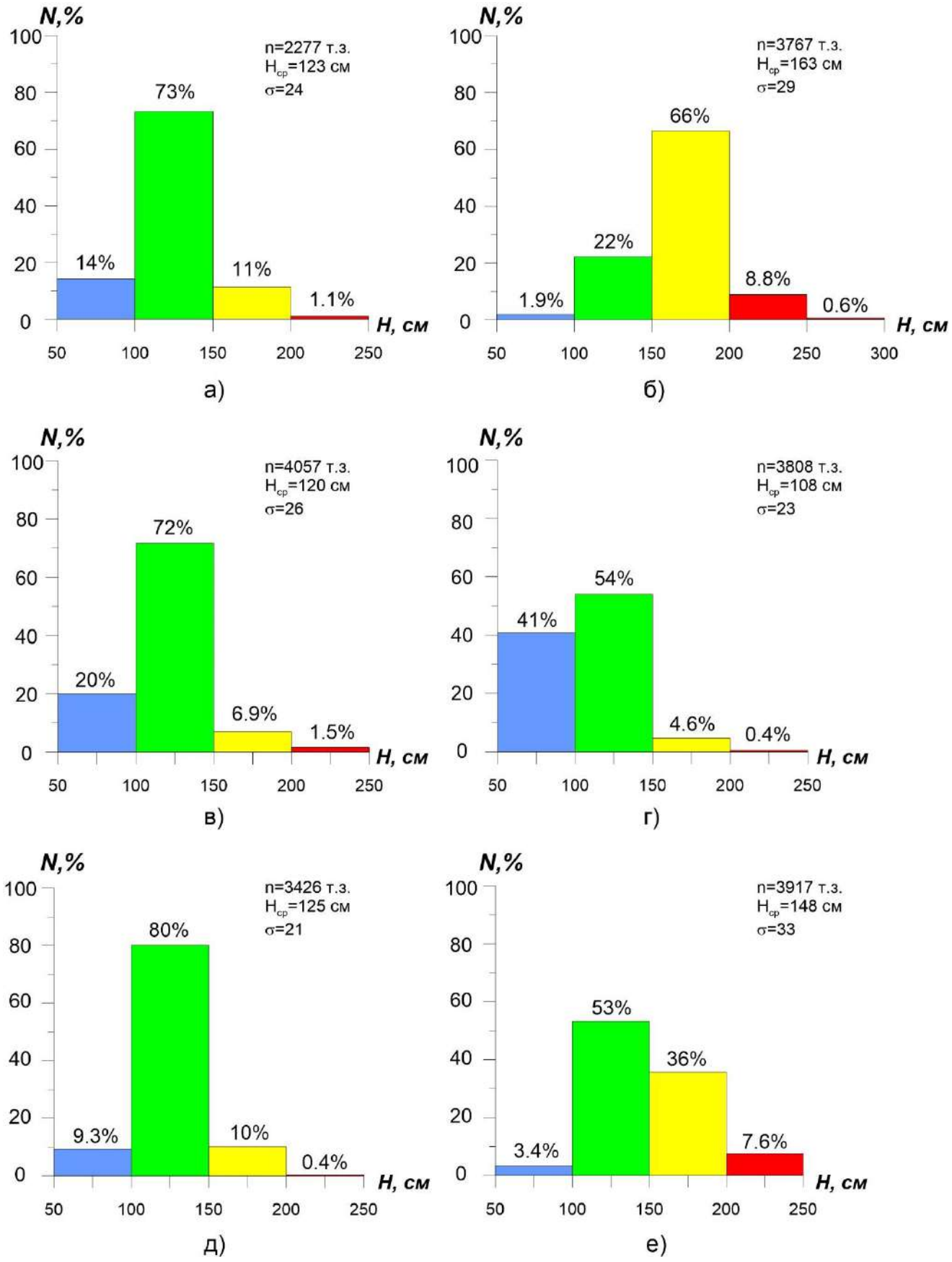


Рисунок 4.7 – Гистограммы толщины льда р. Лена на участке Табагинский мыс - Кангаласский мыс:
а) 2011 г. б) 2013 г. в) 2015 г. г) 2016 г. д) 2017 г. е) 2018 г.

4.2 Способ расчёта толщины льда на основе гидрологических данных

На формирование ледовых явлений на реках оказывает гидрологический режим летне-осеннего периода. К характеристикам водного режима относятся уровень воды, скорость течения, расход воды, уклон водной поверхности. В частности, уровень воды определяет формирование и динамику ледяного покрова рек. Анализ уровня воды выполнен по данным АИС ГМВО (Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов) с 2008 г. по 2020 г. на трёх гидрологических постах Табага, Якутск и Кангалассы.

Толщину льда рассчитывают различными аналитическими формулами. К настоящему времени разработано немалое количество формул, основанных на эмпирических и теоретических методах расчёта толщины льда. Эмпирический метод основан на относительно тесной корреляции между температурой воздуха и толщиной льда. Данный метод имеет региональный характер расчёта. Теоретический метод основывается на дифференциальных уравнениях, описывающих физическую сущность процесса нарастания толщины льда. Использование метода на практике требует точного подхода к правильному выбору исходных нестационарных данных теплового режима снежно-ледяного покрова водоёмов суши.

Однако, лёд во время ледостава нарастает не только по нижней границе, но нередко и по поверхности, в результате растрескивания ледяного покрова, излияния и замерзания излившихся речных вод, а также вследствие интенсивного торошения в период ледостава. Вероятность и интенсивность обоих указанных процессов связаны с гидрологическими условиями предледоставного периода: чем выше предледоставный уровень воды, тем больше вероятность излияния русловых вод на поверхность льда, и тем больше скорость течения в период ледостава, что приводит к энергичным столкновениям льдин и их фиксации при замерзании в хаотично наклонённом состоянии.

Ранее для рек криолитозоны Северо-Востока РФ, в том числе средней Лены, Н.И. Тананаевым получено эмпирическое уравнение, выражающее зависимость

максимальной толщины льда $h_л$ от значения зимнего падения уровня воды $\Delta H_{зп}$ с учётом регионального параметра (A) расположения гидрологического поста [128]

$$h_л = \frac{(1-A)\times\Delta H_{зп}}{A} \quad (4.1)$$

На основе этого уравнения адаптирован способ расчёта толщины льда на исследуемом участке реки Лена. В этом способе учитывается зимнее падение уровня воды $\Delta H_{зп}$, которое равно разности между значениями предледоставного уровня воды $H_{оп.}$ и минимальным уровнем воды в конце ледостава $H_{мин}$:

$$\Delta H_{зп} = H_{оп.} - H_{мин} \quad (4.2)$$

Проанализированы архивные данные об уровне воды в предледоставный период и конце ледостава. Были определены ключевые показатели: опорное значение предледоставного уровня воды (таблица 4.1), минимальное значение уровня воды в конце ледостава и максимальные значения толщины льда (таблица 4.2).

Таблица 4.1 – Опорные значения предледоставного уровня воды за 2008-2020 гг. по данным гидрологических постов Табага, Якутск и Кангалассы

Год	г/п Табага	г/п Якутск	г/п Кангалассы
	$H_{оп.}$, м	$H_{оп.}$, м	$H_{оп.}$, м
2008	2.61	-0.54	2.63
2009	2.78	-0.63	1.98
2010	2.09	-1.03	1.98
2011	2.84	-0.21	3.34
2012	2.49	-0.58	2.44
2013	1.78	-1.76	2.02
2014	1.99	-1.49	1.45
2015	1.10	-2.19	1.03
2016	1.44	-1.59	1.63
2017	2.19	-1.06	1.94
2018	2.17	-1.00	2.05
2019	1.24	-1.66	1.48
2020	2.10	-1.26	1.67

Таблица 4.2 – Минимальные значения уровня воды и максимальные значения толщины льда в конце ледостава за 2009-2021 гг.

Год	г/п Табага		г/п Якутск		г/п Кангалассы	
	$H_{мин}$, м	$h_{бур}$, м	$H_{мин}$, м	$h_{бур}$, м	$H_{мин}$, м	$h_{бур}$, м
2009	0.90	1.68	-1.71	1.49	1.12	1.62
2010	0.82	1.56	-1.92	1.64	1.39	1.63
2011	0.63	1.18	-3.05	1.07	0.57	1.07
2012	0.57	1.23	-2.69	1.12	0.58	1.38
2013	0.75	1.45	-2.78	1.44	0.73	1.39
2014	0.50	1.36	-3.28	1.10	0.29	1.18
2015	0.36	1.18	-3.28	1.10	0.30	1.02
2016	0.31	1.20	-3.45	1.17	0.21	1.06
2017	0.44	1.33	-3.38	1.10	0.22	1.18
2018	0.75	1.45	-2.99	1.51	0.10	1.53
2019	0.63	1.48	-3.18	1.40	0.35	1.36
2020	0.43	1.07	-3.29	1.18	0.27	1.06

Используя данные таблиц 4.1 и 4.2, выполнен расчёт зимнего падения уровня воды за период ледостава по формуле (4.2). Полученные расчётные значения зимнего падения уровня воды представлены в таблице 4.3.

Таблица 4.3 – Расчётные значения зимнего падения уровня воды за 2009-2021 гг.

Год	г/п Табага	г/п Якутск	г/п Кангалассы
	$\Delta H_{зп}$, м	$\Delta H_{зп}$, м	$\Delta H_{зп}$, м
2009	1.71	1.17	1.51
2010	1.96	1.29	1.05
2011	1.46	2.02	1.41
2012	2.27	2.48	2.76
2013	1.74	2.20	1.71
2014	1.28	1.52	1.73
2015	1.63	1.79	1.15
2016	1.38	1.26	1.60
2017	1.64	1.79	1.41
2018	1.44	1.93	1.84
2019	1.54	2.18	1.70
2020	1.63	1.63	1.21

Суммарная мощность промораживания реки $H_{сумм}$ с учётом максимальной толщины льда определяется как [126]

$$H_{сумм} = \Delta H_{зп} + h_{л} \quad (4.3)$$

Доля величины зимнего падения уровня воды в суммарную мощность промораживания определяется по следующему выражению

$$A = \Delta H_{\text{зп}} / H_{\text{сумм}} \quad (4.4)$$

Полученные результаты расчётов по формулам 4.3 и 4.4 для каждого гидрологического поста за период 2009-2020 гг. представлены в таблице 4.4. По табличным данным построен график зависимости доли A от зимнего падения уровня воды (рисунок 4.8).

Таблица 4.4 – Результаты расчётов по данным постов Табага, Якутск и Кангалассы

Год	$H_{\text{сумм}}$			A		
	г/п Табага	г/п Якутск	г/п Кангалассы	г/п Табага	г/п Якутск	г/п Кангалассы
2009	3.39	2.66	3.13	0.50	0.44	0.48
2010	3.52	2.93	2.68	0.56	0.44	0.39
2011	2.64	3.09	2.48	0.55	0.65	0.57
2012	3.50	3.60	4.14	0.65	0.69	0.67
2013	3.19	3.64	3.10	0.55	0.60	0.55
2014	2.64	2.62	2.91	0.48	0.58	0.59
2015	2.81	2.89	2.17	0.58	0.62	0.53
2016	2.58	2.43	2.66	0.53	0.52	0.60
2017	2.97	2.89	2.59	0.55	0.62	0.54
2018	2.89	3.44	3.37	0.50	0.56	0.55
2019	3.02	3.58	3.06	0.51	0.61	0.56
2020	2.70	2.81	2.27	0.60	0.58	0.53

Из рисунка 4.8 следует, что расчёт регионального параметра $A_{\text{р}}$ с учётом коэффициентов для гидропостов Табага (C=0.22, D=0.44), Якутск (C=0.28, D=0.42) и Кангалассы (C=0.2, D=0.46), зависящих от географического расположения гидрологических постов, определяется по следующему выражению

$$A_{\text{р}} = C \times \ln(\Delta H_{\text{зп}}) + D \quad (4.5)$$

По полученным значениям зимнего падения уровня воды и регионального параметра выполнены расчёты толщины льда по формуле 4.1 для каждого гидрологического поста. Расчётные значения регионального параметра и толщины льда, а также инструментальные данные о толщине льда и их сравнительная оценка отражены в таблицах 4.5, 4.6.

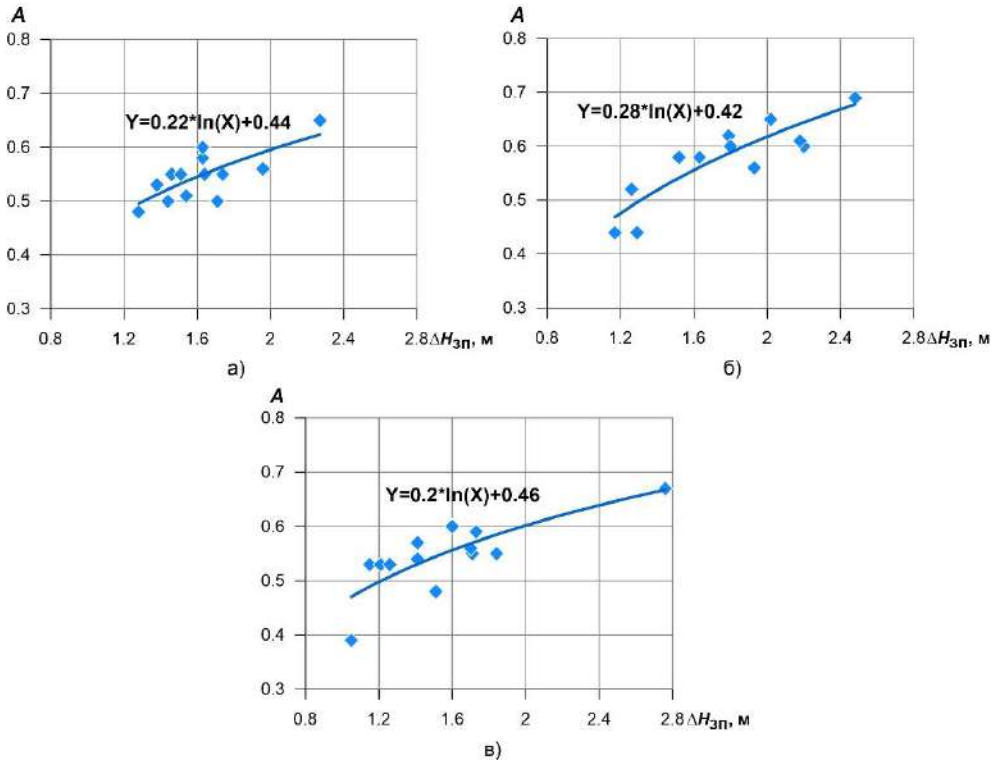


Рисунок 4.8 – Зависимость значений A от величины зимнего падения уровня воды $\Delta H_{зп}$ на гидропостах Табага (а), Якутск (б) и Кангалассы (в)

Таблица 4.5 – Расчётные значения регионального параметра по данным гидрологических постов Табага, Якутск и Кангалассы

Год	$A_р$		
	г/п Табага	г/п Якутск	г/п Кангалассы
2009	0.56	0.46	0.54
2010	0.59	0.49	0.47
2011	0.52	0.62	0.53
2012	0.62	0.67	0.66
2013	0.56	0.64	0.57
2014	0.49	0.54	0.57
2015	0.55	0.58	0.49
2016	0.51	0.48	0.55
2017	0.55	0.58	0.53
2018	0.52	0.60	0.58
2019	0.53	0.64	0.57
2020	0.55	0.56	0.50

Таблица 4.6 – Сравнение результатов расчётных значений толщины льда с данными гидрологических постов Табага (Т), Якутск (Я) и Кангалассы (К)

Год	$h_{\text{расч}}$, м			$h_{\text{бур}}$, м			Δh, м			δ, %		
	Т	Я	К	Т	Я	К	Т	Я	К	Т	Я	К
2009	1.35	1.35	1.27	1.68	1.49	1.62	0.33	0.14	0.35	19	9	21
2010	1.37	1.34	1.19	1.56	1.64	1.63	0.19	0.30	0.44	12	19	27
2011	1.33	1.25	1.26	1.18	1.07	1.07	-0.15	-0.18	-0.19	-13	-17	-17
2012	1.39	1.20	1.40	1.23	1.12	1.38	-0.16	-0.08	-0.02	-13	-7	-2
2013	1.36	1.23	1.30	1.45	1.44	1.39	0.09	0.21	0.09	6	14	6
2014	1.31	1.31	1.31	1.36	1.10	1.18	0.05	-0.21	-0.13	4	-19	-11
2015	1.35	1.28	1.21	1.18	1.10	1.02	-0.17	-0.18	-0.19	-14	-16	-18
2016	1.32	1.34	1.29	1.20	1.17	1.06	-0.12	-0.17	-0.23	-10	-14	-22
2017	1.35	1.28	1.26	1.33	1.10	1.18	-0.02	-0.18	-0.08	-1	-16	-7
2018	1.33	1.26	1.32	1.45	1.51	1.53	0.12	0.25	0.21	8	16	14
2019	1.34	1.24	1.30	1.48	1.40	1.36	0.14	0.16	0.06	10	12	4
2020	1.35	1.30	1.22	1.07	1.18	1.06	-0.28	-0.12	-0.16	-26	-10	-15

Сравнение результатов расчётов толщины льда с данными гидрологических постов показал, что отклонение абсолютной погрешности с 2009 г. по 2020 г. от инструментальных данных измерений толщины льда составляет от – 0.28 м до 0.44 м. Относительная погрешность варьирует от -26 до 27%. Средняя погрешность составляет не более 3%, т.е. расчётные данные близки к инструментальным. Результаты расчётов толщины льда показали хорошую согласованность с установленными опорными значениями предледоставного уровня воды и минимального уровня воды в конце ледостава. Данный способ предоставляет возможность получить значения толщины льда в условиях отсутствия гидрологических постов на реках.

4.3 Анализ гидрологических и георадиолокационных данных для определения заторной опасности на участке р. Лена от Табагинского мыса до Кангаласского мыса

Изучение гидрологического режима реки Лена на участке от Табагинского мыса до Кангаласского мыса выполнено по гидрологическим и георадиолокационным данным [129]. По гидрологическим данным летне-осеннего периода за 2008-2020 гг. был изучен уровень воды реки на трёх гидрологических постах. С июля по сентябрь зафиксированы высокие уровни воды, которые по годам отличаются (таблица 4.7). Были проведены расчёты суммарных и средних значений уровня воды. На основе полученных средних значений уровня воды выполнена сортировка максимальных и минимальных значений уровня воды с учётом предледоставного уровня воды и толщины льда в конце ледостава. По результатам сортировки определена водность реки, характеризующаяся чередованием периодов маловодья и полноводья. Эти фазы оказывают значительное влияние на формирование предледоставного уровня воды и толщины льда (таблицы 4.8-4.10).

Таблица 4.7 – Летний уровень воды за 2008-2020 гг. по данным г/п Табага, Якутск и Кангалассы

Год	$H_{ур}$, см			$H_{ур}$, см			$H_{ур}$, см		
	г/п Табага			г/п Якутск			г/п Кангалассы		
	Июль	Авг.	Сент.	Июль	Авг.	Сент.	Июль	Авг.	Сент.
2008	558	561	837	260	273	552	535	543	816
2009	677	570	590	392	270	294	686	549	572
2010	701	480	481	417	167	180	679	461	464
2011	404	668	399	117	391	110	398	659	384
2012	858	853	417	576	576	109	829	829	398
2013	813	711	464	525	419	177	794	682	467
2014	466	407	570	175	109	284	467	394	564
2015	646	269	289	356	-60	-14	625	250	275
2016	791	797	409	492	508	103	742	761	388
2017	798	531	580	525	230	291	773	470	561
2018	817	527	448	536	245	148	795	531	435
2019	522	347	271	244	24	-64	536	316	228
2020	674	665	364	386	383	65	647	649	356

Таблица 4.8 – Водность реки Лена по данным г/п Табага

Водность реки	Год	$\Sigma H_{ур}$, см	$H_{оп.}$, см	$h_{бур.}$, м
Маловодье (М)	2010/2011	1662	209	1.18
	2011/2012	1471	284	1.23
	2014/2015	1443	199	1.18
	2015/2016	1204	110	1.20
	2019/2020	1140	124	1.07
Полноводье (П)	2008/2009	1956	261	1.68
	2009/2010	1837	278	1.56
	2012/2013	2128	249	1.45
	2013/2014	1988	178	1.36
	2016/2017	1997	144	1.33
	2017/2018	1909	219	1.45
	2018/2019	1792	217	1.48

Таблица 4.9 – Водность реки Лена по данным г/п Якутск

Водность реки	Год	$\Sigma H_{ур}$, см	$H_{оп.}$, см	$h_{бур.}$, м
Маловодье (М)	2010/2011	764	-103	1.07
	2011/2012	618	-21	1.12
	2014/2015	568	-149	1.10
	2015/2016	282	-219	1.17
	2019/2020	204	-166	1.18
Полноводье (П)	2008/2009	1085	-54	1.49
	2009/2010	956	-63	1.64
	2012/2013	1261	-58	1.44
	2013/2014	1121	-176	1.10
	2016/2017	1103	-159	1.10
	2017/2018	1046	-106	1.51
	2018/2019	929	-100	1.40

Таблица 4.10 – Водность реки Лена по данным г/п Кангалассы

Водность реки	Год	$\Sigma H_{ур}$, см	$H_{оп.}$, см	$h_{бур.}$, м
Маловодье (М)	2010/2011	1604	198	1.07
	2011/2012	1441	334	1.38
	2014/2015	1425	145	1.02
	2015/2016	1150	103	1.06
	2019/2020	1080	148	1.06
Полноводье (П)	2008/2009	1894	263	1.62
	2009/2010	1807	198	1.63
	2012/2013	2056	244	1.39
	2013/2014	1943	202	1.18
	2016/2017	1891	163	1.18
	2017/2018	1804	194	1.53
	2018/2019	1761	205	1.36

Нормальное распределение выборки данных было проверено с использованием теста Шапиро - Уилка. Данные групп по этому тесту превышают величину уровня значимости p>0.05, что соответствуют нормальному распределению. Наличие признака нормальности данных позволило применить тест Уэлч. Исходными условиями была проверка равенства и неравенства средних значений между двумя группами полноводья и маловодья. Анализ результатов теста (таблица 4.11) показал, что уровень двухсторонней значимости меньше, чем 0.025, что указывает о наличии различия между данными двух групп.

Таблица 4.11 – Результаты теста Уэлча с различными дисперсиями по данным гидрологических постов Табага, Якутск и Кангалассы

Статистические характеристики	г/п Табага		г/п Якутск		г/п Кангалассы	
	П	М	П	М	П	М
	$h_{бур.}$, м	$h_{бур.}$, м	$h_{бур.}$, м	$h_{бур.}$, м	$h_{бур.}$, м	$h_{бур.}$, м
Среднее	1.47	1.19	1.36	1.13	1.41	1.12
Дисперсия	0.014	0.004	0.04	0.002	0.036	0.018
Наблюдения	7	6	8	5	7	6
Df	10		8		11	
t-статистика	5.49		3.18		3.32	
P(T<=t) одност.	0.0001		0.0065		0.0034	
t крит. одност.	1.81		1.86		1.8	
P(T<=t) двухст.	0.00027		0.013		0.007	
t крит. двухст.	2.23		2.31		2.2	

Данные таблиц (4.8-4.10) представлены на рисунке 4.9, отражающие водность реки за период 2008-2020 гг. на трёх гидрологических постах. На графиках наблюдаются линии тренда – маловодья и полноводья. Показано влияние установленного опорного значения предледоставного уровня воды на толщину льда в зависимости от водности реки. Отчётливо видно, что при полноводье наблюдаются высокие значения толщины льда, а в период маловодья - низкие значения толщины льда. На рисунке 4.9б наблюдается пересечение линий тренда независимо от водного режима реки на участке гидрологического поста Якутск. Это вызвано тем, что этот гидропост находится в Адамовской протоке, которая подвержена обмелению вследствие смещения пойменных островных массивов. На этом участке отмечаются очень низкие уровни воды, и наблюдается мелководье в

предледоставный период, что приводит к формированию ледяного покрова малой толщины.

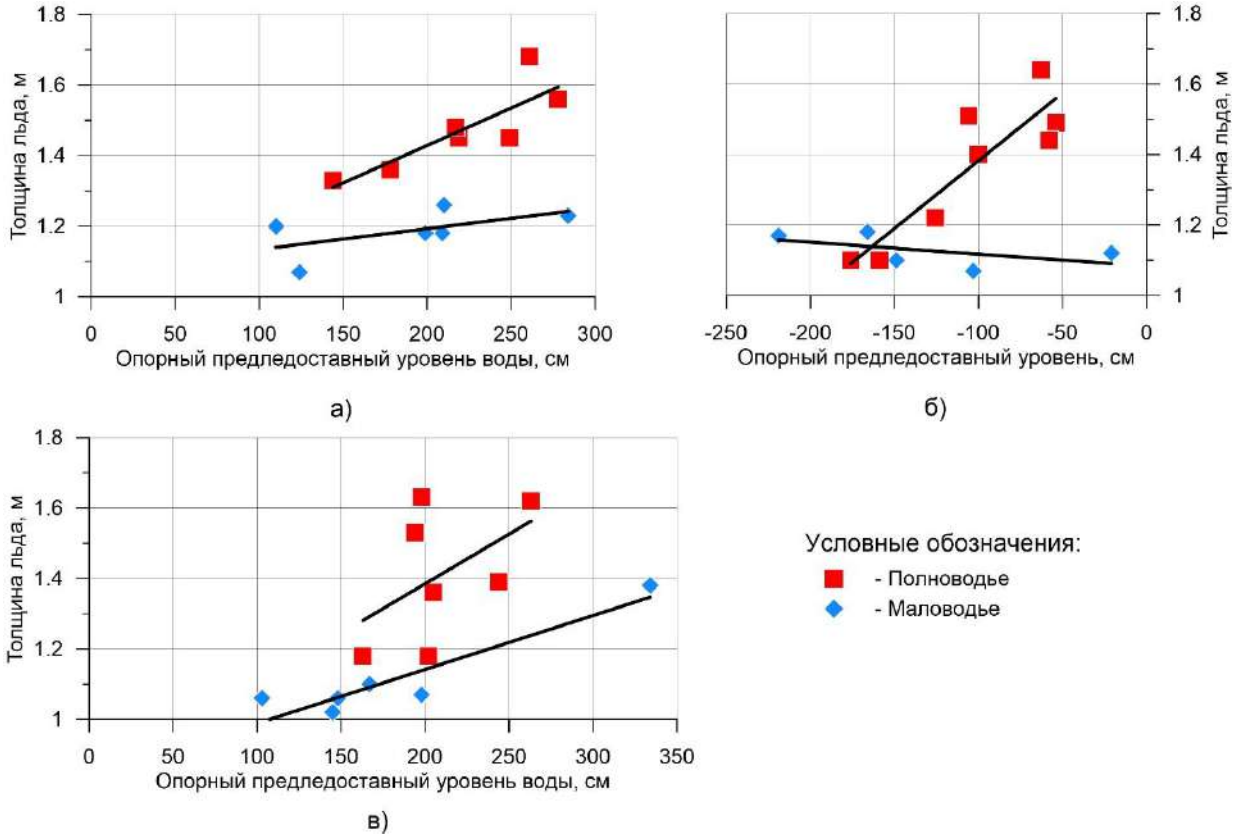


Рисунок 4.9 - Толщина льда в зависимости от опорного предледоставного уровня воды реки Лена по данным гидрологических постов Табага (а), Якутск (б) и Кангалассы (в)

На формирование и разрушение ледяного покрова также влияет изменение уклона водной поверхности реки Лена. По данным об уровнях воды реки на гидрологических постах был определён уклон водной поверхности до появления ледовых явлений и в конце ледостава. Было проведено преобразование показателей уровня воды из местной системы высот в Балтийскую систему для дальнейшего анализа и построения графика изменения уклона. Результат анализа данных уклонов водной поверхности до ледовых явлений представлен на рисунке 4.10а, где данные за 2008 г., 2009 г. и 2012 г. отражены в первом положении уклона, а данные 2011 г., 2014 г., 2017 г., 2018 г. и 2020 г. демонстрируют второе положение уклона. Третье положение уклона представляют данные 2010 г., 2013 г., 2016 г., 2019 г. Четвёртое положение уклона отражают данные 2015 г. Снижение уровня

воды до ледостава составило в среднем 2 м. На рисунке 4.10б представлен уклон водной поверхности в конце ледостава. Данные первого положения за 2009-2010 гг. показывают линейный спад. Данные второго (2012 г., 2013 г.), третьего (2011 г., 2018 г.) и четвёртого (2014-2016 гг., 2017 г., 2019-2020 гг.) положения уклона показывают последовательность изменений падения. Падение уровня реки на участке Табага - Якутск составило 3.3 м, а на участке Якутск - Кангалассы - 1.2 м. Зафиксированные ледовые заторы наблюдались в положениях уклона 2, 3 и 4. Полученные значения уклонов в конце ледостава в зависимости от водности на исследуемом участке реки Лена приведены в таблице 4.12.

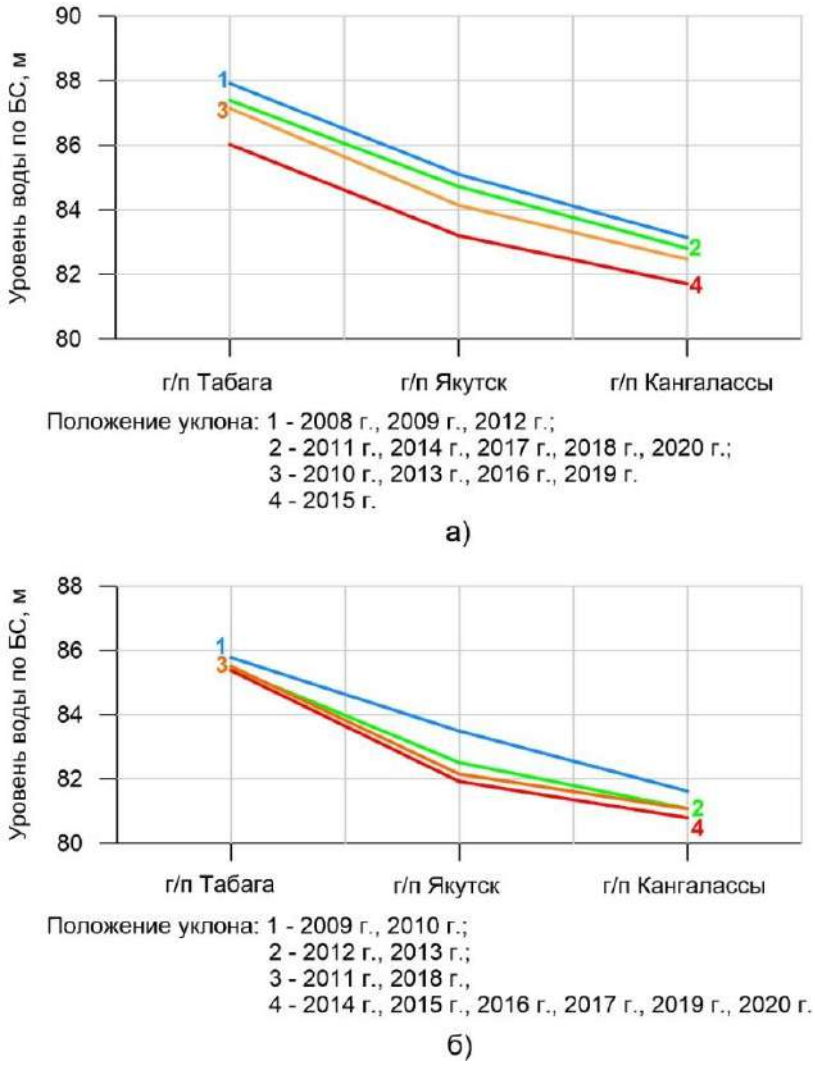


Рисунок 4.10 - Распределение уклонов водной поверхности до ледовых явлений (а) и в конце ледостава (б) на исследуемом участке реки Лена

Таблица 4.12 – Уклон водной поверхности реки по данным гидрологических постов

Водность реки	Год	*I*, ‰		
		г/п Табага	г/п Якутск	г/п Кангалассы
Маловодье (М)	2010/2011	0.082	0.055	0.028
	2011/2012	0.071	0.055	0.038
	2014/2015	0.081	0.055	0.029
	2015/2016	0.084	0.056	0.027
	2019/2020	0.083	0.056	0.030
Полноводье (П)	2008/2009	0.056	0.052	0.049
	2009/2010	0.059	0.048	0.037
	2012/2013	0.078	0.055	0.031
	2013/2014	0.084	0.057	0.030
	2016/2017	0.085	0.057	0.029
	2017/2018	0.083	0.063	0.042
	2018/2019	0.085	0.058	0.031

По результатам материалов георадиолокационных исследований ледяного покрова реки Лена с борта воздушного судна представлены гистограммы толщины льда на участке Табагинского мыса - Кангаласского мыса в 2013 г. и 2018 г. (рисунок 4.11) [111]. В этих годах были зафиксированы случаи ледовых заторов. На представленных гистограммах участков Табага – Якутск (рисунок 4.11а) и Якутск – Кангалассы (рисунок 4.11б) наблюдается количественное преобладание значений повышенной толщины льда в диапазоне 150-200 см. На всем протяжении участка прослеживается ледяной покров повышенной толщины и торосового строения (рисунок 4.2). Гистограмма участка Табага - Якутск (рисунок 4.11в) показывает, что значения толщины льда в диапазоне 100-150 см составляют 50% от общего числа точек измерений. При этом значения повышенной толщины льда в диапазоне 150-200 см составляют 40%. На данном участке фиксируется преимущественно торосовый лёд. На гистограмме (рисунок 4.11г) участка Якутск - Кангалассы отмечается преобладание значений толщины льда в диапазоне 100-150 см на 60%, а значения повышенной толщины льда в диапазоне 150-200 см - 30%. В этом участке наблюдается двукратное преобладание торосового льда над монолитным льдом. По результатам исследований в 2018 г. выявлено наличие трёх участков ледяного покрова повышенной толщины 150-250 см в районе села Табага, поста Якутск, посёлка городского типа Жатай и села Тулагино (рисунок 4.6).

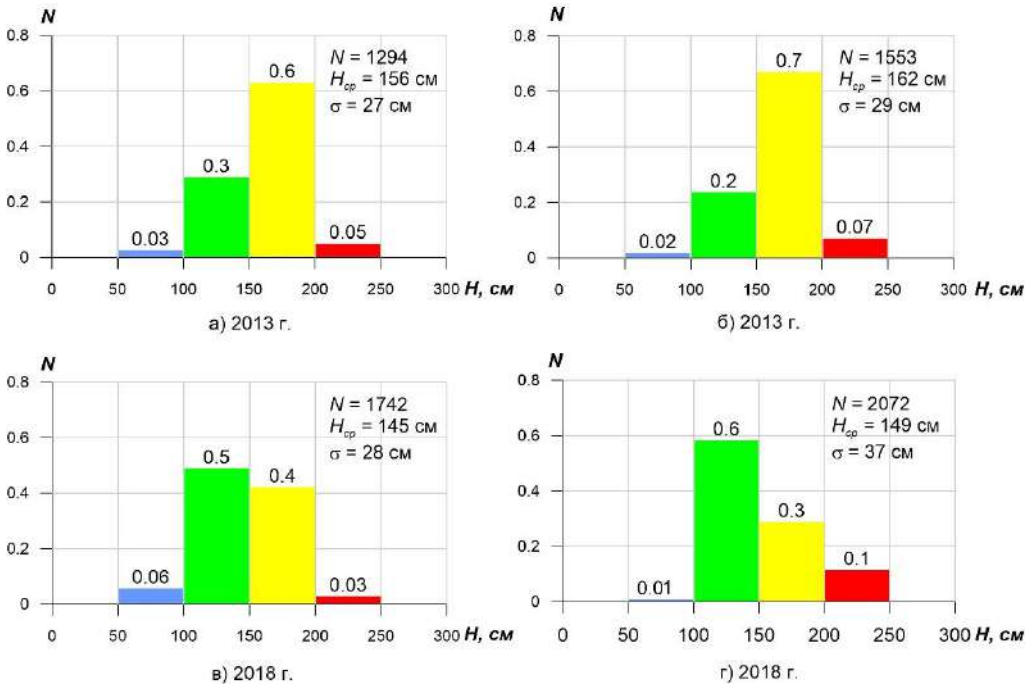


Рисунок 4.11 - Гистограммы распределения толщины ледяного покрова р. Лена на участке Табагинский мыс - Кангаласский мыс в 2013 г. (а,б) и 2018 г. (в,г)

Определение факторов, влияющих на заторную опасность на участке реки, выполнено по следующему алгоритму:

1. Применение относительной бальной оценки гидрологических данных по следующим условиям, представленным в таблице 4.13;
2. Суммирование и сортирование полученных баллов по группам водности реки в зависимости от наличия и отсутствия заторной опасности на гидрологических постах;

Таблица 4.13 - Условия оценки гидрологических данных на участке реки

Наименование	1 балл	2 балла
Суммарный уровень воды летней межени*	$\Sigma H_{ур.} < \Sigma H_{ср.ур.}$	$\Sigma H_{ур.} > \Sigma H_{ср.ур.}$
Опорный предледоставный уровень воды	$H_{макс.} < H_{макс.ср.}$	$H_{макс.} > H_{макс.ср.}$
Распределение уклонов в конце ледостава	$I < 0{,}06‰$	$I > 0{,}06‰$
Толщина льда	$h_{бур.} < 1.5$ м	$h_{бур.} > 1.5$ м
Ледовый затор (Лз)	Отсутствие	Наличие

*сумма высших значений уровня воды на посту с июля по сентябрь

3. Формирование матрицы взаимного распределения суммарных баллов по категориям, представленной в таблице 4.14 [129].

Таблица 4.14 - Матрица взаимного распределения суммированных баллов

Категория	Полноводье	Маловодье	Всего
Наличие заторной опасности	a_{11}	a_{12}	a_{10}
Отсутствие заторной опасности	a_{21}	a_{22}	a_{20}
Всего	a_{01}	a_{02}	a_{00}

В таблице 4.14 представлены следующие обозначения: a_{11} – количество баллов при заторной опасности в полноводье; a_{12} – количество баллов при заторной опасности в маловодье; a_{21} – количество баллов при отсутствии заторной опасности в полноводье; a_{22} – количество баллов при отсутствии заторной опасности в маловодье; a_{01} – сумма баллов в период полноводья; a_{02} – сумма баллов в период маловодья; a_{10} – сумма баллов при заторной опасности; a_{20} – сумма баллов при отсутствии заторной опасности; a_{00} – общий итог всех баллов.

4. Определение связи гидрологических данных с заторной опасностью посредством корреляционного анализа на основе коэффициентов ассоциации (Q) и контингенции (V) [130].

Коэффициент ассоциации определяется по следующему выражению

$$Q = \frac{a_{11} \cdot a_{22} - a_{12} \cdot a_{21}}{a_{11} \cdot a_{22} + a_{12} \cdot a_{21}} \quad (4.7)$$

В случае нулевого значения по баллам не применяется критерий ассоциации Q, вместо него используется коэффициент контингенции V

$$V = \frac{a_{11} \cdot a_{22} - a_{12} \cdot a_{21}}{\sqrt{(a_{11} + a_{12}) \cdot (a_{11} + a_{21}) \cdot (a_{22} + a_{12}) \cdot (a_{22} + a_{21})}} \quad (4.8)$$

Величина коэффициента варьирует в пределах от –1 до 1. Интерпретация различных значений коэффициента определяется посредством данных, приведённых в таблице 4.15 [131].

Таблица 4.15 - Интерпретация количественных значений коэффициента

Значение коэффициента	0	±(0.1-0.3)	±(0.3-0.5)	±(0.5-0.7)	± (0.7-0.9)	±1
Характеристика силы связи	Отсутствие	Слабая (полож/ отриц)	Умеренная (полож/ отриц)	Средняя (полож/ отриц)	Сильная (полож/ отриц)	Очень сильная (полож/ отриц)

По данным таблиц 4.8-4.10 и 4.12 реализован алгоритм определения факторов, влияющих на заторную опасность. Результаты относительной оценки гидрологических данных постов Табага, Якутск и Кангалассы за рассмотренные года, а также суммы баллов приведены в таблицах 4.16-4.18. Для Табаги получены следующие значения: $a_{11} = 25; a_{12} = 29; a_{21} = 6; a_{22} = 20$, которые отражены в сформированной матрице (таблица 4.19). В таблицах 4.20 и 4.21 представлены матрицы взаимного распределения суммированных баллов по категориям для гидрологических постов Якутск и Кангалассы.

Таблица 4.16 - Результаты оценки гидрологических данных поста Табага

Период	$\Sigma H_{ур.}$	$H_{оп.}$	$h_{бур.}$	I	Лз	Полноводье (отсут. Лз)	Маловодье (отсут. Лз)	Полноводье (нал. Лз)	Маловодье (нал. Лз)
2008/2009	2	2	2	1	1	8	0	0	0
2009/2010	2	2	2	1	2	0	0	9	0
2010/2011	1	2	1	2	1	0	7	0	0
2011/2012	1	2	1	2	1	0	7	0	0
2012/2013	2	2	1	2	1	8	0	0	0
2013/2014	2	1	1	2	2	0	0	8	0
2014/2015	1	1	1	2	2	0	0	0	7
2015/2016	1	1	1	2	1	0	6	0	0
2016/2017	2	1	1	2	1	7	0	0	0
2017/2018	2	2	1	2	2	0	0	9	0
2018/2019	2	2	1	2	1	8	0	0	0
2019/2020	1	1	1	2	1	0	6	0	0
Сумма						31	26	26	7

Таблица 4.17 - Результаты оценки гидрологических данных поста Якутск

Период	$\Sigma H_{ур.}$	$H_{оп.}$	$h_{бур.}$	I	Лз	Полноводье (отсут. Лз)	Маловодье (отсут. Лз)	Полноводье (нал. Лз)	Маловодье (нал. Лз)
2008/2009	2	2	1	1	1	7	0	0	0
2009/2010	2	2	2	1	1	8	0	0	0
2010/2011	1	2	1	1	2	0	0	0	7
2011/2012	1	2	1	1	1	0	6	0	0
2012/2013	2	2	1	1	1	7	0	0	0
2013/2014	2	1	1	1	1	6	0	0	0
2014/2015	1	1	1	1	2	0	0	0	6
2015/2016	1	1	1	1	1	0	5	0	0
2016/2017	2	1	1	1	1	6	0	0	0
2017/2018	2	2	2	2	2	0	0	10	0
2018/2019	2	2	1	1	1	7	0	0	0
2019/2020	1	1	1	1	1	0	5	0	0
Сумма						41	16	10	13

Таблица 4.18 - Результаты оценки гидрологических данных поста Кангалассы

Период	$\Sigma H_{ур.}$	$H_{оп.}$	$h_{бур.}$	I	Лз	Полноводье (отсут. Лз)	Маловодье (отсут. Лз)	Полноводье (нал. Лз)	Маловодье (нал. Лз)
2008/2009	2	2	2	1	2	0	0	9	0
2009/2010	2	1	2	1	2	0	0	8	0
2010/2011	1	1	1	1	1	0	5	0	0
2011/2012	1	2	1	1	1	0	6	0	0
2012/2013	2	2	1	1	2	0	0	8	0
2013/2014	2	2	1	1	1	7	0	0	0
2014/2015	1	1	1	1	1	0	5	0	0
2015/2016	1	1	1	1	1	0	5	0	0
2016/2017	2	1	1	1	1	6	0	0	0
2017/2018	2	1	2	1	2	0	0	8	0
2018/2019	2	2	1	1	1	7	0	0	0
2019/2020	1	1	1	1	1	0	5	0	0
Сумма						20	26	33	0

По данным таблиц 4.19-4.21 с использованием формул (4.7) и (4.8) были получены расчётные значения коэффициента ассоциации 0.5 и -0.5 для гидрологических постов Табага, Якутск соответственно. Для гидрологического поста Кангалассы коэффициент контингенции составил 0.6. Полученные значения показывают о наличии средней связи гидрологических данных с уровнем заторной опасности. Положительные значения коэффициента для гидрологических постов

Табага и Кангалассы указывают на прямую связь гидрологических данных в полноводье с заторной опасностью. Напротив, отрицательное значение коэффициента для гидрологического поста Якутск указывает на заторную опасность в маловодье.

Таблица 4.19 - Заторная опасность в зависимости от водности реки Лена в районе г/п Табага

Уровень	Полноводье	Маловодье	Всего
Наличие заторной опасности	26	7	33
Отсутствие заторной опасности	31	26	57
Всего	57	33	90

Таблица 4.20 - Заторная опасность в зависимости от водности реки Лена в районе г/п Якутск

Уровень	Полноводье	Маловодье	Всего
Наличие заторной опасности	10	13	23
Отсутствие заторной опасности	41	16	57
Всего	51	29	80

Таблица 4.21 - Заторная опасность в зависимости от водности реки Лена в районе г/п Кангалассы

Уровень	Полноводье	Маловодье	Всего
Наличие заторной опасности	34	0	34
Отсутствие заторной опасности	20	27	47
Всего	54	27	81

Результат анализа заторной опасности на участке реки Лена от Табагинского мыса до Кангалласского мыса представлен на рисунке 4.12, на котором приведены данные о распределении предледоставного уровня воды (2011, 2012, 2016, 2017 гг.). Отражены данные о толщине ледяного покрова в конце ледостава (2012, 2013, 2017, 2018 гг.). На отрезке перелома уклона водной поверхности в районе поста Якутск (рисунок 4.12а) и участке Табага-Кангалассы (рисунок 4.12б) наблюдаются повышенные толщины льда. По данным георадиолокации выявлены локальные области повышенной толщины, которые отмечены на рисунках 4.2 и 4.6. В ходе весеннего половодья 2013 г. возник ледовый затор ниже гидрологического поста Кангалассы. В 2018 г. были ледовые заторы, зарегистрированные на всех трёх гидрологических постах. Гидрологические и георадиолокационные данные за

период 2011-2012 гг. и 2016-2017 гг. позволили выявить отсутствие заторной опасности. По данным 2012-2013 гг. и 2017-2018 гг. выявлены факторы заторной опасности.

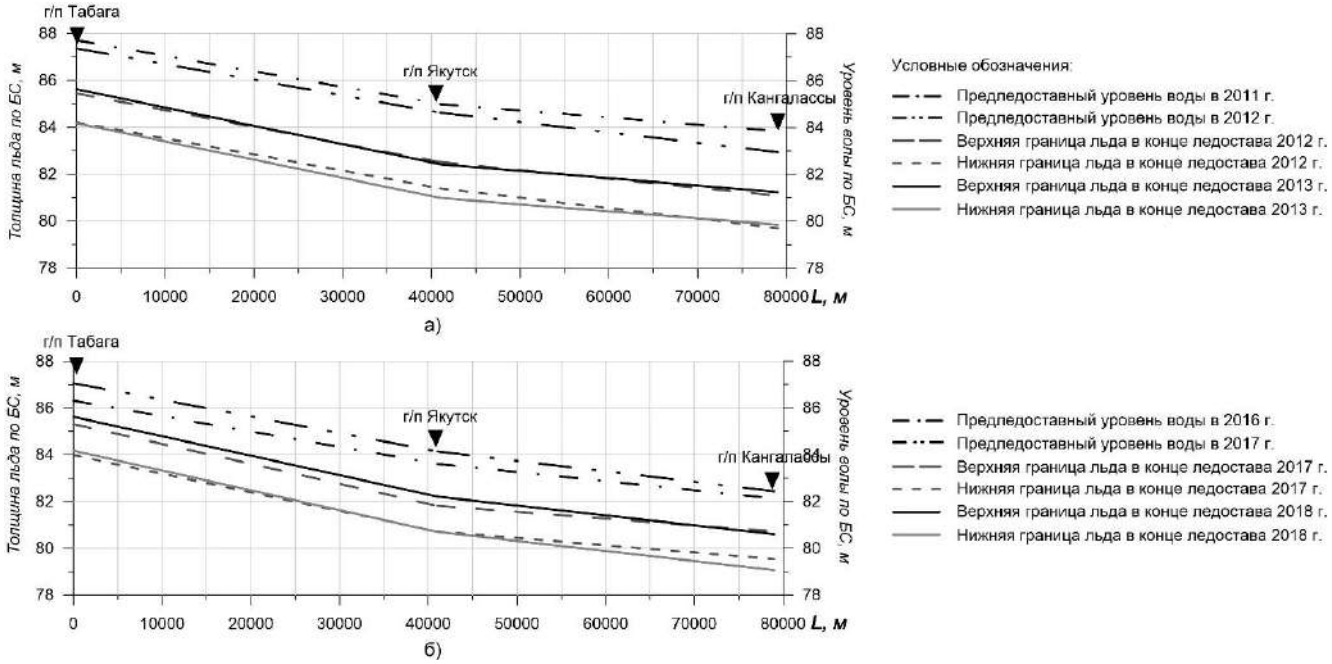


Рисунок 4.12 – Распределение данных о предледоставном уровне воды и толщине ледяного покрова в конце ледостава на участке р. Лена от Табагинского мыса до Кангаласского мыса

Русло реки на исследуемом участке характеризуется сложной геоморфологической структурой, включающей широкие поймы, систему разветвлений и единые островные массивы. Наличие устойчивых выступов коренных пород в районе Табагинского и Кангаласского мыса (рисунок 1.3) образовали узкие участки, ограничивающие пропускную способность русла и создающие локальный гидравлический подпор. В этих местах реки отмечается большая глубина, которая способствует накоплению льдин. Эти особенности русла реки создают благоприятные условия для формирования ледовых заторов.

В период вскрытия реки динамическое взаимодействие потока с локальными областями неразрушенного ледяного покрова повышенной толщины приводит к их смещению вниз по течению. Пологий уклон водной поверхности, выраженный заметнее в период полноводья, вызывает замедление течения реки, что

способствует к накоплению ледовых полей в зоне сужения. Водный поток в условиях ограниченного пространства вызывает механическое разрушение, накопление и блокировку битых ледовых полей, что приводит к формированию ледового затора. При сочетании установленных гидрологических факторов и геоморфологических особенностей русла реки можно предположить местоположение формирования ледового затора, смещённое на один-два затороопасных участка вниз по течению относительно области повышенной толщины льда.

По результатам анализа гидрологических и георадиолокационных данных установлено, что весной 2009, 2010, 2013, 2018 годах на постах Табага, Якутск и Кангалассы наблюдались случаи ледовых заторов при сочетании определённых факторов: высокая водность предшествующего периода, распределение уклонов водной поверхности (0.056‰), наличие ледяного покрова торосового строения и повышенной толщины (150-250 см). По установленным факторам можно установить вероятность возникновения заторной опасности и его пространственное положение на участке реки.

Выводы

Апробированная разработанная методика при исследовании ледяного покрова р. Лена на участке реки между Табагинским и Кангаласским мысом позволила получить карты пространственного распределения толщины льда за 2011 г, 2013 г. и 2015-2018 гг. Информация на карте 2013 г. демонстрирует повышенные толщины льда на этом участке. На карте 2018 г. наблюдается множество локальных участков повышенной толщины льда в районе села Табага, гидрологического поста Якутск, посёлка городского типа Жатай и села Тулагино.

Адаптированный способ расчёта толщины ледяного покрова на реке Лена был апробирован на гидрологических данных с 2008 по 2020 гг. Он предоставляет возможность получить значения толщины льда в условиях отсутствия гидрологических постов на реках. Относительная погрешность варьирует от -26 до 27 %. Средняя погрешность составляет не более 3%, т.е. расчётные данные близки к инструментальным.

По результатам анализа гидрологических и георадиолокационных данных установлено, что весной 2009, 2010, 2013, 2018 годах на гидрологических постах Табага, Якутск и Кангалассы наблюдались случаи ледовых заторов при сочетании определённых факторов: водность предшествующего периода, распределение уклонов водной поверхности, наличие областей ледяного покрова торосового строения и повышенной толщины. Таким образом, по данным гидрологических условий и георадиолокации можно установить пространственное положение участка реки, где существует вероятность заторной опасности.

Информация о заторной опасности на участках реки позволит уточнить и оптимизировать превентивные мероприятия по обеспечению безопасности населения и защите критической инфраструктуры, а также составить схему прохождения весеннего половодья.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В диссертационной работе дано решение важной научно-практической задачи - разработки методики георадиолокационного исследования ледяного покрова реки Лена и использование, совместно с гидрологическими данными, для оценки заторной опасности на протяжённых участках рек. Автором получены следующие основные результаты, имеющие научную и практическую значимость:

1. На основе результатов натурных исследований и анализа структуры волновых картин различного строения ледяного покрова реки Лена были установлены и описаны георадиолокационные признаки, обеспечивающие определение типа строения льда: береговой, монолитный, торосовый.

2. Разработана и апробирована методика георадиолокационного исследования ледяного покрова рек с борта воздушного судна, включающая профилирование запланированных маршрутов со скоростью до 150 км/ч с установленными параметрами измерений и географической привязкой точек измерений с помощью системы спутникового позиционирования, которая обеспечивает определение толщины льда и типа строения на протяжённых участках исследования.

3. Разработан и реализован алгоритм обработки и интерпретации данных георадиолокации, обеспечивающий обработку радарограмм ледяного покрова различного строения с определением типов строения льда по установленным георадиолокационным признакам, что позволяет получить информацию о толщине и типе строения льда в каждой точке измерений с географическими координатами.

4. Усовершенствован алгоритм картографического отображения данных георадиолокации на базе ГИС, включающий применение цветовой классификации значений толщины льда и маркировки основных типов строения ледяного покрова рек, что позволяет отобразить на картах пространственное распределение толщины и типов строения льда.

5. Адаптирован способ расчёта толщины льда, учитывающий предледоставный уровень воды, минимальный уровень воды в конце ледостава и региональные особенности исследуемого участка реки, что позволяет определить толщину льда на основе динамики уровня воды на реках в условиях отсутствия гидрологических постов.

6. На основе анализа гидрологических и георадиолокационных данных установлен комплекс факторов, способствующих определению заторной опасности на исследуемом участке реки: водность предшествующего периода, распределение уклонов водной поверхности, наличие областей ледяного покрова торосового строения и повышенной толщины.

Важнейшим практическим результатом диссертационной работы является применение разработанной методики в производственных работах с 2011 г. по 2023 г. при измерении толщины льда на р. Лена в предвесенний период по маршруту от села Рассолода до устья реки Алдан. Полученные результаты измерений переданы в Центр мониторинга и прогнозирования чрезвычайных ситуаций ГБУ РС (Я) «Служба спасения РС (Я)» для составления схемы прохождения весеннего половодья.

ПЕРСПЕКТИВЫ

Для оперативной обработки данных георадиолокации необходим модуль автоматического выделения границ льда на радарограммах. Необходима разработка геоинформационной системы для оперативной обработки, визуализации и статистического анализа пространственных данных георадиолокации. Реализация предложенного способа анализа гидрологического режима на затороопасных участках северных рек.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Тананаев, Н. И. В Якутии суммарный ущерб от наводнений оценили в 46,8 млрд. рублей / Н. И. Тананаев // ТАСС. 2023. [Электронный ресурс]. URL: https://tass.ru/obschestvo/17209059 (дата обращения: 21.02.2025).
2. Шуляковский, Л. Г. О заторах льда и заторных уровнях при вскрытии рек / Л. Г. Шуляковский // Метеорология и гидрология. - 1951. - № 7. - С. 45-49.
3. Лисер, И. Я. Весенние заторы льда на реках Сибири / И. Я. Лисер. - Л. : Гидрометеорологическое изд-во, 1967. - 103 с.
4. Файко, Л. И. Ледяной покров и способы управления его режимом / Л. И. Файко. - Новосибирск : Наука СО РАН, 1975. - 138 с.
5. Котляков, В. М. В мире снега и льда / В. М. Котляков. - М. : Наука, 2002. - Кн. 5. - 383 с.
6. Беликов, В. В. Математическое моделирование сложных участков русел крупных рек / В. В. Беликов, А. А. Зайцев, А. Н. Милитеев // Водные ресурсы. - 2002. - Т. 29. - №6. - С. 698-705.
7. Бузин, В. А. Ледовые процессы и явления на реках и водохранилищах. Методы математического моделирования и опыт их реализации для практических целей (обзор современного состояния проблемы) : монография / В. А. Бузин, А. Т. Зиновьев. - Барнаул : ООО Пять плюс, 2009. - 168 с.
8. White, K. D. Studies of ice jam flooding in the United States / K. D. White, A. M. Tuthill, L. Furman // Extreme Hydrological Events: New Concepts for Security. - 2006. - V.78. - pp. 255-268.
9. Beltaos, S. Progress in the study and management of river ice jams / S. Beltaos // Cold Regions Science and Technology. - 2008. - V.51. - Iss.1. - pp. 2-19.
10. Shen, H. Mathematical modeling of river ice processes / H. Shen // Cold Regions Science and Technology. - 2010. - V. 62. - № 1. pp. 3-13.
11. Lindenschmidt, K.-E. Extension and refinement of a stochastic modelling approach to assess ice-jam flood hazard / K.-E. Lindenschmidt // Hydrology Research. - 2023. - 54 (2). - pp.149-164.

12. Финкельштейн, М. И. Радиолокационные аэроледомерные съёмки рек и озёр водохранилищ / М. И. Финкельштейн, Э. И. Лазарев, А. Н. Чижов. - Л. : Гидрометеоиздат, 1984. - 117 с.
13. Мачерет, Ю. Я. Радиозондирование ледников / Ю. Я. Мачерет. - М. : Научный мир, 2006. - 392 с.
14. Annan, A. P. Ground-penetrating radar for assessing winter roads / A. P. Annan, N. Diamanti, J. D. Redman, S. R. Jackson // Geophysics. - 2015. - 81 (1). - pp. 101-109.
15. Richards, E. M. An evaluation of GPR techniques for analyzing the safety of Interior Alaskan ice roads under varying river ice and environmental conditions. [Электронный ресурс] / E. M. Richards. - Режим доступа: https://scholarworks.alaska.edu/handle/11122/12566 (дата обращения: 05.03.2024).
16. Kämäri, M. Spatial variation of river-ice thickness in a meandering river / M. Kämäri, P. Alho, A. Colpaert, E. Lotsari // Cold Regions Science and Technology. - 2017. - V. 137. - pp. 17-29.
17. Ермаков, А.П. Георадиолокационные исследования верхней части разреза при проектировании сейсмических работ в зимнее время / А. П. Ермаков, А. В. Старовойтов, М. Л. Владов // Технологии сейсморазведки. - 2012. - Вып. 2. - С. 89-97.
18. Briggs, R. Operational Monitoring of River Ice on the Churchill River, Labrador [Электронный ресурс] / R. Briggs, A. Khan, H. Khan, J. English, M. Lynch, T. Puestow // CGU HS Committee on River Ice Processes and the Environment 21st Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers Saskatoon, Saskatchewan, Canada, August 29-September 1, 2021. - Режим доступа: https://cripe.ca/files/proceedings/21/Lynch-et-al-2021.pdf (дата обращения: 05.03.2024).
19. Глушков, А. В. Реки востока России : путеводитель-справочник. – 2-е изд. / А. В. Глушков. – Якутск, 2016. – 502 с.
20. Голубев, В. Н. Формирование ледового покрова на пресноводных водоемах и водотоках / В. Н. Голубев // Вестн. Моск. ун-та. – 2014. – № 2. – Сер. 5. География. – С. 9-16.

21. Лутковский, С. В. Образование льда в озёрах, реках и морях / С. В. Лутковский. – М. : АН СССР, 1957. – 119 с.
22. Рымша, В. А. Ледовые исследования на реках и водохранилищах / В. А. Рымша. – Л. : Гидрометеоиздат, 1959. – 191 с.
23. Богородский, В. В. Физика пресноводного льда / В. В. Богородский, А. В. Гусев, Г. П. Хохлов. – Л. : Гидрометеоиздат, 1971. – 227 с.
24. Богородский, В. В. Лёд. Физические свойства. Современные методы гляциологии / В. В. Богородский, В. П. Гаврило. – Л. : Гидрометеоиздат, 1980. – 384 с.
25. Чижов, А. Н. Формирование ледяного покрова и пространственное распределение его толщины / А. Н. Чижов. – Л. : Гидрометеоиздат, 1990. – 128 с.
26. Донченко, Р. В. Ледовый режим рек СССР / Р. В. Донченко. – Л. : Гидрометеоиздат, 1987. – 248 с.
27. Хименков, А. Н. Введение в структурную криологию / А. Н. Хименков, А. В. Брушков . – М.: Наука, 2006. – 279 с.
28. Imen Gherboudj Physical characterization of air inclusions in river ice / Imen Gherboudj, Monique Bernier, Faye Hicks, Robert Leconte // Cold Regions Science and Technology, 2007. – 49. – pp. 179-194.
29. Козлов, Д. В. Опасные ледовые явления на реках и водохранилищах России : монография / Д. В. Козлов, В. А. Бузин, Н. Л. Фролова, С. А. Агафонова, В. Л. Бабурин, Л. С. Банщикова, Н. И. Горошкова, А. С. Завадский, И. Н. Крыленко, К. Л. Савельев, К. Д. Козлов, Л. Ф. Бузина. – М. : РГАУМСХА имени К.А. Тимирязева, 2015. – 348 с.
30. Козлов, Д. В. Моделирование ледовых явлений / Д. В. Козлов. – М. : ИВП, 2020. – 145 с.
31. Бузин, В. А. Зажоры и заторы льда на реках России / В. А. Бузин. – СПб. : Государственный гидрологический институт, 2016. – 242 с.
32. Савельев, Б. А. Строение состав и свойства ледяного покрова морских и пресных водоёмов / Б. А. Савельев. – М. : МГУ, 1963. – 280 с.

33. Чалов, Р. С. Морфология деформации временные изменения русла р. Лены и их влияние на хозяйственную инфраструктуру в районе г. Якутска / Р. С. Чалов, А. С. Завадский, С. Н. Рулева // Геоморфология. – 2016. – № 3. – С. 22-35.
34. Тананаев, Н. И. Сезонное и многолетнее промерзание русел рек криолитозоны и его влияние на русловые деформации / Н. И. Тананаев // Эрозионное русловые процессы и проблемы гидроэкологии. – М. : Геогр. факультет МГУ, 2004. – С. 195-201.
35. Чалов, Р. С. Русловедение: теория география практика. Т. 1 : Русловые процессы: факторы механизмы формы проявления и условия формирования речных русел / Р. С. Чалов. – М. : ЛКИ, 2008. – 608 с.
36. Алексеевский, Н. И. Баланс наносов деформации и возможности регулирования разветвленного русла крупнейшей реки (на примере р. Лены в районе г.Якутска) / Н. И. Алексеевский, А. А. Зайцев, Р. С. Чалов // Труды Академии водохозяйственных наук. – 1996. – Вып. 3. – С. 90-107.
37. Чалов, Р.С. Временная трансформация сложноразветвленного русла крупнейшей реки (на примере Приалданского участка р. Лены) / Р. С. Чалов, О. М. Кирик, А. К. Ильясов, Д. В. Ботавин // Геоморфология. - 2014. - № 1. - С. 92-102.
38. Водные пути бассейна Лены. – М. : МИКИС, 1995. – 600 с.
39. Зайцев, А. А. Русловые процессы и регулирование русла р. Лены в районе г.Якутска / А. А. Зайцев, Р. С. Чалов // Водные ресурсы. – 1989. – № 5. – С. 75-81.
40. Чалов, Р. С. Якутский водный узел на реке Лене – проблемы русловых процессов: история современность перспектива возможности управления / Р. С. Чалов, О.М. Кирик, А. К. Ильясов, Д. В. Ботавин // Водное хозяйство России. – 2012. – № 3. – С. 44-56.
41. Чалов, Р. С. Ленские “разбои”: ретроспективный анализ переформирования прогнозные оценки и регулирование русла // Эрозия почв и русловые процессы / Р. С. Чалов, О. М. Кирик. – М. : МГУ, 2015. – Вып. 19. – С. 294–338.

42. Чалов, Р. С. Покровско-Якутский водный узел на реке Лене: современные деформации и управление русловыми процессами / Р. С. Чалов, А. С. Завадский, Д. В. Ботавин // Известия РАН. Серия географическая. – 2019. – № 6. – С. 83–96.
43. Воробьев, Ю. Л. Катастрофические наводнения начала XXI века: уроки и выводы / Ю. Л. Воробьев, В. А. Акимов, Ю. И. Соколов. – М. : ООО «ДэксПресс», 2003. – 352 с.
44. Бузин, В. А. Заторы льда и заторные наводнения на реках / В. А. Бузин. – СПб. : Гидрометеоиздат, 2004. – 203 с.
45. Кильмянинов, В. В. Анализ условий формирования и долгосрочный прогноз заторных уровней на Лене / В. В. Кильмянинов // Метеорология и гидрология. – 1992. – № 4. – С. 82–89.
46. Struchkova, G.P. Flood prediction on the Lena river [Электронный ресурс] / G. P. Struchkova, T. A. Kapitonova, L. E. Tarskaya, V. M. Efimov // Journal of International Scientific Publications: Ecology & Safety. – 2011. – Режим доступа: http://www.sciencejournals.eu (дата обращения: 16.04.2024).
47. Бузин, В. А. Методы изучения расчёта и прогноза заторов и зажоров / В. А. Бузин, Г. И. Болотников, А. М. Филиппов // Проблемы современной гидрологии. – Л. : Гидрометеоиздат, 1989. – С. 220-231.
48. Кильмянинов, В. В. Влияние метеорологических условий перед началом ледохода на масштаб заторных наводнений на Лене / В. В. Кильмянинов // Метеорология и гидрология. – 2012. – № 4. – С. 86-89.
49. Георгиевский, Ю. М. Краткосрочные и долгосрочные прогнозы ледовых явлений на реках озёрах и водохранилищах / Ю. М. Георгиевский. – Л. : ЛПИ, 1986. – 49 с.
50. Богородский, В.В. Разрушение льда / В.В. Богородский, В. П. Гаврило, О. А. Недошивин. – Л. : Гидрометеоиздат, 1983. – 232 с.
51. Ground penetrating radar for utility location [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://www.safesitellc.com/groundpenetratingradarutilitylocation (дата обращения: 01.03.2024).

52. History of ground penetrating radar (GPR) [Электронный ресурс]. – Режим доступа: https://www.obonic.de/en/historygroundpenetratingradartechnology/ (дата обращения: 02.03.2024).
53. A Brief History of Ground Penetrating Radar [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://alohonyai.blogspot.ru/2015/01/abriefhistoryofgroundpenetrating.html (дата обращения: 03.03.2024).
54. Богородский, В. В. Радиогляциология / В. В. Богородский, Ч. Бентли, П. Гудмансен. – Л. : Гидрометеоиздат, 1983. – 306 с.
55. Daniels, D. Ground Penetrating Radar: Theory and Applications / D. Daniels. – London : The Institution of Electrical Engineers, 2004. – 734 p.
56. Jol, H.M. Ground Penetrating Radar: Theory and Applications / H.M. Jol. – Amsterdam : Elsevier, 2009. – 544 p.
57. Финкельштейн, М. И. Радиолокационное зондирование озёрного льда / М. И. Финкельштейн, В. В. Глушнев, А. Н. Петров // Радиотехника и электроника. – 1974. – № 3. – С. 1323-1325.
58. Финкельштейн, М. И. Некоторые вопросы радиолокационного зондирования тонких слоистых сред / М. И. Финкельштейн // Радиотехника и электроника. – 1974. – № 3. – С. 528-536.
59. Финкельштейн, М. И. Радиолокационный видеоимпульсный измеритель толщины морского льда как новое перспективное средство ледовой разведки / М. И. Финкельштейн, Э. И. Лазарев // Труды Арктического и антарктического научно-исследовательского института. – 1977. – Т. 343. – С. 104-113.
60. Бушуев, А. В. Некоторые результаты использования радиолокационного видеоимпульсного измерителя толщины морского льда для ледовой разведки / А. В. Бушуев, Э. И. Лазарев, М. И. Финкельштейн // Труды Арктического и антарктического научно-исследовательского института. – 1977. – Т. 343. – С. 114-121.
61. Delaney, A.J. Winter Short Pulse Radar Studies on the Tanana River Alaska / A. J. Delaney, S. A. Arcone, E. E. Chacho // Arctic. – 1990. – V. 43. – N. 3. – pp. 244-250.

62. Annan, A.P. GPR History Trends and Future Developments [Электронный ресурс] / A. P. Annan. – Режим доступа: https://link.springer.com/article/10.1023/A:1020657129590 (дата обращения: 10.03.2024).
63. Vasilenko, E. V. A digital recording system for radioglaciological studies / E. V. Vasilenko, V. G. Sokolov, Y. Ya. Macheret, A. F. Glazovsky, M. L. Guadrado, F. J. Navarro // Buletin of Royal Society of New Zeland. – 2002. – V.35. – pp. 611-618.
64. Gorman, M. R. A digital radioecho sounding and navigation recording system / M. R. Gorman, A. P. R Cooper // Annals of Glaciology. – 1987. – V. 9. – pp. 81-84.
65. Shults, D.G. A digital radar system for echo studies on ice sheets / D. G. Shults, L. A. Powell, C. R. Bentley // Annals of Glaciology. – 1987. – V. 9. – pp. 206-210.
66. Jones, F. H. M. Design and operation of a portable digital impulse radar / F. H. M. Jones, B. B. Narod, G. K. C. Clarke // J. Glaciology. – 1989. – V. 35. – N. 119. – pp. 143-148.
67. Best, H. Association of Ice and River Channel Morphology Determined Using Ground Penetrating Radar in the Kuparuk River Alaska / H. Best, J. P. McNamara, L. Liberty // Arctic Antarctic and Alpine Research. – 2005. – V. 37. – N. 2. – pp. 157-162.
68. Healy, D. Application of Ground Penetrating Radar for River Ice Surveys [Электронный ресурс] / D. Healy, C. Katopodis, P. Tarrant // CGU HS Committee on River Ice Processes and the Environment 14th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers, 2007. – Режим доступа: https://www.researchgate.net/publication/228894967_Application_of_ground_penetrating_radar_for_river_Ice_surveys (дата обращения: 05.03.2024).
69. Lalumiere, L. GPR Capabilities for Ice Thickness Sampling of Low Salinity Ice and for Detecting Oil-In-Ice / L. Lalumiere // Can. Contract. Rep. Hydrogr. Ocean Sci. – 2011. – 36 p.
70. Li, Zh. Influences of gas bubble and ice density on ice thickness measurement by GPR / Zh. Li, Q. Jia, B. S. Zhang, M. Leppäranta, P. Lu, W. F. Huang // Applied Geophysics. – 2010. – V. 7. – N. 2. – pp. 105-113.

71. Proskin, S. A. Applying GPR in assessing the ice bridges, ice roads and ice platforms / S. A. Proskin, N. S. Parry, P. Finlay // 16th Workshop on River Ice, CGU HS Committee on River Ice Processes and the Environment (CRIPE). – 2011. – pp. 341-354.
72. Gusmeroli, A. Ground penetrating radar detection of subsnow slush on ice-covered lakes in interior Alaska / A. Gusmeroli, G. Grosse // The Cryosphere. – 2012. – V. 6. – pp.1435-1443.
73. Fu, H. Double-frequency ground penetrating radar for measurement of ice thickness and water depth in rivers and canals: Development, verification and application / H. Fu, Z. Liu, X. Guo, H. Cui // Cold Regions Science and Technology. – 2018. – V. 154. – pp. 85-94.
74. Христофоров, И.И. Влияние торосов на точность георадарного определения толщины ледяного покрова реки / И. И. Христофоров, К. П. Данилов, И. В. Горохов, А. В. Омельяненко // Инженерная и рудная геофизика 2021 : материалы 17-й научно-практической конференции и выставки. – М .: ЕАГЕ ГЕОМОДЕЛЬ, 2021. – с. 1-8.
75. Evans, S. Dielectric properties of ice and snow – a review / S. Evans // J. Glaciology. – 1965. – V. 5. – N. 42. – pp. 773-792.
76. Glen, J. W. Dielectric properties of snow and ice / J. W. Glen, J. G. Paren // J. Glaciology. – 1975. – V. 15. – N. 73. – pp. 15-37.
77. Johari, G.P. The permittivity and attenuation in polycrystalline and single crystal ice Ih at 35 and 60 MHz / G. P. Johari, P. A. Charette // J. Glaciology. – 1975. – V. 14. – N. 71. – pp. 293-303.
78. Matzler, C. Dielectric properties of fresh-water ice at microwave frequencies / C. Matzler, U. Wegmuller // J. Physics D: Applied Physics. – 1987. – V. 20. – pp. 1623-1630.
79. Fujita, F. A summary of the complex dielectric permittivity of the in the megahertz range and its application for radar sounding of polar ice sheets / F. Fujita, T. Matsuoka, T. Ishida, K. Matsuoka, S. Mae // Physics of the ice core (ed. Hondoh). Hokkaido University Press. – 2000. – pp. 185-212.

80. Matsuoka, T. Precise measurement of dielectric anisotropy in ice Ih at 39 GHz / T. Matsuoka, F. Fujita, S. Morishima, S. Mae // J. Applied Physics. – 1997. – V. 81. – N.5. – pp. 2344-2348.
81. Smiths, B. M. E. Radio echo-sounding: absorption and scattering by water inclusion and ice lenses / B. M. E. Smiths, S. Evans // J. Glaciology. – 1972. – V. 11. – N. 61. – pp. 133-146.
82. Фролов, А. Д. Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов / А. Д. Фролов. – Пущино : ОНТИ ПНЦ РАН, 1998. – 515 с.
83. Annan, A. P. Ground Penetrating Radar Applications Procedures & Principles. [Электронный ресурс] / A. P. Annan. – Режим доступа: https://geolportal.sdsu.edu/jiracek/sage/documents/Sensors and Software GPR Manual.pdf (дата обращения: 22.03.2024).
84. Владов, М. Л. Георадиолокация. От физических основ до перспективных направлений / М. Л. Владов, М. С. Судакова. – М. : ГЕОС, 2017. – 240 с.
85. Богородский, В. В. Радиозондирование льда / В. В. Богородский. – Л.: Гидрометеоиздат, 1975. – 63с.
86. Robin, G. Q. Velocity of radio waves in ice by means of a bore-hole interferometric technique / G. Q. Robin // Journal of Glaciology. – 1975. – V. 15. – N. 73. – pp. 151-159.
87. Finlay, P. I. An overview of ice profiling using ground penetrating radar (GPR) / P. I. Finlay, N. S. Parry, S. A. Proskin, R. J. Mickle // Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems. – 2008. – pp. 461-470.
88. Fantello, N. Estimating winter ebullition bubble volume in lake ice using ground-penetrating radar [Электронный ресурс] / N. Fantello, A. D. Parsekian, K. M. Walter Anthony // Geophysics. – 2018. – V. 83. – N. 2. – Режим доступа: https://library.seg.org/doi/10.1190/geo2017-0137.1 (дата обращения: 23.04.2024)
89. Stuefer, S. River Ice Measurements for Transportation Safety in Rural Communities [Электронный ресурс] / S. Stuefer, E. Richards. – Режим доступа: https://rosap.ntl.bts.gov/view/dot/58696 (дата обращения: 23.04.2024)

90. How Deep Can We See? The Depth Penetrating Characteristics of Ground Penetrating Radar [Электронный ресурс] – Режим доступа: https://www.academia.edu/3385756/How_Deep_Can_We_See_The_Depth_Penetrating_Characteristics_of_Ground_Penetrating_Radar (дата обращения: 23.04.2024).
91. Cesidio, Bianchi Electromagnetic reflecting properties of sub-ice surfaces / Bianchi Cesidio, Forieri Alessandro, Tabacco Ignazio // Annals of Glaciology. – 2004. – V. 29. – pp. 9-12.
92. Pilon, J. Ground penetrating radar survey to define fractures in bedrock, Little French River, Ontario / J. Pilon, J. Scaife, P. Gerabek, E. Timoshenko, P. Kurfurst // Natural Resources Canada. – 1996. – pp. 169-176.
93. Yilmaz, O. Seismic data processing: Investigations in geophysics. Society of Exploration Geophysics / O. Yilmaz. – Tulsa, 1987. – V. 2. – 526 p.
94. Финкельштейн, М. И. Применение радиолокационного подповерхностного зондирования в инженерной геологии / М. И. Финкельштейн, В. А. Кутев, В. П. Золотарев. – М. : Недра, 1986. – 128с.
95. Kearey, P. An introduction to geophysical exploration / P. Kearey, M. Brooks. – London: Blackwell Scientific Publications, 1991. – 254 p.
96. Kirsch, R. Groundwater Geophysics: A Tool for Hydrogeology / R. Kirsch. - Springer Science & Business Media, 2008. - 548 p.
97. Дудник, А. В. Оценка достижимой глубины зондирования в георадиолокации / А. В. Дудник // Наукоемкие технологии. – 2009. – № 9. – С. 62-68.
98. Техническое описание и инструкция по эксплуатации на Георадар "ОКО-2" [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://www.geotech.ru/files/georadar/gprtov26beta303.pdf (дата обращения: 30.01.2024).
99. Вопросы подповерхностной радиолокации; под ред. А. Ю. Гринёва. – М.: Радиотехника, 2005. – 416 с.
100. Омельяненко, А. В. Дистанционный мониторинг формирования ледяного покрова рек / А. В. Омельяненко, Л. Л. Федорова, К. И. Кусатов, М. П. Фёдоров, Г. А. Куляндин // Тезисы докладов VI Всероссийского гидрологического съезда

(Санкт-Петербург, 28 сентября - 1 октября 2004 г.). – СПб. : Гидрометеоиздат, 2004. – С. 33-34.

101. Fedorov, M. P. Investigation of the Lena river ice cover by GPR from helicopter [Электронный ресурс] / M. P. Fedorov, L. L. Fedorova, A. V. Omelyanenko // 14th International Conference on Ground Penetrating Radar (Shanghai, 4-8 June2012). – Режим доступа: http://ieeexplore.ieee.org/document/6254958/ (дата обращения: 15.02.2024).
102. Fedorov, M. P. The study of the ice crossings on the rivers by the ground-penetrating radar [Электронный ресурс] / M. P. Fedorov, L. L. Fedorova, A. M. Kulizhnikov, D. V. Savvin // 16th International Conference of Ground Penetrating Radar (Hong Kong, 13-16 June 2016). – Режим доступа: http://ieeexplore.ieee.org/document/7572625/ (дата обращения: 15.02.2024).
103. Руководство по гидрологической практике. Гидрология: от измерений до гидрологической информации [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://www.hydrology.ru/sites/default/files/docs/Publicacii_i_knigi/168_Vol_I_ru.pdf (дата обращения: 20.01.2024).
104. Фёдоров, М. П. Исследование структуры речного льда методом георадиолокации / М. П. Фёдоров, Л. Л. Федорова, А. В. Омельяненко // Горный информационно-аналитический бюллетень. – 2014. – № 12. – С. 198-201.
105. Федорова, Л. Л. Результаты экспериментальных георадиолокационных обследований ледовых переправ и автомобильных дорог Якутии / Л. Л. Федорова, А. В. Омельяненко, Д. В. Саввин, М. П. Фёдоров // Наука и образование. – 2015. – № 1. – С. 61-64.
106. Фёдоров, М. П. Исследование строения ледяного покрова на затороопасных участках р. Лена методом георадиолокации / М. П. Фёдоров, Л. Л. Федорова // Успехи современного естествознания. – 2022. – № 10. – С. 130-135.
107. Fedorov, M. P. Identification of River Ice Cover Structure by Ground Penetrating Radar Data [Электронный ресурс] / M. P. Fedorov, L. L. Fedorova // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. – 2022. – V. 19. – Режим доступа: https://ieeexplore.ieee.org/document/9966564 (дата обращения: 20.03.2024).

108. Федорова, Л. Л. Изучение строения ледяного покрова на затороопасных участках северных рек методом георадиолокации / Л. Л. Федорова, М. П. Фёдоров // Георадар-2023: сборник тезисов научно-практической конференции (Москва, 22-24 марта 2023 г.). – М. : Издательский дом Академии Естествознания, 2023. – С. 35-39.
109. Lambot, S. Analysis of air-launched ground-penetrating radar techniques to measure the soil surface water content [Электронный ресурс] / S. Lambot, L. Weihermuller, J. A. Huisman, H. Vereecken, M. Vanclooster, E. C. Slob // Water Resour. Res. – 2006. – N. 42. – Режим доступа:: https://doi.org/10.1029/2006WR005097 (дата обращения: 21.01.2024).
110. Омельяненко, А. В. Георадиолокационная технология дистанционного мониторинга состояния ледяного покрова северных рек с борта летательного аппарата / А. В. Омельяненко, Л. Л. Федорова, М. П. Фёдоров // Защита населения и объектов от водной стихии северных рек: сборник докладов Общероссийской научно-практической конференции (Якутск, 28-29 июня 2013 г.). – Якутск : Компания Дани-Алмас, 2013. – С. 106-109.
111. Фёдоров, М.П. Методика георадиолокационных исследований ледяного покрова р. Лена на участке Табагинский мыс - Кангаласский мыс / М. П. Фёдоров // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. – 2022. – № 5. – С.18-32.
112. Фёдоров, М. П. Методика георадиолокационного исследования ледяного покрова различного строения на затороопасных участках северных рек / М.П. Фёдоров, Л.Л. Федорова // Сборник докладов международной научной конференции памяти выдающегося русского учёного Юрия Борисовича Виноградова «Пятые Виноградовские чтения. Гидрология в эпоху перемен» (Санкт-Петербург, 5-14 октября 2023 г.). – СПб. : ВВМ, 2023. – С. 570-574.
113. Васильева, Н. В. Автоматизация анализа данных георадиолокационных исследований ледяного покрова реки Лена / Н. В. Васильева, Д. А. Павлов, Е. А. Петрова, М. П. Фёдоров // Современные наукоёмкие технологии. – 2022. – № 8. – С.32-37.

114. Руководство пользователя программой «GeoScan32» [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://logsys.ru/download/new/geoscan32manual.pdf (дата обращения: 30.04.2024).
115. QGIS - Свободная географическая информационная система с открытым кодом [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://www.qgis.org/ru/site/ (дата обращения: 30.01.2024).
116. Международная символика для морских ледовых карт [Электронный ресурс]. – Режим доступа: URL: http://www.aari.ru/gdsidb/glossary/simvol2.htm (дата обращения: 25.04.2024).
117. Номенклатура морских льдов, условные обозначения для ледовых карт. – Л. : Гидрометеоиздат, 1974. – 75 с.
118. Швец, С. В. Геодезия. Топографические карты : учебное пособие / С. В. Швец, В. В. Таран. – М. : МИИГАиК, 2015. – 64 с.
119. Борщ-Компониец, В.И. Геодезия. Маркшейдерское дело: Учебное пособие / В. И. Борщ-Компониец. – М. : Недра, 1989. – 511 с.
120. Зайцев, А. А. Взаимодействие речного льда с руслом на р. Лене и её притоках / А. А. Зайцев, О. М. Кирик, В. С. Михайлов // Эрозия почв и русловые процессы. – 2008. – Вып. 16. – С. 242-262.
121. Фёдоров, М. П. Оценка пространственной неоднородности ледяного покрова р. Лена методом георадиолокации / М. П. Фёдоров, Л. Л. Федорова, А. В. Омельяненко // Известия Уральского государственного горного университета. – 2019. – Вып. 4 (56). – С. 7-20.
122. Фёдоров, М.П. Картирование различного строения ледяного покрова на затороопасном участке реки Лена методом георадиолокации / М. П. Фёдоров, Л. Л. Федорова // Гидрометеорология и экология. – 2024. – Вып. 74. – С.105-119.
123. Андросов, И. М. Оценка негативного воздействия вод реки Лены на населённые пункты Республики Саха (Якутия) / И. М. Андросов, А. С. Завадский // Труды VIII Международной научно-практической конференции "Динамика и термика

рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей". – М. : РУДН, 2014. – Т. 1. – С. 5-16.

124. Федеральное агентство водных ресурсов ФГУ "Востсибрегионводхоз" Аналитический отчёт о результатах наблюдений за состоянием водных объектов в зоне деятельности ФГУ "Востсибрегионводхоз" за 2011 г. – Иркутск, 2012. – 128 с.
125. Fedorov, M. P. Study of Formation of Lena River Ice Cover According of Decade Measurements by GPR [Электронный ресурс] / M. P. Fedorov, L. L. Fedorova, A. V. Omelyanenko, G. A. Kulyandin // 15th International Conference on ground Penetrating Radar (Brussels, 30 June - 4 July 2014). – Режим доступа: http://ieeexplore.ieee.org/document/6970434/ (дата обращения: 15.02.2024).
126. Фёдоров, М. П. Исследование пропускной способности русла реки Лена методом георадиолокации / М. П. Фёдоров, Л. Л. Федорова, А. В. Омельяненко // Естественные и технические науки. – 2018. – № 10. – С. 117-122.
127. Патент № 2548920 Российская Федерация, МПК G01S 13/95. Способ прогнозирования гидрологической обстановки на затороопасных участках рек: № 2013146507/28 ; заявл. 18.10.2013 ; опубл. 20.04.2015 / Н. А. Находкин, А. Н. Быков, А. В. Омельяненко, Л. Л. Федорова, М. П. Фёдоров, И. И. Христофоров, К. И. Кайгородов, П. А. Омельяненко; патентообладатель Республика Саха (Якутия), от имени которой выступает уполномоченное Гос. комитетом РС (Я) по инновационной политике и науке лицо - ГБУ АН РС (Я). – Бюл. № 11. – 6 с.
128. Тананаев, Н.И. Гидрометеорологические условия формирования мёрзлых грунтов в русле Средней Лены / Н. И. Тананаев // Вестник Московского университета. Сер.5. География. – 2005. – № 6. – С. 60-64.
129. Фёдоров, М. П. Оценка заторной опасности на участке среднего течения реки Лена по гидрологическим и георадиолокационным данным / М. П. Фёдоров, Н. И. Тананаев // Известия Алтайского отделения Русского географического общества. - 2025. - № 1 (76). - С.53-66.
130. Кобзарь А. И. Прикладная математическая статистика. Для инженеров и научных работников / А. И. Кобзарь. - М.: ФИЗМАТЛИТ, 2006. - 816 с.

131. Котеров, А. Н. Сила связи. Сообщение 2. Градации величины корреляции / А. Н. Котеров, Л. Н. Ушенкова, Э. С. Зубенкова, М. В. Калинина, А. П. Бирюков, Е. М. Ласточкина, Д. В. Молодцова, А. А. Вайнсон // Медицинская радиология и радиационная безопасность. - 2019. - Т. 64. - № 6. - С. 12-24.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ

ПАТЕНТ

НА ИЗОБРЕТЕНИЕ

№ 2548920

СПОСОБ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НА ЗАТОРООПАСНЫХ УЧАСТКАХ РЕКИ

Патентообладатель(ли): ***Республика Саха (Якутия), от имени которой выступает уполномоченное Государственным комитетом Республики Саха (Якутия) по инновационной политике и науке лицо - Государственное бюджетное учреждение "Академия наук Республики Саха (Якутия)" (ГБУ АН РС(Я)) (RU)***

Автор(ы): ***см. на обороте***

Заявка № **2013146507**

Приоритет изобретения **18 октября 2013 г.**

Зарегистрировано в Государственном реестре изобретений Российской Федерации ***25 марта 2015 г.***

Срок действия патента истекает **18 октября 2033 г.**

Врио руководителя Федеральной службы по интеллектуальной собственности

Л.Л. Кирий

ПРИЛОЖЕНИЕ Б

УТВЕРЖДАЮ
Директор ИМЗ СО РАН, д.г.-м.н.
_____ М.Н. Железняк
«2» декабря 2024 г.

АКТ
об использовании результатов диссертационной работы
Фёдорова Максима Петровича

Мы, нижеподписавшиеся, ведущий научный сотрудник лаборатории подземных вод и геохимии криолитозоны ИМЗ СО РАН Павлова Надежда Анатольевна и ведущий научный сотрудник лаборатории инженерной геокриологии ИМЗ СО РАН Христофоров Иван Иванович составили настоящий акт о том, что результаты диссертационной работы Фёдорова Максима Петровича были применены для верификации данных спутникового альтиметра в ходе исследования возможностей использования космического мониторинга для изучения ледяного покрова рек, в рамках комплексных научных исследований в Республике Саха (Якутия), выполненных по государственному контракту №8420 от 20 июня 2022 г. по теме: «Управление водными ресурсами и гидрологическими рисками на Северо-Востоке РФ. Этап 1».

В НИР представлена разработанная методика георадиолокационных исследований ледяного покрова рек с борта воздушного судна и рассмотрены все этапы технологии исследований. Апробация разработанной методики проведена на примере георадиолокационных исследований ледяного покрова р. Лена на участке Табагинский мыс – Кангаласский мыс. Полученные данные о толщине льда на этом участке показали её пространственную неоднородность в поперечном сечении и параллельно оси потока.

Разработанная методика позволяет получить детальную информацию о пространственном распределении толщины и строения ледяного покрова рек. Она может быть использована для верификации различных методов дистанционного зондирования и дополнительно к сети гидрологических наблюдений для качественной оценки изменений толщины льда. Полученная информация о состоянии ледяного покрова рек может быть использована для организации инженерно-геофизических изысканий, эксплуатации ледовых переправ и обоснования решений по применению превентивных мероприятий по разрушению толстых льдов на затороопасных участках рек с целью безопасного пропуска вод весеннего половодья.

В.н.с. лаборатории подземных вод
и геохимии криолитозоны, к.г.-м.н.,
научный руководитель НИР по ГК№8420 _____ Павлова Н.А.
«2» декабря 2024 г.

В.н.с. лаборатории инженерной
геокриологии, к.т.н. _____ Христофоров И.И.
«2» декабря 2024 г.

ПРИЛОЖЕНИЕ В

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ИНТЕЛЛЕКТУАЛЬНОЙ СОБСТВЕННОСТИ

RU2023623351

ГОСУДАРСТВЕННАЯ РЕГИСТРАЦИЯ БАЗЫ ДАННЫХ, ОХРАНЯЕМОЙ АВТОРСКИМИ ПРАВАМИ

Номер регистрации (свидетельства):
2023623351
Дата регистрации: **05.10.2023**
Номер и дата поступления заявки:
2023623112 28.09.2023
Дата публикации и номер бюллетеня:
05.10.2023 Бюл. № 10

Автор(ы):
Фёдоров Максим Петрович (RU),
Шамаев Семен Дмитриевич (RU),
Федорова Лариса Лукинична (RU)
Правообладатель(и):
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Якутский научный центр Сибирского отделения Российской академии наук» (RU)

Название базы данных:
База данных толщины и строения ледяного покрова реки Лена на затороопасных участках в районе сел Сырдах и Партизан Республики Саха (Якутия) в предвесенний период 2022 г. и 2023 г. (по данным георадиолокации)

Реферат:
База данных предназначена для систематизации информации о толщине и строении ледяного покрова. Областью применения базы данных является анализ данных с целью выявления затороопасных участков. База данных обладает следующими функциональными возможностями: импорт, хранение, анализ, экспорт данных. Программные расчеты были выполнены с использованием оборудования ЦКП ЯНЦ СО РАН по гос. контракту №13.ЦКП.21.0016.

Вид и версия системы управления базой данных: Excel

Объем базы данных: 4,6 МБ

ПРИЛОЖЕНИЕ Г

РОССИЙСКАЯ ФЕДЕРАЦИЯ

RU2023624919

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ИНТЕЛЛЕКТУАЛЬНОЙ СОБСТВЕННОСТИ

ГОСУДАРСТВЕННАЯ РЕГИСТРАЦИЯ БАЗЫ ДАННЫХ, ОХРАНЯЕМОЙ АВТОРСКИМИ ПРАВАМИ

Номер регистрации (свидетельства):
2023624919
Дата регистрации: **22.12.2023**
Номер и дата поступления заявки:
2023624590 08.12.2023
Дата публикации и номер бюллетеня:
22.12.2023 Бюл. № 1

Автор(ы):
Федорова Лариса Лукинична (RU),
Шамаев Семен Дмитриевич (RU),
Фёдоров Максим Петрович (RU)
Правообладатель(и):
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Якутский научный центр Сибирского отделения Российской академии наук» (RU)

Название базы данных:
Данные исследования ледяного покрова реки Лена от Табагинского мыса до Кангаласского мыса (Республика Саха (Якутия)) георадаром воздушного базирования в предвесенний период 2022 г. и 2023 г.

Реферат:
База данных предназначена для централизованного хранения, обновления и поиска информации о проведенных георадиолокационных исследованиях ледяного покрова реки с борта летательного аппарата. Исследования были проведены на участке реки Лена от Табагинского мыса до Кангаласского мыса в предвесенний период 2022 г. и 2023 г. В базе данных содержатся исходные данные георадиолокации (.gpr2), пространственные координаты измерений (.log/.gpx), обработанные данные георадиолокации (.gpr2), данные со слоями на профиле (.ldt) и выходные данные о толщине и строении льда (.xls). Выполнена за счёт гранта Российского научного фонда № 22-27- 00751, https://rscf.ru/project/22-27-00751/. Данные георадиолокации были получены с использованием оборудования ЦКП ФИЦ ЯНЦ СО РАН грант № 13.ЦКП.21.0016. Тип ЭВМ: IBM PC-совмест. ПК; ОС: Windows.

Вид и версия системы управления базой данных: PostgreSQL 9.0

Объем базы данных: 1,42 ГБ