



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ
ФЕДЕРАЦИИ

федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования

«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра прикладной океанографии
и комплексного управления прибрежными зонами

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА

(магистерская диссертация)

На тему Сравнение различных методик определения физико-механических характеристик морского льда

Исполнитель Романюкина Софья Алексеевна
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель кандидат географических наук, доцент
(ученая степень, ученое звание)

Гордеева Светлана Михайловна
(фамилия, имя, отчество)

Научный консультант кандидат физико-математических наук
(ученая степень, ученое звание)

Ковалев Сергей Михайлович
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»

/Заведующий кафедрой

(подпись)

кандидат географических наук
(ученая степень, ученое звание)

Хаймина Ольга Владимировна
(фамилия, имя, отчество)

«10» 06 2025 г.

Санкт-Петербург

2025

Содержание

Введение.....	5
Основные физико-механические свойства морского льда	10
Физические свойства морского льда.....	10
Температура морского льда и её измерения	11
Солёность морского льда и её измерения.....	13
Плотность морского льда и её измерения	16
Механические свойства морского льда	29
Прочность на изгиб	30
Модуль сдвига	31
Одноосное сжатие	33
Методы определения механических характеристик морского льда.....	34
Методы определения прочности на изгиб	34
Методы определения прочности льда на сдвиг	44
Методы определения прочности на одноосное сжатие	50
Описание районов проведения исследований.....	66
Научно-исследовательский стационар «Ледовая база Мыс Баранова».	66
Дрейфующая станция «Северный полюс – 41»	67
Международная круглогодичная экспедиция MOSAiC	68
Полученные результаты	70
Физические свойства морского льда.....	70
Температура.....	70
Солёность	74

Плотность.....	77
Механические свойства морского льда	80
Локальная прочность однолетнего льда	82
Заключение	95
Литература	98

Введение

В нашей стране, обладающей обширными территориями, до сих пор в значительной части регионов основным способом передвижения наземного транспорта и доставки грузов в труднодоступный период остаются ледовые переправы через реки и озера. Развитие хозяйственной деятельности на шельфе Арктики продолжает набирать обороты, и как следствие активное исследование Северного морского пути (СМП). Для удовлетворения всех этих потребностей необходимо создать инфраструктуру: построить новые причалы, ледовые аэродромы, разгрузочные площадки для транспортных средств и другие виды инженерных сооружений. Наблюдения за прочностью ледяного покрова должны проводиться по методикам, утвержденным в соответствующих нормативных документах. Это необходимо для гарантии безопасности в процессе выполнения работ и непрерывного мониторинга состояния ледяного.

Первые работы по обустройству ледяных переправ в Советской России были проведены С.А. Бернштейном [1]. В основном он занимался теоретическими и экспериментальными работами по обустройству железнодорожных ледяных переправ.

Особую важность строительство ледяной переправы приобрело зимой 1941 г. В Ленинграде. Жизненно важно было в кратчайшие сроки организовать постоянное перемещение по ледовой дороге через Ладожское озеро большого количества грузов. Опыта организации таких переправ нигде в мире не было. Научной группой под руководством П.П. Кобеко были решены многочисленные проблемы, связанные с определением механических характеристик льда. За считанные дни была решена проблема с проваливанием машин в воду. С помощью разработанного и изготовленного Н.М. Рейновым прогибографа (прибора для записи колебаний льда) было установлено, что скорость движения автомобиля 35 км/ч совпадает со скоростью волны подо льдом. В этом случае возникает резонанс и ледяной покров разрушается. С.С.

Голушкевичем были решены задачи по несущей способности ледяного покрова [2], что позволило раньше начать переправу по ледяной дороге тяжелых танков и продлить работу переправы максимально долго.

Большое внимание изучению физико-механических свойств льда в Советском Союзе уделялось в послевоенные годы. В 1945 г. Н.Н. Зубов в своей монографии «Льды Арктики» [3] обратил внимание на глобальное потепление и изменения в арктических льдах, происходящие под его воздействием. Книга Н.Н. Зубова является одним из первых крупных научных трудов, в котором говорится о сокращении морского льда в Арктике и о том, какое важное значение оказывает этот процесс на климат планеты в целом.

В 1967 г. И.С. Песчанским [4] были изложены методы определения физико-механических характеристик льда, его поведение под нагрузкой.

В монографии Ю.П. Доронина и Д.Е. Хейсина «Морской лёд» [5] лёд рассматривается с позиции физического объекта, являющегося результатом взаимодействия океана и атмосферы. Многие физико-механические свойства льда, в частности его образование и таяние, изменение толщины и прочности, зависят от его состояния как твердого тела. В то же время такие характеристики как распространение льда, его дрейф, несущая способность и ряд других характеристик проявляются только в условиях его взаимосвязи с водной и воздушной средами.

Большой вклад в развитие науки о льде внесла монография В.В. Богородского и В.П. Гаврило «Лед. Физические свойства. Современные методы гляциологии» [6]. В этой книге авторы обобщили результаты советских и зарубежных работ по физике и механике льдов, изложили методы исследований.

В 1988 г. вышла в свет монография Т. Сандерсона (T.J.O. Sanderson) [7]. В этой работе всесторонне рассматриваются ледовые нагрузки на морские сооружения.

Стоит отметить справочное пособие «Морской лед. Сбор и анализ данных наблюдений, физические свойства и прогнозирование ледовых условий» [8]. В

этой работе рассмотрены процессы образования, роста и таяния морского льда, его фазовый состав, кристаллографическое строение и физические свойства. Дается описание методов сбора, обработки и анализа данных наблюдений. Большое внимание уделено механическим свойствам морского льда, их пространственно-временной изменчивости.

Необходимо отметить, что в XX веке как советские, так и зарубежные исследователи определяли механические свойства льда на образцах разных размеров. Например, для определения прочности льда при одноосном сжатии в Советском Союзе обычно использовались образцы в виде кубиков с гранью 5 см. В конце XX века ледовый комитет Международной ассоциации гидравлических исследований (МАГИ) организовал рабочую группу. Задачей группы было стандартизировать размеры образцов для определения механических характеристик льда. Это было необходимо, чтобы появилась возможность корректно сравнивать результаты работ разных авторов. От Советского Союза в рабочую группу вошли известные полярники, сотрудники Арктического и антарктического НИИ В.П. Гаврило и И.Г. Петров. В результате работы группы было признано [9], что для определения прочности льда при одноосном сжатии необходимо использовать образцы призматической или цилиндрической формы, высота которых в 2.0...2.5 раза больше поперечного размера. Это необходимо, чтобы исключить влияние торцов образцов, и чтобы в средней части образцов осуществлялось именно одноосное сжатие. Кубические образцы не рекомендовалось использовать. Интересная ситуация сложилась с определением прочности льда при изгибе. Определять изгибную прочность рекомендуется при изгибе консольных балок на плаву. Размеры консолей: длина (ℓ) равна 6...8 толщинам, ширина (b) равна 1,0...1,5 толщинам (h) льда. Прочность консольной балки (σ) находится из известного уравнения теории упругости $\sigma = \frac{6 \cdot P \cdot \ell}{b \cdot h^2}$, где P – разрушающая сила. Сложность заключается в том, что эта формула справедлива для однородного изотропного

тела. А ледяной покров по толщине неоднороден и анизотропен. Все это дало основание рабочей группе ледового комитета МАГИ заявить, что прочность консольных балок, определенная по этой формуле, как-то характеризует изгибную прочность, но изгибной прочностью не является. Такая ситуация с прочностью при изгибе сохраняется и в настоящее время.

Устоявшиеся методы основаны на «на испытании образцов, выбуренных из ровных ледяных полей, торосов, стамух и айсбергов» [10]. Основной недостаток всех таких методик заключается в том, что для изготовления образцов требуется сначала из ледяного покрова выбурить керн или вырезать блок. Затем извлечь их на поверхность, осмотреть на наличие дефектов, разметить для выпиливания образцов, изготовить образцы, измерить и только потом испытывать. Для всех этих операций требуется время. Но сразу после извлечения керна или блока льда на поверхность на них начинают действовать солнечная радиация и температура воздуха. Эти неблагоприятные факторы изменяют физико-механические характеристики льда. Естественно, исследователи стремятся минимизировать время от извлечения льда до испытания образца. Однако время до испытания образца все равно останется значительным. Это приводит к необходимости разрабатывать безобразцовые методики определения механических свойств льда, создавать новое оборудование для таких методик.

В ААНИИ разрабатывается уникальный метод определения прочности льда. Данный безобразцовый метод применяется на образцах льда при сжатии в скважинах с помощью специального технического устройств— зонд-индентор [11-14]. Данный метод уникален тем, что с помощью гидравлического устройства можно измерять силу, необходимую для внедрения индентора с заданной площадью в стенку скважины, что позволяет затем разрушать лед. В различных экспедициях использовался комплекс «Скважинный зонд-индентор» для оценки механических свойств льда. К настоящему времени получено большое количество экспериментальных данных, с помощью комплекса определена прочность льда при сжатии для различных замерзающих морей

России [15-17]. Это позволило убедиться в работоспособности методики и внести ее в международные и отечественные нормативные документы [18, 19].

Определяются механические характеристики льда и с помощью расчетных методик.

В 1983 г. вышло «Методическое письмо по расчету пределов прочности льда» [20]. В работе на основе обобщения большого количества данных о пределе прочности льдов разработана схема расчета предела прочности образцов льда как материала при сжатии, изгибе и срезе для случаев хрупкого и хрупко-пластического разрушения. Данная схема описывает методику «расчета пределов прочности любых пресно- и соленоводных льдов, кроме искусственно приготовленных со специальными свойствами (упрочненных или ослабленных)» [20]. Также в данной работе представлена методика расчета механических свойств льда и в международном нормативном документе ISO [19].

В работе [21] представлены оценки механических свойств однолетнего льда Баренцева и Карского морей. В ней изложены рекомендации для расчета и содержатся рассчитанные по среднемесячным многолетним гидрометеорологическим данным средние значения статического и динамического модулей упругости, потенциальной сопротивляемости и удельной энергии разрушения льда.

Работа [22] китайских исследователей посвящена оценке механических свойств морского льда в Карском море на основе общедоступных данных. Приводятся полученные расчетные данные о прочности льда на сжатие, изгиб, сдвиг и модуль упругости. Результаты показывают, что все механические свойства демонстрируют более высокие значения в северо-восточной части Карского моря.

Определение физико-механических свойств льда является важной задачей для различных сфер деятельности человека. Знание этих свойств необходимо для обеспечения безопасной эксплуатации морских путей, проектирования инфраструктуры в условиях сурового климата, проведения научных изысканий,

а также для проведения эффективной работы промышленности, в частности такой как добыча полезных ископаемых. Знание физико-механических свойств льда помогает предотвратить несчастные случаи, обеспечивает долговечность конструкций и способствует охране окружающей среды, что делает их ключевыми в различных областях. Целью данной дипломной работы является обзор и анализ существующих методов определения физико-механических свойств льда и данных, получаемых по предпочтительным методам. Для достижения этой цели решались следующие задачи:

- проанализировать существующие методики определения физико-механических свойств льда;
- сравнить достоинства и недостатки образцовых и безобразцовых методик определения механических свойств льда;
- сравнить прочности льда, получаемые по разным методикам;
- проанализировать прочности льда, получаемые по предпочтительным методикам.

Основные физико-механические свойства морского льда

Физические свойства морского льда

Морской лед — это композитный материал, в состав которого входит чистый лёд, жидкий рассол, воздух или другой газ, а также твёрдые фракции соли. Преобладающие компоненты — лёд, рассол и воздух. Именно они определяют основные физические свойства морского льда, такие как теплопроводность, теплоемкость, скрытую теплоту, плотность, модуль упругости, а также механическую прочность. Объемная доля рассола зависит от солёности и температуры морского льда, в то время как солёность морского льда в основном зависит от возраста и толщины льда. В период роста льда его объем рассола обычно составляет около 5% [23]. Объемная доля воздуха в период роста льда обычно составляет около 1–2% [24], но может существенно увеличиваться при потеплении льда. Объемы как рассола, так и воздуха влияют на значения плотности морского льда, которые обычно составляют около 840–

910 кг/м³ для однолетнего льда [25]. С возрастом плотность льда уменьшается, так как после вытекания рассола ячейки заполняются воздухом.

Ряд специфических черт присущ морскому льду: «главное свойство морского льда - его солёность, под которой понимается солёность воды, образующейся при его таянии. Кристаллический лёд всегда пресный, солёность привносится включениями ячеек с жидкой водой-рассолом между кристаллами. Обычно морская вода солёностью 35‰ замерзает при температуре -1.9°C . Плотность морского льда несколько больше плотности пресного льда из-за находящегося в нем рассола в ячейках и составляет 900-950 кг/м³» [23].

Температура морского льда и её измерения

Вода с растворённой в неё солью не имеет фиксированной температуры, при которой начинается процесс образования кристаллов льда. Температура, при которой начинается ледообразование, может изменяться и зависит от концентрации растворённой соли в воде. Например, «при солёности равной 24.7‰ температура замерзания равна -1.33°C , что соответствует температуре наибольшей плотности воды. Это необычное свойство солёной воды позволило разделить по степени солёности морскую воду на две группы. Вода с солёностью ниже, чем 24.7‰ называется солоноватой и при охлаждении сначала достигает температуры наибольшей плотности, а затем замерзает, т.е. ведет себя как пресная вода, у которой температура наибольшей плотности 4°C . Вода с солёностью выше, чем 24.7‰ называется морской» [23]. Также стоит отметить, что между условно пресными кристаллами льда могут быть замечены мелкие капли воды с высоким содержанием соли. При ледообразовании эти капли будут стекать вниз и образовывать ячейки с водой, отличающейся по плотности от окружающей среды. Замедление процесса замерзания также связано с осолонением верхнего слоя воды, которое происходит при образовании льда. Температура, при которой вода достигает своей максимальной плотности, находится ниже температуры замерзания. Это

явление способствует возникновению конвективного перемешивания, которое замедляет ледообразование из морской воды.

Исследование температуры морского льда производят с помощью кернов в полевых условиях. В процессе исследования ученые используют специальные инструменты для извлечения кернов льда, которые представляют собой цилиндрические образцы, содержащие слои льда, образовавшиеся за разные периоды ледообразования. После извлечения керны анализируют на месте или транспортируют в лабораторию для более детального изучения. КERN льда для измерения температуры выбуривается на площадке, наиболее полно характеризующей ледяной покров в данном районе. В тех случаях, когда ледяной покров отличается большим разнообразием, целесообразно выбурить керны на двух или трех площадках.

При измерении температуры льда на припаяе керна необходимо выбуривать на некотором расстоянии от берега за зоной трещин, где лед не касается грунта и берег не влияет на отложение метелевого снега. В методическом пособии указано [26] «Температура льда измеряется при помощи лабораторных термометров, например ТЛ-4, или электронными термометрами, например GTN 175/Pt. Измерения температуры производятся в кернах сразу после их отбора. Для этого в керне с шагом 10 см дрелью высверливают отверстия диаметром, соответствующим диаметру термощупа, до середины керна (Рисунок 1а), вставляют термощуп и производят замер (Рисунок 1б). В светлое время суток измерения необходимо проводить в защищенном от солнца месте. Если же это невозможно, то следует укрывать керна и термощуп светонепроницаемым материалом, например специальным тубусом или алюминиевой фольгой».

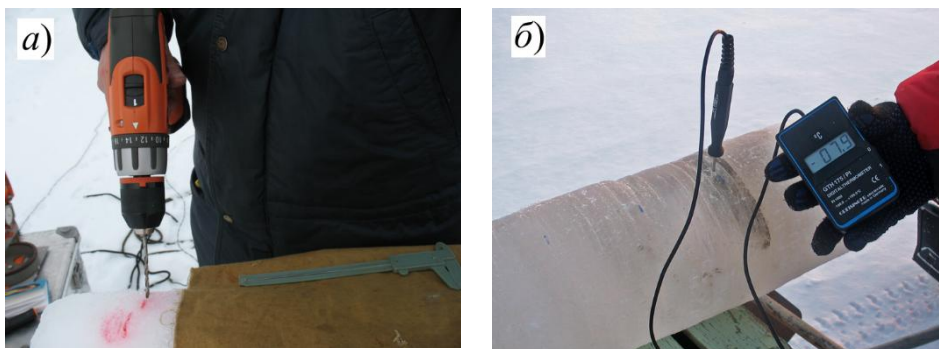


Рисунок 1 – Проведение измерений температуры льда в керне.

а – высверливание отверстия в керне, *б* – измерение температуры электронным термометром.

Также проводятся измерения температуры воздуха, поверхности снега и льда, а также воды в скважине, откуда был извлечен керн. Результаты всех измерений записываются в журнал в произвольной форме. Данные измерений могут быть представлены как в табличном, так и в графическом виде.

Соленость морского льда и её измерения

Соленость морского льда определяется соленостью морской воды, которая образуется при его таянии. «Рассол, образующийся на поверхности молодого ровного льда, является характерным явлением. Поскольку рассол сохраняет жидкое состояние даже при низких температурах воздуха, поверхность молодого льда всегда выглядит влажной. Если температура воздуха снижается еще больше, поверхностный рассол замерзает, образуя криогидрат, то есть смесь кристаллов льда и солей.» [28]. В ледяном покрове постоянно происходят процессы, в результате которых изменяется его соленость. К таким процессам относятся диффузия, гравитационный сток рассола, а также замещение рассола морской водой и другие процессы. Рассол, содержащийся в морском льду, будет находиться достаточно близко к точке замерзания, поскольку малейшее отклонение от этого состояния приведет либо к замерзанию части воды в рассоле, либо к таянию некоторого объема окружающего льда. Таким образом, соленость рассола варьируется и может быть точно определена в зависимости от температуры. Существует множество эмпирических формул, как например

формула Франкенштейна – Гарнера [29], которая связывает температуру морского льда с соленостью рассола:

$$V_b = S \left(\frac{49.185}{|T|} + 0.532 \right) \quad (1)$$

Где V_b - относительный объем рассола в морском льду; T - температура морского льда, °C; S - соленость морского льда в ‰, записанных в виде десятичной дроби.

Относительный объем рассола, V_b также может определяется как доля рассола относительно общего объема. Он также сильно изменчив, однако его значение сложнее определить, поскольку изменения температуры могут привести к выбросу части рассола или перемещению внутри слоев, особенно в новом льду. Записывая уравнения, связывающие соленость рассола, общую соленость, объем рассола, плотность рассола и плотность льда, и решая для объема рассола, получаем следующее соотношение:

$$V_b = \frac{S p_i}{S_b p_b - S p_b - S p_i} \quad (2)$$

где S — соленость морского льда, S_b — соленость рассола, p — это плотность льда, p_b — это плотность рассола.

На рисунке 2 приведены температурные зависимости солености рассола (рисунок 2а) и отношения объема рассола к общей солености (рисунок 2б).

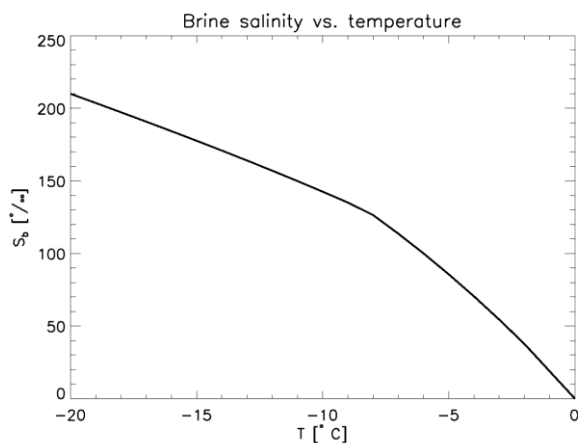


Рисунок 2а – Зависимость солёности рассола от температуры.

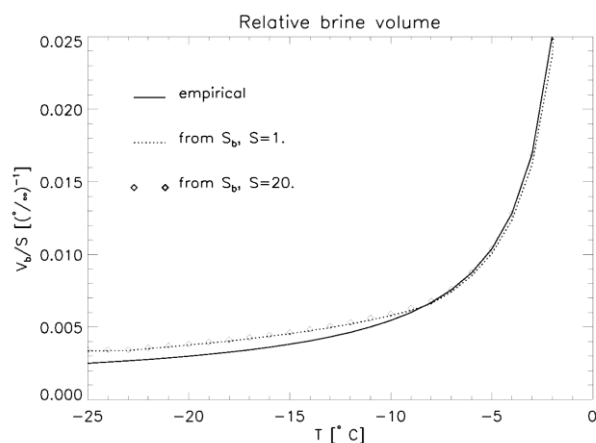


Рисунок 2б – Зависимость отношения V .

В данный момент в полевых условиях соленость определяют по электропроводности талой воды, полученной из образцов льда. Эти методы позволяют быстро измерить общую соленость раствора и поэтому наиболее удобны. Такие измерения выполняются кондуктометрами, например типа HI 8733 (см. рисунок 3). Степень диссоциации растворенных веществ определяет силу тока, проходящего по цепи, которая и регистрируется измерительным прибором.

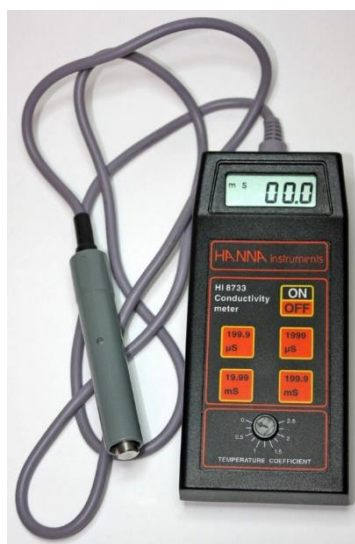


Рисунок 3 – Портативный кондуктометр модели HI 8733.

Данный вид кондуктометра, показанный на рисунке 3, работающий с четырьмя диапазонами измерений, достаточно прост в использовании и ремонте, а также

отмечен исследователями своей высокой точностью и воспроизводимостью показаний.

Плотность морского льда и её измерения

Как известно «Плотность морского льда зависит от таких параметров как – температура, количества пузырьков газа или воздуха, а также от содержания твёрдых солей и рассола в прослойках между кристаллами льда. Эти параметры, в свою очередь, зависят от скорости замерзания и возраста льда» [28]. Солёность старого морского льда по глубине существенно отличается от таковой у молодого. Плотность морского льда колеблется от 0.85 до 0.94 г/см³. Это делает его менее плотным по сравнению с жидкой водой, плотность которой составляет примерно 1.0 г/см³ при 4°C. Это свойство позволяет морскому льду плавать на поверхности океанов и морей. Чистый лед отличается относительно высокой прозрачностью в видимом спектре. Давно установлено, что «лед, содержащий пузырьки воздуха, капельки рассола или частицы выпавших в осадок солей, другие инородные включения, пропускает свет значительно хуже, благодаря процессам рассеивания световых лучей в толще льда» [28].

Плотность морского льда можно найти, если использовать эмпирическую формулу [30], зная температуру $T(^{\circ}\text{C})$ и давление P (Па):

$$\rho(P, T) = \rho_0 \left[1 + 0.94 \cdot 10^{-7} \left(\frac{P}{1.01 \cdot 10^5} - 1 \right) \right] (1 - 1.53 \cdot 10^{-4} T) \quad (3)$$

где T – температура ($^{\circ}\text{C}$), P – давление (Па), ρ_0 – плотность чистого морского льда.

Пористостью льда определяется как объем газовых полостей относительно общего объема морского льда. Природный лед всегда содержит ячейки, заполненные воздухом, и/или иными газами. Эти ячейки (включения) могут иметь сообщающиеся между собой поры или быть обособленными. Пористость

льда формируется в процессе образования ледяного покровов, поэтому со временем может претерпевать существенные изменения.

Плотность и пористость связаны следующей зависимостью (4):

$$n = \frac{\rho_0 - \rho}{\rho_0} \quad (4)$$

где n – пористость льда, ρ_0 – плотность чистого морского льда, лишённого пузырьков (916.9 кг/м^3), ρ – плотность исследуемого льда.

Плотность морского льда изменяется с температурой. При понижении температуры плотность льда увеличивается, но в пределах определенного диапазона. При очень низких температурах (ниже $-20 \text{ }^\circ\text{C}$) плотность может оставаться относительно стабильной. Быстрое замерзание может привести к образованию мелкокристаллического льда, тогда как медленное замерзание способствует образованию более крупных кристаллов.

В данном разделе будут рассмотрены четыре наиболее распространённых метода измерения плотности морского льда. Подход, описанный далее, используется в полевых условиях. Из методического пособия [26] мы знаем, что «Плотность чистого льда при температуре $0 \text{ }^\circ\text{C}$ и давлении 1 гПа равна 916.7 кг/м^3 . В естественных условиях плотность пресноводного льда редко превышает плотность чистого льда. Исключение составляют очень холодные льды и глубинные слои ледников. Характерные поры, содержащие воздух, газ или водяной пар присутствуют во льдах природного происхождения. Вследствие различий условий формирования и роста ледяного покрова число пор значительно колеблется от единичных включений до многочисленных. Большие колебания числа воздушно-газовых включений отражаются на физико-механических свойствах льда. Плотность соленого льда из-за тяжелых ячеек рассола зачастую оказывается выше плотности чистого льда». На рисунке 4 демонстрируются весы модели МК-3.2-A20, которые могут быть использованы в измерениях. По методике [26] для проведения взвешивания этого необходимо выбурить и извлечь керн, удалить верхний слой водно-

снежного льда толщиной 2–3 см, а оставшийся керн распилить на части приблизительно равной величины. При разделении керна необходимо обращать внимание и учитывать текстуру ледяного покрова – оптимальным вариантом является разрезание по границам этих текстурных слоев. Для определения объема каждого керна, его высота и диаметр измеряются штангенциркулем в трех точках. Полученные данные регистрируются в журнале, на основании которых рассчитывается объем каждого образца. Далее производится взвешивание керна, и на основе полученных данных вычисляется средняя плотность льда по толщине исследуемого слоя.



Рисунок 4 – Образец льда на электронных весах.

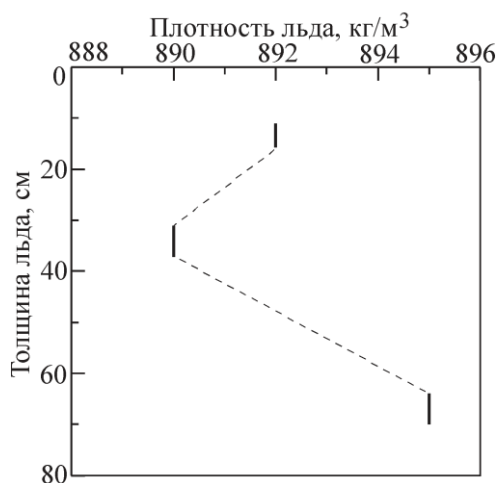


Рисунок 5 – График плотности льда по толщине ледяного покрова.

Данные измерений могут представляться в табличном и в графическом виде. На рисунке 5 приведен пример представления данных измерений плотности льда. Данный способ определения плотности морского льда удобен так как требует минимальных затрат по времени проведения. Также для определения плотности

данным методом исследователю нужно небольшое количество приборов для измерения, что удобно и рационально при полевых испытаниях. Однако данный метод измерений имеет свои недостатки. Из-за изменчивой формы кернов в рамках данного метода существует вероятность возникновения относительной погрешности в измерениях. Основным же ограничением из тех немногих данного метода является необходимость извлечения образца льда из его первоначальной среды для выполнения экспериментов различного рода. Морской лед, взятый в полевых условиях, так и лед, приготовленный в лабораторных условиях, в любом случае будут содержать значительное количество жидких фракций. Этот рассол быстро вытекает при извлечении керна, причем он может вытекать как в воздухе, так и в жидкости.

Исследователи часто сталкиваются с проблемой влияния погрешности измерения на особо малых образцах морского льда. Однако эту проблему можно решить, если воспользоваться методом гидростатического взвешивания. Он основан на последовательных взвешиваниях образца льда произвольной формы: на воздухе и в жидкости с известной плотностью (ρ_2). Обычно в качестве жидкости используют керосин или парафин. Важно, чтобы плотность жидкости была меньше плотности льда (ρ_1). Первое взвешивание позволяет определить массу (m_1) образца льда на воздухе, а второе – массу (m_2) образца льда в среде с известной плотностью. Второе взвешивание надо измерять на нити подвеса, а не на опоре емкости с жидкостью. Плотность образца льда вычисляется по формуле:

$$\rho_1 = \frac{m_1}{m_1 - m_2} \cdot \rho_2 \quad (4)$$

Метод более трудоемкий, но позволяет не измерять образец и вычислять его объем. Однако у метода есть условия, которые в достаточной степени ограничивают возможности его применения. Недостатком данного метода также является тот, факт, что для льдов с большим количеством воздушных включений он может существенно завышать плотность льда. Еще одним

недостатком данного метода является необходимость использовать жидкость с известной плотностью. Также важно отметить, что плотность данной жидкости должна быть ниже, чем у предполагаемой плотности самого образца льда. «Кроме того, к этой жидкости предъявляются дополнительные требования: она не должна растворять лед, температура кристаллизации должна быть ниже - 20°C, а также жидкость должна соответствовать стандартам ЧДА (чистой для анализов)» [27].

Существует ещё один способ измерения массы и объёма льда, основанный на силе Архимеда. Жидкость выбирается по принципу низкой плотности, например могут использовать парафин или керосин. Данный способ достаточно подробно описал Мисаёши Накаво (Nakawo, Masayoshi, 1983) в статье [31]. Устройство схематично показано на рисунке 6. Образец льда помещали в ёмкость с керосином в холодильной камере. Образец помещали в стеклянную пробирку, и вся система помещалась в теплую лабораторию, где по мере таяния льда воздух из образца высвобождался и удерживался под стеклом. Уровень керосина был отрегулирован так, чтобы он был близок к верхней части стекла, чтобы давление захваченного воздуха соответствовало измеренному давлению воздуха в лаборатории.

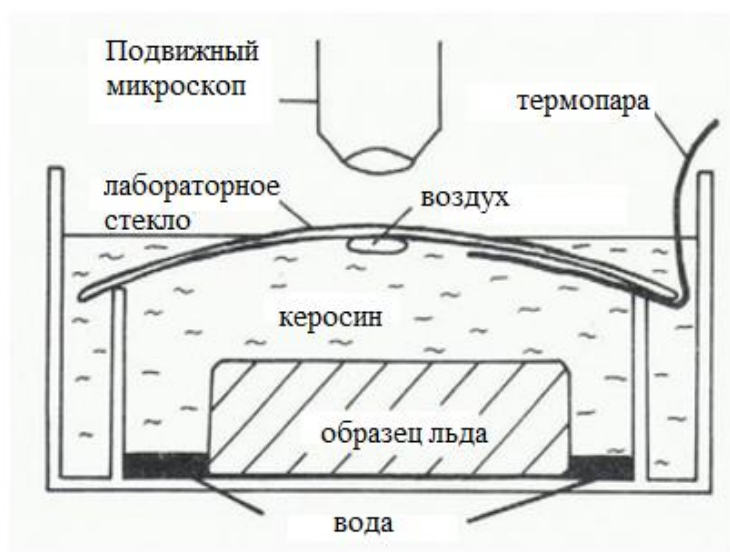


Рисунок 6 – экспериментальная установка для определения содержания воздуха.

Температуру керосина измеряли термопарой в точке, близкой к скоплению воздуха. Скопившийся воздух под стеклом имел форму сплюснутого сфероида и был круглым в горизонтальной плоскости. Диаметр окружности был измерен с помощью передвижного микроскопа, и этот диаметр был преобразован в объем воздуха с помощью уравнения, приведенного на рисунке 7, которое было получено путем нагнетания воздуха известного объема под стекло часов.

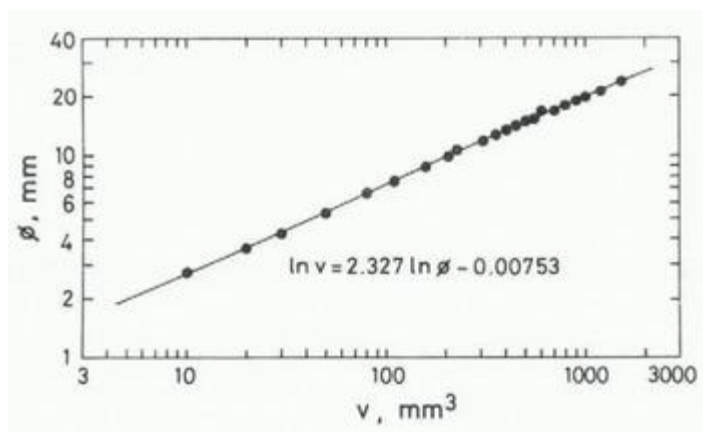


Рисунок 7 – Соотношение между диаметром ϕ и объемом v захваченного воздуха под стеклом часов.

Благодаря этому методу измерения плотности выяснилось, что давление пузырьков во льду составляет около одной атмосферы. Образцы морского льда, используемые для механических испытаний, как правило, сталкиваются с одной и той же проблемой: трудно полностью избежать первоначального вытекания рассола из ячеек при извлечении керна. По крайней мере, для таких образцов можно считать, что пузырьки воздуха находятся при атмосферном давлении. Это означает, что пористость может быть определена либо путем измерения плотности, либо путем прямого измерения объема воздуха. Можно оценить три важных фактора, влияющих на механические свойства, а именно соленость и плотность, поскольку плотность является функцией солености и воздушной пористости.

У этого метода также есть недостатки. Скопление воздуха под стеклом может привести к ошибкам в измерениях, так как давление пузырьков воздуха может

варьироваться и не всегда соответствовать атмосферному давлению. Также при извлечении кернов из морского льда всегда существует риск вытекания рассола, что может повлиять на точность измерений плотности и пористости. Данный метод может быть чувствителен к условиям эксперимента, что затрудняет воспроизводимость результатов в разных лабораториях или при различных условиях.

Одним из последних способов определения плотности морского льда был метод, разработанный и запатентованный исследователями Центрального научно-исследовательского института им. акад. А.Н. Крылова (далее ФГУП «КГНЦ») в Санкт-Петербурге в 2002 г. Данный подход реализован в виде патента [27]. Целью данного изобретения авторы определяют улучшение достоверности результатов измерения и повышение точности значения плотности моделированного морского льда за счет учета рассола, содержащегося во включениях исследуемого образца.

Методика заключается в следующем: выбранный образец льда, не извлекая его из жидкости, вместе с ней помещается в сосуд. Для определения объема образца льда его погружают в жидкость до полного скрытия, фиксируя уровень жидкости. После этого сосуд с содержимым взвешивается, а затем образец льда извлекается, и сосуд с оставшейся жидкостью взвешивается повторно. Разница в массе позволяет рассчитать вес образца льда. Затем в сосуд доливают жидкость до первоначального уровня, и по объему доливаемой жидкости вычисляют объем образца льда. Плотность образца (ρ_{Π}) льда определяется путем деления его веса на объем:

$$\rho_{\Pi} \frac{P_1 - P_2}{gV_{\Pi}} \quad (5)$$

где P_1 - вес сосуда с жидкостью и с образцом льда; P_2 - вес сосуда с жидкостью после удаления из него образца льда; V_{Π} - замеренный объем образца льда; g - ускорение свободного падения.

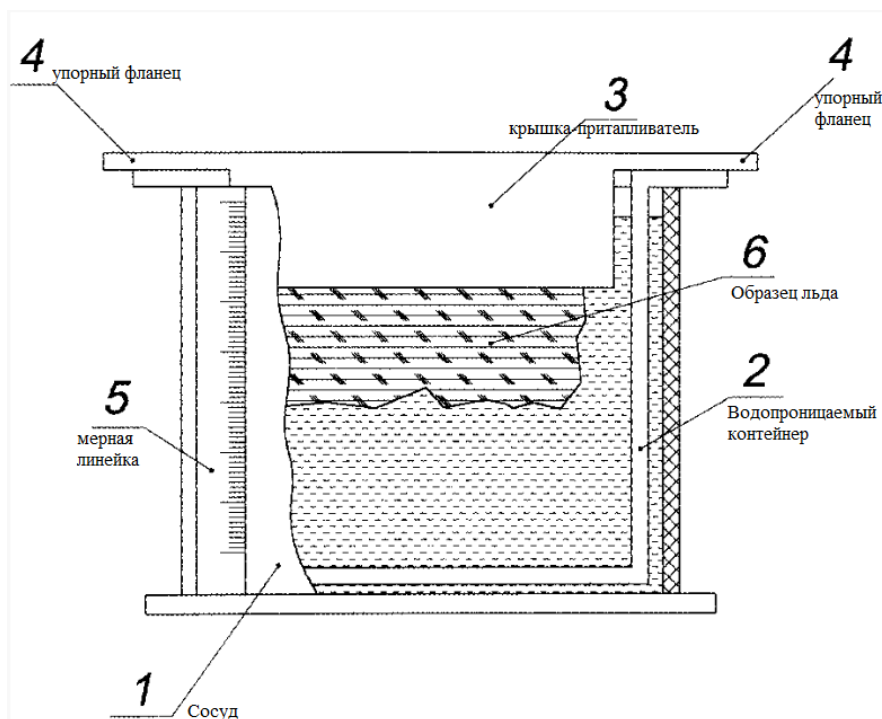


Рисунок 8 – Схема установки.

В этом методе видно, что минимизация вытекания рассола из образца льда в процессе измерений позволяет достичь высокой точности оценки плотности льда, принимая во внимание наличие в нем рассола.

Однако следует отметить, что данный метод также обладает рядом недостатков. Сам процесс взвешивания может быть подвержен ошибкам, связанным с колебаниями весов, изменениями температуры и давления, а также с возможными потерями жидкости при манипуляциях. Температура образца льда и жидкости может изменяться во время эксперимента, что может повлиять на плотность как льда, так и жидкости, и, следовательно, на результаты. Для реализации метода требуется наличие точных весов и сосудов, что может ограничить его применение в полевых условиях. И главным недостатком можно считать принудительное притапливание образца льда, которое может повредить его структуру или привести к изменению его свойств, что также может сказаться на точности измерений.

При сравнении методик, предложенных выше можно сделать вывод, что у каждой есть свои достоинства и недостатки. Для полевых испытаний более

подходящим является метод, который минимизирует вмешательство в структуру образца и позволяет проводить измерения в условиях, близких к естественным. В этом случае метод, используемый в ААНИИ, несмотря на свои недостатки, может быть использован, если обеспечить точные весы и минимизировать потери жидкости. Метод, предложенный Мисаёши Накаво, который позволяет проводить измерения только в лаборатории, даже с условием минимизации слива рассола. Для лабораторных условий лучше всего подходит метод, разработанный в ФГУП «КГНЦ», так как он позволяет более точно контролировать условия эксперимента и проводить детальный анализ образцов. Лабораторные условия позволяют использовать специализированное оборудование и жидкости, что способствует более точным измерениям. Метод гидростатического взвешивания также может быть применим в лаборатории и в полевых условиях, но его трудоемкость и ограничения по выбору жидкости могут снизить его практическую применимость. Таким образом, для полевых испытаний лучше использовать метод ААНИИ, а для лабораторных условий — метод от ФГУП «КГНЦ».

Вычисление объема жидкой фазы

Метод Франкенштейна-Гарнера

Данный метод был разработан двумя американскими учёными Гюнтером Франкенштейном и Робертом Гарнером и опубликован в 1967 г. в журнале гляциологии [29].

Суть метода заключается в расчёте объема рассола в морском льду для температурного диапазона от -0.5 до -22.9°C . Также в исследовании приведены три уравнения, которые можно использовать для расчета объема рассола для трех температурных диапазонов: от -0.5 до -2.6°C , от -2.6 до -8.2°C и от -8.2 до -22.9°C .

Относительный объём рассола в морском льду в основном зависит от трёх параметров: температуры, солёности и плотности. По результатам

исследования Эндрю Андерсона [24] и Эндрю Ассур [33], мы знаем, что с увеличением объема рассола в морском льду уменьшается его прочность Франкенштейн и Гарнер, опираясь на результаты его исследований [32, 33] вывели три уравнения для расчета объема рассола при температуре от -0.5 до -22.9°C. Анализ и результаты Ассур представил в виде таблицы [34], которая дает относительный объем рассола в стандартном морском льду с соленостью от 1‰ в зависимости от температуры в градусах Цельсия (°C). Ассур рассчитал таблицу на основе фазы соотношения для стандартного морского льда. Значения, приведенные в этой таблице, являются основой для трех уравнений, приведённых ниже.

Уравнения расчёта объема рассола в морском льду для трёх диапазонов температур методом Франкенштейна-Гарнера:

$$V = S \left(\frac{52.56}{\theta} - 2.28 \right) \text{ при } -0.5^\circ \leq \theta \leq -2.06^\circ \quad (6)$$

$$V = S \left(\frac{45.917}{\theta} - 0.93 \right) \text{ при } -2.6^\circ \leq \theta \leq -8.2^\circ \quad (7)$$

$$V = S \left(\frac{43.795}{\theta} - 1.89 \right) \text{ при } -8.2^\circ \leq \theta \leq -22.9^\circ \quad (8)$$

Уравнение для общего диапазона от -0.5° до -22.9°C:

$$V = S \left(\frac{43.185}{\theta} + 0.532 \right) \quad (9)$$

где V – объём рассола в морском льду, S – солёность льда, θ – температура льда.

Авторы обращают внимание, что при температуре морского льда ниже – 22.9°C следует обратиться к соответствующим таблицам Ассур.

Метод Кокса-Викса

Информация об общей пористости в образце морского льда необходима для изучения его физических и механических свойств. Благодаря множеству экспериментов и обширной базе теоретических знаний было доказано, что

теплопроводность льда, его электропроводность, а также механические свойства, изменяются в зависимости от соотношения объёма рассола к общему объёму морского льда. Также крайне важно определить объём газов, которые содержатся во льду.

Это особенно важно для исследования морского льда, для которого характерна низкая солёность. Примером может выступать многолетний лед, где объём газа может составлять значительную часть его общей пористости.

Объём газа в морском льду может быть солёности и температуры морского льда. Для выполнения такого рода. Из-за разницы плотностей сначала находится теоретическую (безгазовая) плотность образца льда, а затем провести сравнение полученных данных с измеренной плотностью, чтобы определить фактический объём газа, присутствующего во льду. Для выполнения расчетов необходима таблица фазового равновесия, разработанная Ассуро [33]. Однако, поскольку таблица основана на стандартном морском льду¹ с солёностью 34.325‰, то в первую очередь необходимо привести данные к определённому солёности льда.

Метод Кокса-Викса заключается в определении количества газа, который присутствует непосредственно в морском льду. На основе работ [3], [32], [37], [34] были разработаны уравнения, позволяющие рассчитать количество воздуха, который присутствует в образце морского льда. Расчёт производится с использованием таких параметров как солёность, температура в определённом диапазоне (от -2 до -30°C), объёма и плотности образца льда. И наоборот, можно рассчитать плотность морского льда, применяя в расчётах только солёность, температуру в ранее указанных пределах, с поправкой на наличие воздуха в ячейках и твёрдых солей во льду. Также в работе приведены уравнения для расчета плотности морского льда, изменения объёма газа и

¹ Выражение «стандартный морской лед» используется для обозначения морского льда такого состава, что относительные концентрации ионов в его талой воде такие же, как и в обычной морской воде.

рассола в образце, в случае разницы первоначальной температуры от температуры при исследовании.

Также авторы провели сравнение приведенного метода определения плотности с более ранними работами [24] [29] [33]. Зубов [3] стал одним из первых учёных, который начал исследовать особенности плотности морского льда. Однако Зубов в своих вычислениях не учитывал воздух, который содержится в ячейках. Итогом его исследования стала таблица значений, которые можно использовать при температурах от -23°C и выше. Зубов также не учитывал возможность наличия твердых солей в ячейках. Стоит отметить работу Андерсона по этой теме [32]. Он в 1960 году опубликовал таблицу значений плотности морского льда в диапазоне от 0 до -50°C . Расчёты Андерсона были основаны на фазовых уравнениях Ассура, которые были представлены в работе 1960 г [33]. В работе Андерсона нет уточнений об учёте твёрдых частиц, которые могут содержаться в структуре морского льда. Также следует отметить, что таблица объема рассола, составленная Ассуром, и уравнения объема рассола, основанные на этой таблице, предполагают, что плотность морского льда постоянна и равна 0.926 г/см^3 . Следовательно, эти данные следует использовать с осторожностью при расчете объема газа. Объем рассола, полученный из этих источников, следует умножить на $\rho/0,926$, где ρ - теоретическая плотность льда без газа.

Достаточно известное соотношение, позволяющее рассчитать непосредственно объем газа в образце морского льда, было разработано Швердтфегером в 1963 г. [53]. Однако оно справедливо только при температурах выше -8.2°C . Данная температура была выбрана с учётом кристаллизации глауберовой соли ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \times 10 \text{ H}_2\text{O}$). В растворённом виде глауберова соль, или же мирабилит, который является природным минералом, в значительном количестве присутствует в морской воде и многих минеральных водах. Он также пренебрег присутствием твердых солей и предположил, что объем рассола равен объему чистой воды.

Образец морского льда состоит из чистого льда, рассола, твердых солей и газа. При расчёте объема газа в образце льда важно найти относительные массы и объемы компонентов, описанных выше, но только при определённой солёности, температуре и плотности.

Формула для расчёта объема воздуха в ячейках морского льда:

$$\frac{V_a}{V} = 1 - \frac{\rho}{1000} \left\{ \frac{1000 - S_i}{0.917} + \frac{S_i}{T} \right\} \quad (10)$$

где S_i – солёность рассола, ρ , ρ_i , ρ_b – общая плотность образца, плотность рассола и плотность чистого льда соответственно.

$\frac{V_a}{V}$ – относительный объем воздуха, который рассчитывается по формуле:

$$\frac{V_a}{V} = 1 - \frac{V_b}{V} - \frac{V_i}{V} - \frac{V_{ss}}{V} \quad (11)$$

где V , V_i , V_b , V_{ss} – общий объем образца, объем рассола, объем чистого льда и объем твёрдых солей соответственно.

Преимуществом данного метода определения плотности образца морского льда является: учёт наличие твердых солей при расчете объема воздуха в ячейке, что является разумным предположением.

Кокс и Викс приводят уравнения для достаточно быстрого расчёта объема воздуха в двух вариантах: с учётом наличия и отсутствия твёрдых солей в морском льду. Данная методика расчета очень быстра и проста при использовании современных ПО, а измерения, необходимые для ее использования, просты и могут быть воспроизведены в лабораторных условиях.

Сравнение методов Кокса-Викса и Франкенштейна-Гарнера по нахождению объема рассола

На основе анализа достоинств методов Франкенштейна-Гарнера и Кокса-Викса можно сделать вывод о их целесообразности и для расчета объема жидкой фазы в морском льду. Благодаря этому методу возможно рассчитывать объем рассола

во льду в температурном диапазоне от -0.5 до -22.9°C , что делает его особенно полезным для исследований в полевых условиях. Упрощение расчетов с использованием трех различных уравнений для разных температурных диапазонов позволяет повысить точность и адаптивность метода к различным условиям.

С другой стороны, метод Кокса-Викса предлагает эффективный способ определения количества газа в морском льду, используя простые параметры, такие как соленость и температура, которые не составит труда узнать в ходе эксперимента. Его достоинством является возможность быстрого расчета объема воздуха с учетом различных факторов, включая наличие твердых солей, что делает его особенно удобным для лабораторных исследований. Простота измерений и возможность использования современных программных решений значительно упрощают процесс анализа.

Таким образом, оба метода имеют свои уникальные преимущества: метод Франкенштейна-Гарнера подходит для более детального анализа жидкой фазы в полевых условиях, тогда как метод Кокса-Викса обеспечивает быструю и простую оценку газовой фазы в лабораторных условиях.

Механические свойства морского льда

Механическая прочность льда, то есть его способность противостоять внешним силам, приложенным к единице площади, характеризуется его механическими свойствами. Стоит отметить, что «механические свойства сильно зависят от структуры и температуры льда. Твердость и хрупкость возрастают с понижением температуры. Морской лед менее прочен, чем речной, но более упруг и пластичен» [28]. Действие силы приводит к трансформации первоначального его состояния, изменяя его форму и структуру. Лед демонстрирует уникальное сочетание свойств: он может вести себя как упругое, пластичное и вязкое тело, но при особых обстоятельствах может быть хрупким и твердым. «Для описания прочностных свойств морского льда

используют в основном только предел прочности. Этот предел прочности определяют для разных видов деформации и в соответствии с этим установлены следующие его разновидности: предел прочности на растяжение, предел прочности на изгиб, предел прочности на срез/сдвиг, предел прочности на сжатие, предел прочности при стесненном сжатии» [35].

Прочность на изгиб

Предел прочности льда на изгиб устанавливается в ходе испытаний образцов морского льда. Границы зависит от физических свойств, таких как соленость, температура, структура и плотность, а также от условий проведения испытаний, включая характеристики среды, направление нагрузки и скорость нагружения, и размеров образца. «В предлагаемой схеме по семейству графиков (полученных обобщением экспериментальных данных), отражающих зависимость предела прочности льда при изгибе от его температуры и солености, определяется обобщенный (средний) предел прочности малых образцов льда $\langle \dots \rangle$ затем в полученное значение вводятся поправки, учитывающие влияние структуры льда, его плотности, свойств окружающей среды, направления приложения к образцу нагрузки, скорости нагружения образца. В этом случае используется формула» [20]:

$$\sigma = \bar{\sigma}(t, S) \cdot a \cdot b \cdot c \cdot d \cdot f \quad (12)$$

где $\bar{\sigma}(t, S)$ - средний предел прочности малых² образцов льда, a – коэффициент, учитывающий структуру льда; b – коэффициент, учитывающий плотность льда; c – коэффициент, учитывающий влияние среды, окружающей образец; d - коэффициент, учитывающий направление приложения нагрузки относительно ориентации структурных элементов льда; f – коэффициент, учитывающий влияние скорости нагружения образца.

²Малый образец кубической формы размером $L_1^3 = V_1 = 0,05 \times 0,05 \times 0,05 \text{ м}^3$

«Значимость прочности на изгиб характеристики обусловлена тем, что в ряде практических ситуаций лед подвергается изгибным деформациям. Прочность на изгиб существенно зависит от ориентации оптических осей кристаллов, а также от содержания жидкой фазы» [28]. Из этого можно сделать вывод, что прочность морского льда зависит от относительного объема рассола v_p . В сегодняшних испытаниях используется формула, которую предложили Тимко и О'Брейн [36]:

$$\sigma_f = 1.76 \exp(-5.88 \sqrt{v_p}) \quad (13)$$

где σ_f – предел прочности льда на изгиб, v_p – относительный объем рассола.

Тимко и О'Брайен [36] обобщили результаты 939 испытаний на прочность при изгибе и указали, что прочность морского льда на изгиб имеет отрицательную экспоненциальную зависимость от квадратного корня из объема рассола. «Для определения предела прочности льда на изгиб в настоящее время наиболее часто используется три метода: разрушение балок, лежащих на опорах, разрушение консолей, выпиленных из не разрушенного ледяного покрова, разрушение круглой, свободно лежащей на кольцевой опоре ледяной пластины, нагружаемой в центре» [35]. Формула (13) рекомендована стандартом ISO 19906 [19].

Поскольку морской лед представляет собой сложный кристаллический материал, на его прочность при изгибе влияют многие факторы. Уикс и Андерсон в [37] исследовали влияние солености и температуры соответственно. Они обнаружили, что прочность на изгиб увеличивается с уменьшением солености и температуры.

Модуль сдвига

Модуль сдвига, представляющий собой отношение касательного напряжения к величине угла сдвига, который определяет искажение прямого угла между плоскостями, на которые воздействует касательное напряжение, можно

вычислить с помощью формулы, которая строго применима в области упругого поведения льда.

Из [20] мы знаем, что модуль сдвига может быть рассчитан по формуле (14):

$$G = \frac{E}{2(1+\nu)} \quad (14)$$

где G – модуль сдвига льда, ν – коэффициент Пуассона, модуль нормальной упругости.

Важно обратить внимание на коэффициент Пуассона в данном разделе. Определенные для изученных слоев однолетних и многолетних ледяных покровов значения коэффициента Пуассона преимущественно варьируются в диапазоне от 0.32 до 0.35. Характеристики динамической и статической упругости льда, а также его коэффициент Пуассона - это ключевые физические параметры, необходимые для расчета механического поведения морского ледяного покрова при воздействии быстрых динамических (воздействие которых значительно меньше 1 секунды) и кратковременных статических (временем воздействия до нескольких секунд) нагрузок. Воздействие на лед может быть представлено в различных формах, учитывая амплитуду нагрузки, ее вектор (направление вверх или вниз), площадь ее приложения и продолжительность воздействия. При этом обычно определяется несущая способность ледяного покрова, для чего в расчетный алгоритм включаются все перечисленные выше характеристики льда. При воздействии горизонтальных сил на ледяной покров, например касательные компоненты ветра и течений, действующие на неровности верхней и нижней поверхностей льда, проводится численная оценка силы, способной вызвать потерю устойчивости ледяного покрова. Эта сила также аналитически зависит от модуля упругости и коэффициента Пуассона материала льда.

Одноосное сжатие

В данном случае прочность льда зависит от нескольких параметров: температуры, солёности образца, его пористости, а также скорости деформации во время проведения испытаний. Влияние скорости деформации на прочность при одноосном сжатии может быть параметризованное с помощью кусочной функции для пластичных, переходных и хрупких режимов. Многочисленные эксперименты показали, что существует зависимость между прочностью образцов льда на одноосное сжатие и их пористостью. В морском льду, как известно, присутствуют зерна столбчатой формы. Для изучения влияния направления нагрузки на прочность морского льда при одноосном сжатии и процессы разрушения было проведено множество полевых экспериментов. Эти зависимости позволили оценить естественную прочность льда на одноосное сжатие в зависимости от пористости и скорости деформации. Для выяснения влияния направления нагрузки на прочность морского льда при одноосном сжатии и процессы разрушения, было проведено множество полевых экспериментов.

Существует три вида разрушения льда: упругая, упруго-пластичная и, наконец, разрушение. Скорость деформации материала является одним из основных параметров, определяющих его вид разрушения. Высокая скорость нагружения может привести к хрупкому разрушению морского льда при высоких нагрузках. При пластичном сжатии напряжение постепенно уменьшается после достижения максимального значения и не происходит разрушения. С другой стороны, напряжение резко падает, когда лед разрушается в хрупком состоянии с образованием трещин. Для морского льда, образовавшегося в одинаковых условиях, характер его разрушения может варьироваться от пластичного до хрупкого при повышении скорости деформации. Во многих исследованиях, посвящённых изучению деформации ледового покрова, было отмечено, что прочность при сжатии и соотношение напряжений и деформаций очень чувствительны к режимам разрушения.

Методы определения механических характеристик морского льда

Методы определения прочности на изгиб

В настоящее время испытание прочности льда производится в соответствии с «Руководством по изучению физико-механических свойств льда» [47], «Сводом правил» [48], а также «СНиП 2.06.04-82» [49] и его актуализированной версией «СП 38.13330.2018» [50].

Исходя из этих рекомендаций, можно разработать алгоритм для оценки прочности морского льда, который применим как в полевых, так и в лабораторных условиях. Для проведения экспериментов используются образцы, предварительно изготовленных из заранее извлечённых из ледяного покрова кернов/ледяных блоков. Важно с самого начала проведения экспериментов предохранить образцы, изготовленные из кернов или ледяных блоков, от воздействия солнечного излучения. Для транспортировки ледяных кернов и блоков требуется использовать специализированные термоизолированные контейнеры. Такой подход необходим для защиты материала от солнечного излучения и сохранения его первоначальных характеристик. Во время лабораторных испытаниях важным аспектом является температурный режим. Его необходимо поддерживать в диапазоне от -2 до -5°C. Своевременная стабилизация температуры необходима, чтобы пресноводный лед не был хрупким и не подвергался раскалыванию раньше времени. В ледовой лаборатории для проведения экспериментов образцы льда предварительно охлаждают в специальном холодильном оборудовании, создающем условия, максимально приближенные к среднему температурному режиму ледового массива. Продолжительность выдержки составляет 3-4 часа, что применимо для призм и цилиндров, в то время как круглые пластины выдерживаются около 0.5- 1 часа. Контроль температуры осуществляется посредством термометра, показания которого снимаются с контрольного образца.

Важно отметить, что «Необходимо уделять параллельности торцевых граней образцов, к которым прикладывается сила. Неровности образцов устраняются механическим путем при помощи специального рубанка, ножа, наждачной бумаги или посредством оплавления на теплой латунной плите. Грани после оплавления насухо вытираются. Замерзшие на поверхности образца подтеки воды необходимо удалить ножом или наждачной бумагой. После оплавления образец выдерживается в термостате при температуре испытаний 10–20 минут.» [47] .

Разрушение при изгибе является преобладающим видом разрушения при взаимодействии льда с конструкциями, такими как защитные платформы с конусами для разрушения льда, искусственные островки, защита склонов и ледоколы. При исследовании морского льда важно изучать модуль упругости и прочность на изгиб морского льда. Для определения модуля упругости и прочности на изгиб морского льда были разработаны два подхода к экспериментам на изгиб. Один из них - испытания консольных балок, а другой - простые испытания балок, которые описаны в ранних исследованиях [25, 36, 53, 5425]. Как правило, испытания консоли проводятся на месте и имеют два преимущества: их относительно легко выполнять, и они позволяют сохранить температурный градиент в ледяном покрове.

Эксперименты, посвящённые изучению прочности на изгиб, проводили и в зарубежных научно-исследовательских центрах. Такие исследования проводили китайские учёные Шуньин Цзи, Аньлян Ван, Цзе Су, и Цяньцзинь Юэ [52]. В данной статье рассматриваются результаты определения модуля упругости и прочности на изгиб морского льда, полученного в девяти местах в Бохайском море (залив в северо-западной части Жёлтого моря, Китай). Соленость поверхностной морской воды для Бохайского моря составляет 28-30‰, в то время как общая солёность Жёлтого моря составляет около $33.2 \pm 0.3\text{‰}$ в течение двух последовательных зим 2008-2010 годов. Результаты экспериментов, которые были проведены в рамках исследования, показывают,

что как модуль упругости, так и прочность при изгибе увеличиваются с уменьшением объема рассола и имеют экспоненциальную зависимость от объема рассола. Исследование сосредоточилось вокруг вопроса о влиянии объема рассола и уровня напряжения на модуль упругости и прочность при изгибе. С 2008 по 2010 годы учёные из Китая провели измерения солёности и температуры льда на девяти участках Бохайского моря. Они также проанализировали модуль упругости и прочность на изгиб. Для этого были применены испытания на растяжение.

Было проведено простое испытание балки на изгиб в трех точках, как показано на рисунке 9.

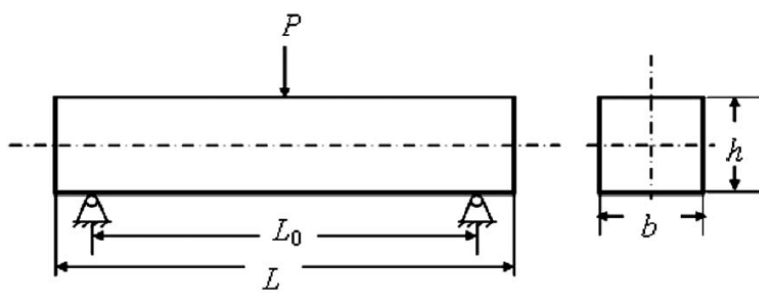


Рисунок 9 – Схема установки.

Авторы исследований предлагают такую формулу для вычисления предельной прочности на изгиб σ_f :

$$\sigma_f = 1.5 \frac{P_{max} L_0}{bh^2} \quad (15)$$

где P_{max} – это сила при разрушении балки, которая может быть получена из измеренной зависимости нагрузки от времени. Авторы также приводят рисунки с результатами расчётов. На рисунке 10(а) показан типичный прогиб при напряжении, а на рисунке 10(б) показана кривая зависимости напряжения от времени, измеренная при температуре льда $-8,6^\circ\text{C}$.

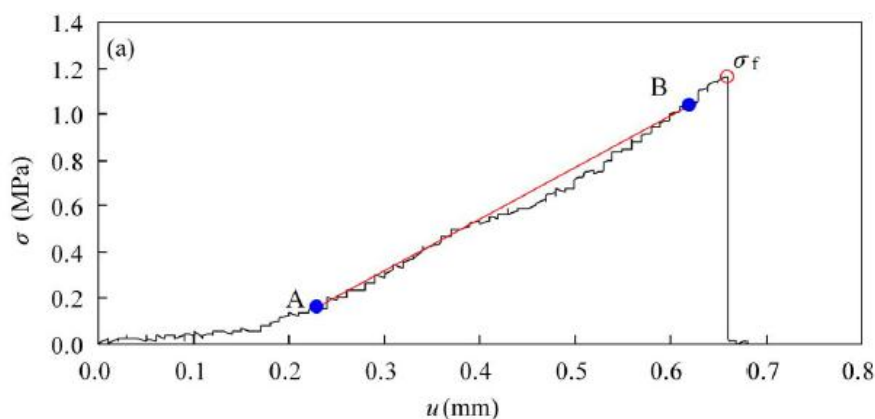


Рисунок 10(а) – Зависимость напряжения от прогиба, измеренная в эксперименте по изгибу морского льда;

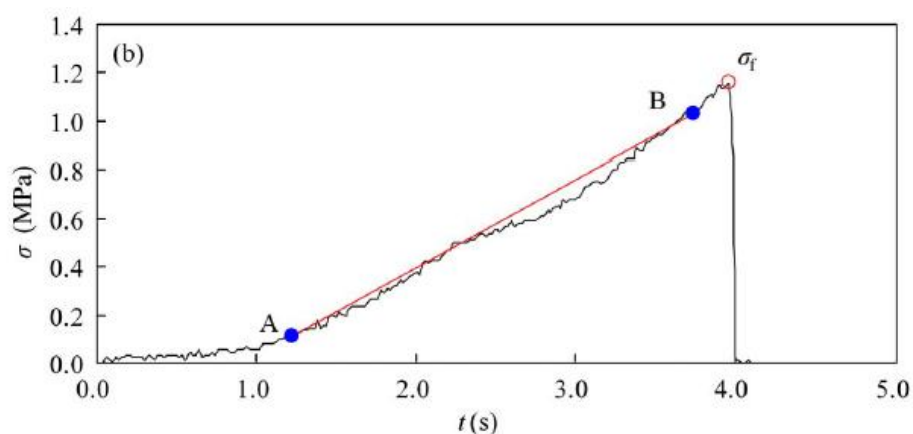


Рисунок 10(б) – Зависимость напряжения от времени, измеренная в эксперименте по изгибу морского льда.

Авторы приводят экспоненциальное зависимость прочности на изгиб от квадратного корня из объема рассола (15):

$$\sigma_f = 2.41e^{-4.29(\sqrt{v_p})} \quad (15)$$

где σ_f – предел прочности льда на изгиб, v_p – относительный объем рассола.

В исследовании Тимко и О'Брайена [36]:

$$\sigma_f = 1.78e^{-5.88(\sqrt{v_p})} \quad (16)$$

Это показывает, что прочность на изгиб в Бохайском море немного выше, чем у Тимко и О'Брайена. Образцы льда были собраны в девяти различных местах

Бохайского моря и имеют разные физические свойства. Прочность на изгиб имеет относительно большой разброс при различном объеме рассола, даже при измерении с использованием одного и того же размера образца и метода испытаний, описанного в этой статье.

Работа, представленная канадскими исследователями Барретом и Джордано [56], направлена на углублённое понимание механических свойств льда, что имеет важное значение как для научного сообщества, так и для практических приложений в области судоходства и строительства. Исследование разделено на две ключевые задачи. Первая задача заключается в детальном описании внутренней структуры льда айсбергов, что позволило дополнить существующую на тот момент базу данных и создать основу для дальнейших исследований. Вторая задача направлена на установление взаимосвязи между характеристиками внутренней структуры льда, такими как размер и форма зерен, морфология и распределение трещин, и их влиянием на прочность льда при изгибе. Для достижения этих целей была разработана комплексная экспериментальная установка, которая будет описана ниже. Лед для испытаний был получен весной 2000 года из айсберга, который сидел на мели у северо-восточного побережья Ньюфаундленда. Лед был доставлен в виде блоков неправильной формы, в среднем по 500 г. Период времени между доставкой льда и испытаниями последнего образца льда составил приблизительно 15 месяцев. Все поверхности блоков, за исключением торцов, были вырезаны параллельно друг другу с помощью фрезерного и строгального станков. Окончательные размеры балок составили 100 мм в длину, 60 мм в ширину и 40 мм в толщину.

заключается в том, что это создает максимальный изгибающий момент вдоль растягиваемой поверхности образца, который распределяется по всей зоне (между двумя верхними точками нагружения). Цель состояла в том, чтобы позволить произойти растрескиванию в этой зоне и посмотреть, не является ли какая-либо структура трещин во льду местом зарождения трещины. При испытании на изгиб в трех точках максимальный изгибающий момент возникает непосредственно под единственной верхней точкой нагрузки, вдоль одной линии, а не по всей зоне.

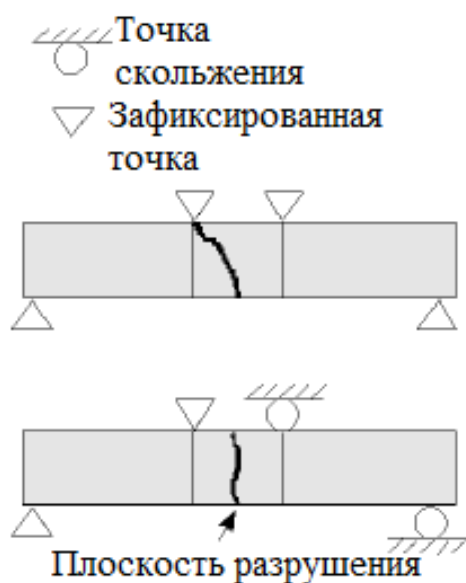


Рисунок 12 – Разница в режиме нагружения и то, как это влияет на разрушение балки. Верхний рисунок – 3 точки опоры. Нижний рисунок – 4 точки опоры.

Нагрузка в этих точках передается через цилиндрический стержень из алюминия со стальным сердечником, проходящим вдоль его оси (рис. 12). Цель такой конструкции - свести к минимуму трение, которое точки нагрузки оказывают на лед. Это препятствует деформации балки, для чего требуется очень небольшое горизонтальное смещение при изгибе. Неспособность учесть этот эффект может привести к образованию трещин, на которые в некоторой степени влияет режим нагружения. Перед испытаниями центральный участок вдоль нижней поверхности ледяного бруса (в зоне максимального изгибающего момента, где образец должен был сломаться) слегка расплавили с помощью

стеклянной пластины, которую затем нагрели до комнатной температуры. Цель этой операции состояла в том, чтобы выровнять или свести к минимуму рифления и другие неровности на этой поверхности, которые, возможно, служили местами зарождения трещин. Во время каждого испытания регистрировались время, перемещение, усилие и температура. Данные записывались с частотой 100 Гц. Скорость смещения во время испытания всех балок составляла 5 мм/сек. Это эквивалентно номинальной скорости деформации $1,2 \times 10^{-2} \text{ с}^{-1}$.

Прочность на изгиб (σ_f) определяется по формуле:

$$\sigma_f = \frac{3FD}{WT^2} \quad (17)$$

где F – пиковая сила, W – ширина балки, T – расстояние между внешними опорами, а D – расстояние между верхней точкой нагрузки и нижней точкой опоры.

По результатам испытаний среднее значение прочности составило 1.42 МПа, а стандартное отклонение – 0.25 Мпа.

Резюмируя описанное выше, стоит обратить внимание на полученную в ходе исследования классификацию дефектов. В структуре материала их можно разделить на три основные категории: воздушные пузырьки различных размеров и форм с предпочтительной ориентацией; плоские дефекты, которые представляют собой двумерную сеть пузырьков; редкие прожилки, отсутствующие в балках. Проведенные исследования свидетельствуют о том, что размер кристаллов и количество захваченного воздуха оказывают влияние на прочность льда: увеличение размера кристаллов и количество пузырьков приводит к снижению прочностных характеристик.

Однако стоит обратить внимание, что данные испытания проводили с использованием льда из айсберга. Известно, что его солёность может быть

намного ниже, чем у морского льда. Поэтому стоит обратить внимание на испытание морского льда с более высокой солёностью.

Мурдза, Шульсон и Реншоу в своей работе [57] провели в 2020 - 2021 гг. серию испытаний на морском льде. Эксперименты проводились с использованием обратной циклической нагрузки в диапазоне частот от 0.1 до 0.6 Гц и при температуре $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ на льду с двумя концентрациями соли: 3.0 ± 0.9 и $5.9\pm 0.6\%$.

Стоит обратить внимание, Мурдза, Шульсон и Реншоу сделали лёд самостоятельно в лабораторных условиях. Он был приготовлен в поликарбонатном резервуаре объемом 800 л. Для этого использовались растворы, которые замораживались в течение примерно 7 дней при температуре $-20\pm 0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Перед замораживанием на поверхность раствора наносили пресноводный лед в виде осколков диаметром 0.3-1 мм. В результате получились шайбы диаметром около 1 м и толщиной 0,3 м. Слабый нижний слой льда толщиной 7-10 см был удален, так как не играл значительной роли в поддержании нагрузки. Также был снят верхний слой, содержащий мелкие зерна. Солёность талой воды проверялась с помощью датчика YSI Pro30.

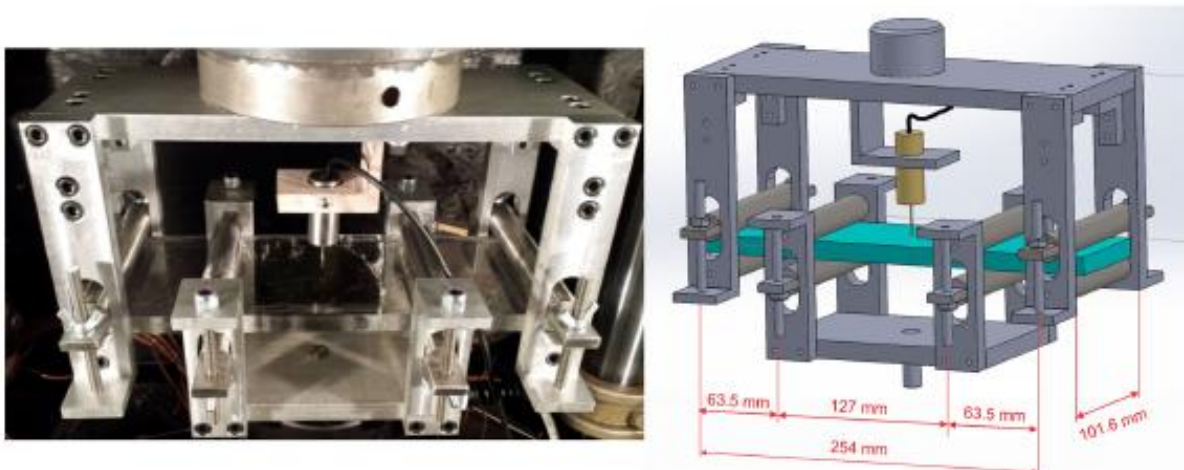


Рисунок 13 – Датчик для анализа воды от компании YSI модели Pro30.

Получившийся лед характеризуется столбчатыми зернами, ориентированными под углом примерно 15° к горизонтали, и имеет средний диаметр зерен от 2 до 7 мм. Как отмечают авторы лед похож по своей структуре на естественный однолетний морской лед. Образцы льда содержали как соляные карманы

субмиллиметрового размера, так и дренажные каналы сверхмиллиметрового размера, напоминающие естественный морской лед. Лед с меньшей соленостью ($3,0 \pm 0,9\text{‰}$) имел меньше дефектов обоих видов. Часть льда с более высокой соленостью ($5,9 \pm 0,6\text{‰}$) содержала каналы, размер которых был почти равен диаметру зерна. Как отмечают авторы [57] «при наблюдении за льдом в тонком сечении (~ 1 мм) невооруженным глазом были заметны четкие линейные беловатые образования, которые мы интерпретировали как группы взаимосвязанных рассольных карманов, вероятно, заполненных очень мелкозернистым льдом. Лед с более высокой соленостью проявлял большую часть этих характеристик, особенно в нижней части верхней шайбы, которая затвердевала последней. Мы полагаем, что эти свойства служили концентраторами напряжений, особенно в тех участках, которые проходили по ширине испытуемого образца, что ослабляло лед. Действительно, как станет очевидно, образцы, полученные со дна водоема с более высокой соленостью ($5,9 \pm 0,6\text{‰}$), имели относительно низкую прочность на изгиб».

После выращивания лед был нарезан на блоки размером примерно $0,1 \times 0,3 \times 0,2$ м. Блоки хранились в холодильнике при температуре $-10 \pm 0,5^\circ\text{C}$ на боку, чтобы минимизировать стекание рассола в течение 1-10 недель. Для испытаний образцы были изготовлены в виде тонких балок толщиной около 16 мм, шириной 85 мм и длиной 300 мм, и выдерживались при той же температуре не менее 24 часов. Ледяные балки подвергались изгибу при четырехточечной нагрузке с постоянной скоростью с использованием гидравлической системы (модель MTS 810.14), схема установки которой представлена на рисунках 14 (а) и 0 (б) и специальной четырехточечной рамы.



Рисунки 14 (а) и (б). Фотография и схема испытательной установки.

Основное напряжение σ_f на наружном волокне было рассчитано на основе соотношения:

$$\sigma_f = \frac{3PL}{4bh^2} \quad (18)$$

где P - приложенная нагрузка, а L - расстояние между внешней парой нагрузочных цилиндров, которое определяется геометрией устройства и составляет $L = 254$ мм, h – толщина ледяного блока (16 мм), b – ширина ледяного блока (85 мм).

На основании экспериментов по определению прочности на изгиб балок из соленого льда [57] толщиной около метра, можно выделить следующие ключевые выводы: прочность льда на изгиб после циклических нагрузок линейно зависит от амплитуды напряжения внешней среды. Увеличение трещин не является значительным фактором, влияющим продолжительность жизни льда. Также существует высокая изменчивость структуры и прочности льда, которую можно проследить через толщину образцов льда с более высокой соленостью ($5.9 \pm 0.6\%$).

Методы определения прочности льда на сдвиг

При оценке прочности ледяных образцов на сдвиг необходимо учитывать направление приложения нагрузки, аналогично тому, как это делается при анализе других прочностей. Это связано с тем, что сдвиг происходит легче, когда нагрузка приложена вдоль волокон (столбиков) льда.

Обобщенные данные по прочности льда на сдвиг в зависимости от температуры и солености можно найти в [52], а также приведены на рисунке . Они относятся к хрупкому разрушению образцов льда в форме прямоугольной призмы с поперечным сечением $0.05 \times 0.05 \text{ м}^2$, вырезанной так, что ее длинные ребра параллельны поверхности ледяного покрова, и при некотором «среднем» влиянии прочих факторов (структуры льда, его плотности, окружающей среды).

Значение прочности льда на срез/сдвиг рассчитывается по формуле:

$$\sigma_{1 \text{ срез}} = \bar{\sigma}_{\text{срез}}(t, S) \cdot a \cdot b \cdot c \cdot d \cdot f, [\text{МПа}] \quad (19)$$

где $\bar{\sigma}_{\text{срез}}$ - средний предел прочности малых³ образцов льда, a – коэффициент, учитывающий структуру льда; b – коэффициент, учитывающий плотность льда; c – коэффициент, учитывающий влияние среды, окружающей образец; d - коэффициент, учитывающий направление приложения нагрузки относительно ориентации структурных элементов льда; f – коэффициент, учитывающий влияние скорости нагружения образца.

«Значение коэффициента d , учитывающего направление приложения нагрузки относительно ориентации основных структурных элементов, следует принимать равным 1» [52]. Значение f , учитывающего влияние скорости нагружения образца, следует принимать равным 1 при $\dot{\sigma} > 0,05 \text{ МПа/с}$ ⁴.

³Малый образец кубической формы размером $L_1^3 = V_1 = 0,05 \times 0,05 \times 0,05 \text{ м}^3$

⁴ Данные относятся к хрупкому разрушению образцов льда типа А4.

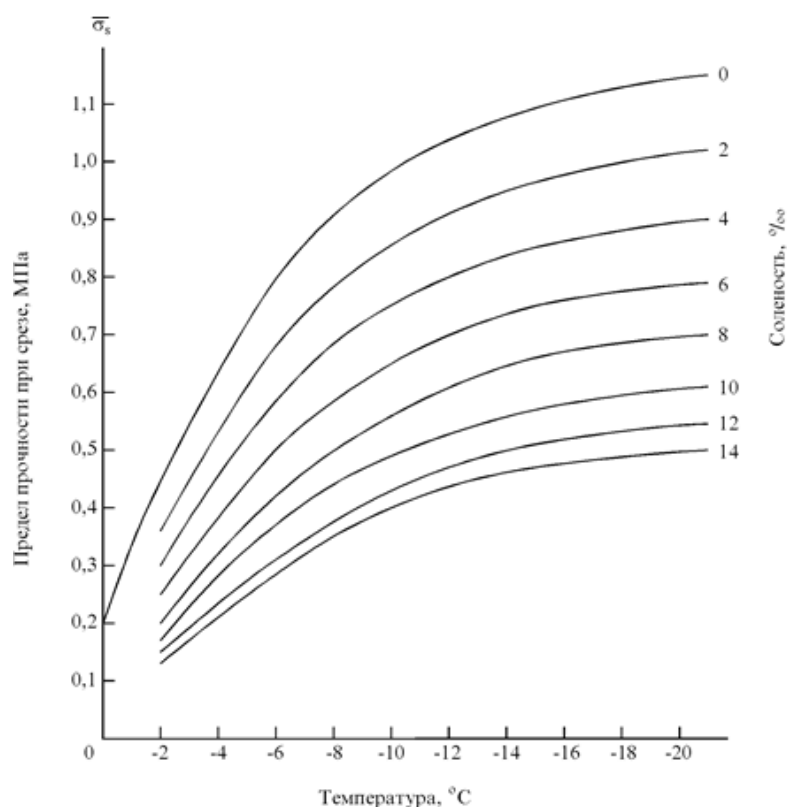


Рисунок 15 – Зависимость обобщенного предела прочности образцов морского льда при срезе от температуры для различной солёности при больших постоянных скоростях нагружения, приводящих к хрупкому разрушению образцов по данным работы [21].

Стоит обратить внимание и на более современные решения в области определения прочности на сдвиг морского льда. В работе китайских учёных Сяомин Чанг, Вэньхао Лю, Гуанью Цзоу, Иньке Доу, Янь Ли [51] представлен инновационный ультразвуковой метод, который позволяет эффективно измерять параметры пресноводного и морского льда при различных температурных режимах. В данном исследовании для измерения механических свойств используются образцы пресноводного и морского льда. Пресноводный лёд является чистым, а структура пресноводного льда проста, что позволяет лучше проверить возможность измерения механических параметров льда с помощью ультразвука. Образцы морского льда, использованные в лаборатории, были получены путем замораживания морской воды. По сравнению с морским льдом, полученным на месте в полярных регионах, образцы морского льда,

полученные в лаборатории, имеют меньшую пористость и большую плотность. Данные и результаты, полученные в ходе экспериментов в рамках данного исследования, могут подтвердить возможность измерения механических свойств морского льда с помощью ультразвука. Кроме того, система может осуществлять измерение механических параметров морского льда на месте. Основные формулы для расчета механических свойств образцов льда:

Модуль сдвига льда G :

$$G = pV_p^2 \quad (20)$$

где p – это плотность морского льда, V_p — это скорость продольной волны

Модуль Юнга:

$$E = \frac{pV_p^2}{V_p^2 - V_s^2} (3V_p^2 - 4V_s^2) \quad (21)$$

где V_s — это скорость поперечной волны.

Полученные результаты демонстрируют, что изменения температуры влияют на скорость ультразвуковых волн и механические характеристики льда, что открывает новые горизонты для автоматизированного мониторинга и анализа ледовых условий. Измерение механических параметров льда в основном зависит от традиционных механических испытаний, таких как испытание на одноосное сжатие и изгиб. Механические параметры, рассчитанные с помощью ультразвука, получились завышенными, чем в приведенных в [51] ссылках, но тенденция изменения температуры аналогична. Разница в механическом модуле между ультразвуковым измерением и традиционным тестированием в основном обусловлена погрешностью измерения плотности, и формула для расчета механических свойств образцов льда нуждается в обновлении в зависимости от свойств льда.

Система с экспериментальной установкой, представленная на рисунке 0, состоит из 6-8 пар ультразвуковых излучающих и принимающих зондов,

установленных на металлическом кронштейне с вертикальным расстоянием между зондами в 30 см. Контроллер и модуль дистанционной передачи данных размещены в герметичном буре на льду, защищенном изоляционным материалом из эпоксидной смолы. Управление системой осуществляется с помощью микропрограммируемого контроллера MSP430F5438A, который генерирует синусоидальные импульсные сигналы с частотой 1 МГц.

Сигналы передаются на ультразвуковой излучающий датчик, а затем принимаются соответствующим датчиком после прохождения через воздух, морской лед или морскую воду. Принятые сигналы обрабатываются с использованием схемы обработки сигналов, включая обнаружение выпрямления и фильтрацию, описанной более подробно в [51], и сохраняются под управлением микрокомпьютера.

Система позволяет в реальном времени определять механические параметры льда, такие как модуль Юнга, модуль сдвига и объемный модуль, а также измерять температуру льда с помощью встроенного датчика. Этот датчик позволяет наблюдать за температурным профилем льда от воздуха до его поверхности, что способствует получению данных для анализа механических свойств. Контроллер также управляет модулем удаленной передачи данных, обеспечивая связь между системой и береговым объектом. Питание системы осуществляется от криогенной батареи, что делает ее эффективной для работы в условиях низких температур.

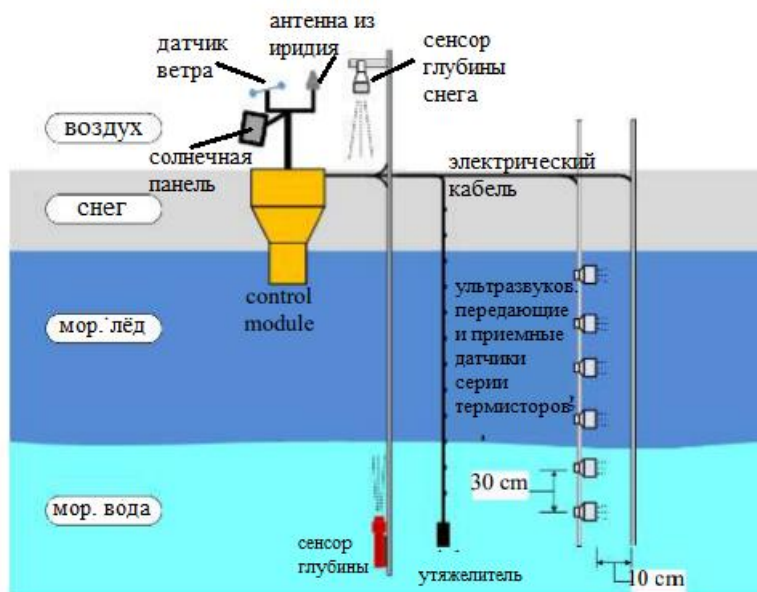


Рисунок 16 – Схема экспериментальной установки.

В данной статье представлен новый ультразвуковой метод для определения механических свойств льда, основанный на созданной испытательной системе, которая позволяет измерять образцы пресноводного и морского льда при температурных изменениях от 0°C до -30°C . Экспериментальные данные показали, что при понижении температуры скорость поперечной и продольной ультразвуковых волн в пресноводном льде увеличивается, а механические параметры, такие как модуль упругости и коэффициент Пуассона, также возрастают. При повышении температуры наблюдается обратная тенденция: скорости и механические свойства льда снижаются.

Для морского льда аналогичные изменения были зафиксированы, однако значения механических параметров, полученные ультразвуковым методом, оказались выше, чем при традиционном тестировании, что может быть связано с погрешностями в измерениях. Также были изучены характеристики затухания ультразвуковых волн, что позволяет получить данные о плотности льда и его механических свойствах.

Данное исследование открывает новые возможности для автоматического мониторинга механических параметров морского льда, что может быть полезно

для оценки ледовой обстановки и экологических условий в Северном Ледовитом океане и Антарктиде.

Методы определения прочности на одноосное сжатие

Далее будет приведён пример изучения образцов морского льда по методике, применяемой в ААНИИ в соответствии с [26, 55]. «Образцы льда <...> изготавливают в виде цилиндра или призмы. Для осуществления испытаний по направлению, перпендикулярному поверхности замерзания льда, обычно применяются керны, пробуренные на всю глубину ледяного покрова. Размеры образцов должны быть определённого размера – высота должна быть в 2.5 раза больше поперечника, а поперечник не менее чем в 10 раз превышал характерные размеры кристаллов льда» [26].



Рисунок 17 – Керноотборник «Kovacs Enterprise».

Из методики следует, что «Для проведения испытаний льда в направлении, параллельном поверхности намерзания, образцы изготавливаются из блока льда, выпиленного из ледяного покрова при помощи цепной бензопилы. <...> Чтобы извлечь блок из шурфа в его поверхность вкручиваются два ледошурупа, к которым привязывается фал» [55].



Рисунок 18 – Извлечение блока льда для эксперимента.

Затем блок размечается для бурения цилиндрических образцов. Далее на рисунке 19 показан процесс необходимо выбурить образцы цилиндрической формы из блока. Образцы будут направлены на испытания на одноосное сжатие, которые проводятся всегда перпендикулярно поверхности льда.



Рисунок 19 – Пример подготовка образцов льда в виде цилиндров из блока льда.

Из блока льда формируются образцы в форме призмы с помощью бензопилы для проведения испытаний. Образцы морского льда изготавливаются как в параллельном, так и в перпендикулярном направлениях относительно поверхности намерзания, для получения более точных результатов. Стандартные размеры образца составляют 10x10 см по поперечному сечению, а

высота достигает около 25 см. Процесс изготовления этих образцов представлен на рисунке 20.



Рисунок 20 – Подготовка образцов в виде призм из блока льда

Нам известно, что «Время нагружения образцов не должно превышать 10 с. При этом должна обеспечиваться скорость деформирования образца, равная примерно $3 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ для пресноводного льда и от $0,5 \cdot 10^{-4}$ до $3,0 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ для солоноводного.» [49].

Порядок проведения испытания образцов в прессах по методике: «образец устанавливается в пресс, и проверяется параллельность его верхней грани плоскости самого пресса. <...> Образец измеряется, после чего устанавливается на основание пресса. Если при испытании образцов деформация не измеряется, то нагружение образца производится до его разрушения (в случае необходимости время от начала приложения нагрузки до разрушения образца измеряется секундомером). Давление в гидравлических прессах контролируется по показаниям образцового манометра и датчика давления электрический сигнал с датчика давления, пропорциональный приложенной нагрузке, записывают через плату АЦП на ноутбук.» [26].



Рисунок 21 – Испытание на одноосное сжатие.

а – пресс ЛГК021, *б* – пресс ГП-2М.

Прочность при одноосном сжатии σ_c (Н/м²) находится:

$$\sigma_c = \frac{F}{S_0} \quad (22)$$

где F – разрушающая сила (Н), S_0 – площадь поперечного сечения образца (м²).

Данные измерений могут представляться в табличном и в графическом видах. На Рисунок 22 (а) и (б) в качестве примера приведены распределения прочности образцов льда при одноосном сжатии по толщине ледяного покрова для испытаний перпендикулярно и параллельно поверхности намерзания льда.

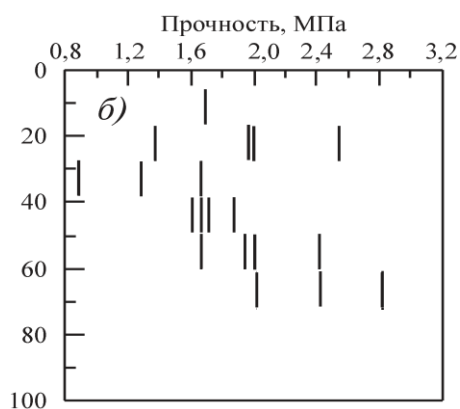
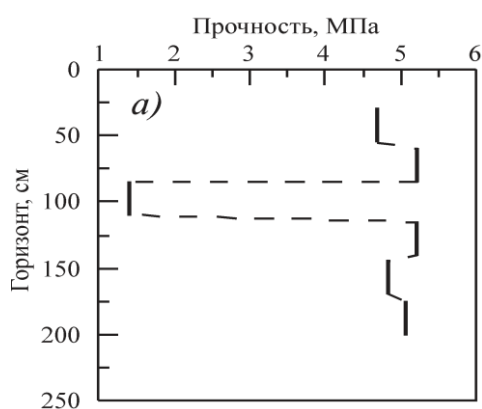


Рисунок 22 – Распределение прочности (МПа) образцов льда на одноосное сжатие по толщине ледяного покрова при приложении нагрузки перпендикулярно (а) и параллельно (б) поверхности намерзания.

Для исследования прочности морского льда используются различные формулы, позволяющие определить предел прочности образцов кубической и некубической формы в зависимости от температуры, солёности и других факторов. В дальнейшем будут изучены подходы к расчету предела прочности кубических и цилиндрических образцов льда, что обеспечит более точную оценку их реакции на нагрузку по методике [20].

Также для расчёта прочности морского льда на одноосное сжатие могут использоваться формулу:

$$\sigma_{1 \text{ сж}} = \bar{\sigma}_{\text{сж}}(t, S) \cdot a \cdot b \cdot c \cdot d \cdot f, [\text{МПа}]$$

где $\bar{\sigma}_{\text{сж}}(t, S)$ – средний предел прочности малых⁵ образцов льда; a – коэффициент, учитывающий структуру льда; b – коэффициент, учитывающий плотность льда; c – коэффициент, учитывающий влияние среды, окружающей образец; d – коэффициент, учитывающий направление приложения нагрузки относительно ориентации структурных элементов льда; f – коэффициент, учитывающий влияние скорости нагружения образца.

В данном случае значение⁶ предела прочности образца кубической формы размерами $0,05 \times 0,05 \times 0,05 \text{ м}^3$ при одноосном сжатии, определенных температуры и солёности, конкретном влиянии других факторов.

Второй вариант расчёта прочности на одноосное сжатие. «Значение предела прочности $\sigma_{2 \text{ сж}}$ образца льда кубической формы с размерами ребра L_2 , лежащими в диапазоне $0.04 \div 0.25 \text{ м}$, может быть получено с использованием выражения» [21]:

⁵Малый образец кубической формы размером $L_1^3 = V_1 = 0,05 \times 0,05 \times 0,05 \text{ м}^3$

⁶ 1 МПа $\cong$ 10 кГ/см².

$$\sigma_{2\text{ сж}} = \sigma_{1\text{ сж}} \sqrt{\frac{L_1}{L_2}}, \quad (24)$$

где $\sigma_{1\text{ сж}}$ – значение предела прочности образца льда, полученное из [20] ;
 $L_1 = 0,05$ м – длина ребра малого образца; L_2 – в метрах.

Третий вариант расчёта предела прочности $\sigma_{2\text{ сж}}$ образцов льда некубической формы (например, цилиндрических), компактных⁷, объемом V_2 до $0,25^3 \text{ м}^3 \cong 16 \cdot 10^{-3} \text{ м}^3$ может быть получено по формуле

$$\sigma_{2\text{ сж}} = \sigma_{1\text{ сж}} \cdot \left(\frac{V_1}{V_2}\right)^{\frac{1}{6}}, \quad (25)$$

где $\sigma_{1\text{ сж}}$ – значение предела прочности образца льда, полученное из [20];
 $V_1 = 0,05^3 \text{ м}^3 = 125 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3$ – объем малого образца; V_2 – в метрах кубических.

С инженерной точки зрения, результаты мелкомасштабных испытаний необходимо расширить, чтобы определить прочность ледяных покровов в крупных масштабах. Основываясь на мелкомасштабных испытаниях на прочность, Тимко и Фредеркинг [25] предложили теорию для оценки прочности при одноосном сжатии в больших масштабах с использованием пористости и скорости деформации. Они разделили ледяной покров на девять слоев сверху донизу и определили прочность каждого слоя по его средней температуре, солёности и плотности (рисунок 23):

⁷ Под компактными понимаются образцы, у которых отношение высоты к линейному размеру поперечного сечения составляет $1 \div 3$.

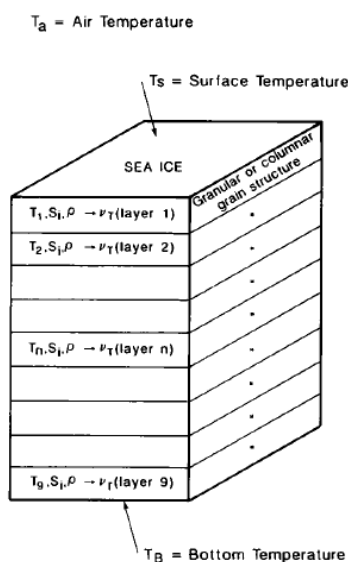


Рисунок 23 – Схематическая иллюстрация, показывающая модель морского ледяного покрова и процесс разработки модели.

Затем прочность всех слоев была усреднена, чтобы получить прочность ледяного покрова на одноосное сжатие. Затем они сравнили рассчитанную прочность морского льда с прочностью, измеренной в ходе крупномасштабных полевых испытаний, и получили отличное соответствие между двумя методами.

Цинкай Ванга, Чжицзюнь Лиа, Руйбо Лейб, Пэн Луа, Хунвэй Хан [46] из китайских научно-исследовательских институтов продолжают развивать эту теорию. Они провели серию экспериментов на одноосное сжатие в 2012 и 2014 г. в рамках экспедиций CHINARE-2012 и CHINARE-2014. Цель их научной работы – представить механические свойства летнего морского льда в Арктике в условиях быстро меняющихся арктических условий. Цель также состоит в том, чтобы расширить результаты маломасштабных испытаний для определения прочности ледяных покровов в крупных масштабах в соответствии с теорией, предложенной Тимко и Фредеркингом [25]. С учетом этих целей данная статья состоит из двух основных частей: измерения физических свойств льда в полевых условиях и лабораторные испытания на прочность при одноосном сжатии. В разделе 2 приводится описание полевых

измерений и механических испытаний. В разделе 3 представлены результаты измерений физических и механических свойств льда. В разделе 4 дается мера-исправление ошибок, сравнительное обсуждение и масштабирование небольших результатов. Наконец, в разделе 5 представлены выводы.

Исследования были посвящены арктическому морскому льду в сезон таяния, когда температура льда выше точки фазового перехода рассола. Он в свою очередь вытекает достаточно обширно в части выше уровня воды, и большая часть высохших отложений рассола вытесняется воздухом, что приводит к относительно более высокой температуре. Это приводит к тому, что в ячейках увеличивается содержание воздуха и тем самым уменьшается прочность морского льда. В данном случае исследователи используют для описания характеристик механических свойств морского льда с повышенной температурой пористость, которая определяется как отношение общего объема рассола и воздуха к общему объему льда, а не только к объему рассола. По мере того, как температура в арктическом регионе повышается, возникает ряд последствий для арктического морского льда. Поскольку данные исследования потенциально полезны для навигации в Арктике, необходимо произвести параметризацию, которая позволит соотнести прочность арктического морского льда на одноосное сжатие со скоростью деформации и пористостью. Это может быть использовано для оценки естественной прочности морского льда от внутренней пористости льда.

Во время Китайских национальных арктических экспедиций в 2012 и 2014 годах (CHINARE-2012 и CHINARE-2014), натурные измерения ледяного покрова исследования физических свойств проводились в Арктическом бассейне, а прочность образцов льда на одноосное сжатие определялась в бортовой холодной лаборатории.

Вертикальные ледяные керны извлекались с помощью керноотборника диаметром 90 мм. Исследователи в [46] так описывают изъятие проб «После извлечения ледяного керна сразу же была измерена температура льда, чтобы

избежать влияния температуры окружающего воздуха. Отверстия были просверлены с интервалом в 10 см по всей длине ледяного керна с помощью небольшой электрической дрели. Соленость льда измерялась с помощью другого ледяного керна, который был разрезан на сегменты длиной 10 см сверху донизу ручной пилой сразу после извлечения. Затем эти кусочки льда были упакованы в пластиковые бутылки и доставлены обратно на судно. Для измерения солености после таяния участков льда использовался солемер. Ледяные керны доставлялись в бортовую холодную лабораторию, один из них разрезался ленточной пилой на цилиндры длиной 10 см. Каждый цилиндр размером 9×10 см был измерен и взвешен для определения плотности с помощью штангенциркуля и цифровых весов. Затем эти цилиндры были разрезаны на два кубика размером $0.04 \times 0.04 \times 0.04$ м, которые были измерены и снова взвешены. Средняя плотность цилиндра и кубиков считалась реальной плотностью каждого цилиндра. Точность весов составила 0.01 г». Измерение структуры кристаллов льда в лаборатории проводились в холодной лаборатории при температуре окружающей среды -15°C . С помощью ленточной пилы ледяную сердцевину экспериментаторы разрезали на прямоугольные пластины длиной 5-10 см и толщиной 1 см. Затем эти пластины примораживали к листам стекла при температуре чуть выше 0°C . Равномерная тонкая водяная пленка, образовавшаяся между пластиной льда и стеклом, позволила им сморозиться и не подвергаться повторной кристаллизации. После надежного закрепления пластины льда были соструганы с помощью рубанка до толщины менее 1 мм. Затем эти срезы были помещены на универсальную подставку для наблюдения за структурой льда в поляризованном свете.

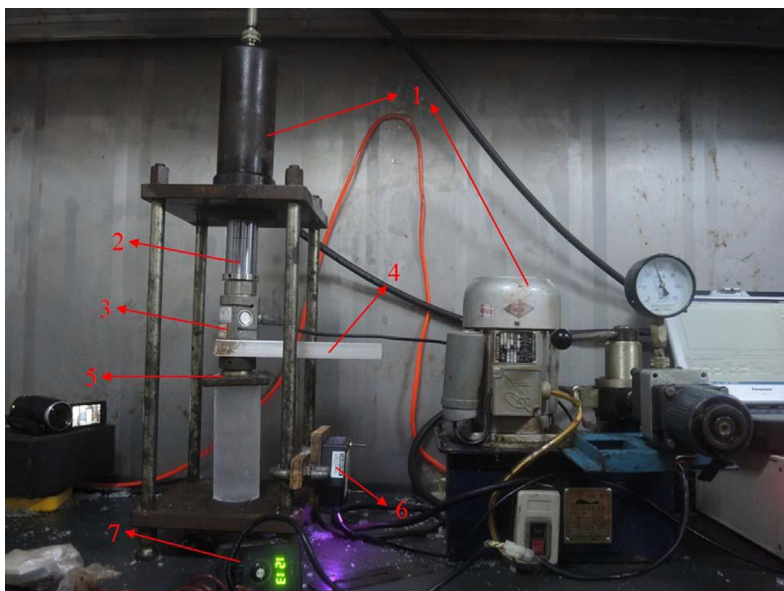


Рисунок 24. Установка для испытания ледяных кернов: (1) гидравлический насос; (2) прижимной поршень; (3) датчик силы; (4) алюминиевая пластина; (5) прижимная пластина; (6) лазерный датчик перемещения; (7) преобразователь частоты.

Установка для испытания на одноосное сжатие приводилась в действие гидравлическим насосом. Датчик силы (максимальное значение 50 кН, точность 25 Н) был установлен между стальным поршнем и прижимной пластиной. С его помощью регистрировалось и время нагружения. К прижимному поршню была прикреплена алюминиевая пластина для отражения лазерного луча от датчика перемещения. Датчик силы и лазерный датчик перемещения регистрировали синхронно, когда пресс начинал работу. Для управления скоростью нагружения использовался частотный преобразователь.

О хранении образцов [46]: «Все образцы льда хранились в холодильной лаборатории при температуре -15°C . Рекомендуемые размеры однородного стандартного образца для одноосного сжатия составляют 7 см в диаметре и 17,5 см в длину. После измерения плотности льда и кристаллической структуры оставшиеся ледяные керны были разрезаны на грубые цилиндры с ленточной пилой длиной 20 см. Для обеспечения округлости и прямолинейности диаметр черновых образцов был уменьшен с 9 см до 7 см с помощью ручного токарного

станка. Затем оба конца образцов были обрезаны, чтобы устранить любые первоначальные повреждения, и каждый образец был распилен на длину 17,5 см с помощью ленточной пилы. Наконец, торцевые поверхности были выровнены с помощью бритвы для заточки, при этом были приняты меры к тому, чтобы они оставались плоскими и параллельными, проверяя их с помощью квадратной линейки. Образцы хранились в термотанке при температуре, соответствующей температуре испытания, до проведения испытаний».

В Арктике во время экспедиций CHINARE-2012 и CHINARE-2014 были проведены натурные измерения физических свойств льда и испытания на одноосное сжатие. Морской лед в Северном Ледовитом океане в период таяния имел относительно высокую температуру и низкую соленость. Температура льда снижалась с увеличением глубины от -0.2°C до -1.2°C . Соленость льда увеличивалась с увеличением глубины, но оставалась менее 4.0%. Плотность льда колебалась от 600 кг/м^3 до 980 кг/м^3 . По результатам исследования арктического льда, авторы заключили, что он имеет максимальную прочность при переходе от пластичного к упругому режиму деформации. Пористость морского льда является одним из параметров, влияющим на прочность при одноосном сжатии, и между ними предложена степенная зависимость. Совокупность влияния пористости и скорости деформации, прочность образцов льда на одноосное сжатие может быть выражена кусочными функциями в пределах каждого режима скорости деформации. Предел прочности ледяных образцов на сжатие по вертикали в экспедициях 2012 и 2014 годах составлял от 2.16 до 2.95 МПа. Такой результат, возможно, был вызван ускоренным таянием морского льда летом в Арктике. Таким образом, данная параметризация может быть полезна для оценки прочности морского льда.

Шуньин Цзи, Сяодун Чэнь и Аньлян Ван [33] из китайских научно-исследовательских институтов также проводили испытания морского льда на одноосное сжатие в 2019 г. в районе Бохайского моря, Китай. Нагрузки

прикладывались как горизонтально (параллельно поверхности намерзания, так и вертикально (перпендикулярно поверхности намерзания) с различными скоростями деформации. Авторы заключили, что при одноосном сжатии наблюдались два вида разрушений: пластическое разрушение при низких значениях скорости деформации и хрупкое разрушение при высоких значениях скорости деформации. Вид разрушения морского льда, зависит и от направления загрузки. При низких значениях скоростей деформации (пластическое разрушение) образцы морского льда начинали деформироваться из-за образования трещин на краях при горизонтальной нагрузке. Также образцы подвергались пластическому разрушению из-за растрескивания, начиная с одного конца образца, при вертикальной нагрузке. Такой вид деформации вызван скольжением границ зерен при горизонтальной нагрузке и из-за разрушения зерен и прогиба кристаллов при вертикальной нагрузке. При высоких значениях скорости деформации (хрупкое разрушение при сжатии) образцы морского льда разрушались сдвигом при горизонтальной нагрузке и растрескиванием всего образца при вертикальной нагрузке. Значения скорости деформации в зоне хрупко-пластичного перехода примерно в десять раз выше при вертикальной нагрузке. Авторы отмечают, что «Столбчатая структура морского льда делает его механически анизотропным. По некоторым исследованиям известно, что направление нагрузки может приводить к различным типам разрушения и, как следствие, к анизотропному поведению. Тем не менее, <...>, очень мало известно о механизме, лежащем в основе процесса разрушения, вызванного направлением нагрузки. Для морского льда, образовавшегося в одинаковых условиях, характер его разрушения может варьироваться от пластичного до хрупкого при повышении скорости деформации до критического уровня» [33]. Это очень важно отметить, поскольку прочность льда на сжатие является важнейшим параметром при проектировании морских сооружений в холодных регионах. Переход от хрупкой к пластичной деформации, можно понимать, как разницу между релаксацией напряжения и распространением трещин. Релаксацию можно

объяснить сдвигом по границам ячеек. Изоляция ячеек может увеличить общую прочность на сжатие и изменить переход от хрупкой к пластической деформации за счет снижения концентрации напряжений. Зарождение трещин также может быть спровоцировано внутренними дефектами в соленом льду, а не смещением границ ячеек в пресноводном льду в результате включения соляного раствора. Следовательно, на переход влияют как изолированность ячеек в морском льду, так и пористость в целом. Авторы так описывают свои цели исследований «Данное исследование имеет две основные цели: во-первых, исследовать влияние направления нагрузки на характер разрушения и прочность при сжатии, $\langle \dots \rangle$, а во-вторых, установить изменение перехода от хрупкой деформации к пластичной при различных направлениях нагрузки» [33]. Термодинамические и динамические характеристики морского льда варьируются в зависимости от местоположения, а его механические свойства также зависят от условий окружающей среды. В рамках данного исследования полевые эксперименты проводились в северо-восточном районе Бохайского моря (залив в северо-западной части Жёлтого моря, Китай). Соленость поверхностной морской воды для Бохайского моря составляет 28-30‰, в то время как общая солёность Жёлтого моря составляет около $33.2 \pm 0.3\text{‰}$.

Еще один метод исследований образцов морского льда при сжатии [33]. Образцы для испытаний при горизонтальном нагружении выпиливались из ровного ледяного покрова толщиной 22 ± 2 см. Размер образцов $107 \times 50 \times 50$ мм. Анализ тонких срезов в данном исследовании показал, что лед имеет типичную столбчатую структуру с диаметром зерен 0.8-1.5 см. Длина и ширина образцов льда примерно в 10.5 раз больше диаметра зерен. Температура морского льда, оказалась наиболее сложным параметром для контроля во время всех полевых испытаний, поскольку она меняется, как только образцы морского льда извлекаются. Некоторые исследователи предпочитают проводить испытания сразу после бурения, когда температурный градиент образцов еще может сохраняться. В этом исследовании авторы позволили льду достичь

температуры, равной температуре окружающего воздуха, чтобы все образцы были протестированы при одинаковой температуре. Температура образцов морского льда измерялась после каждого испытания. Профиль солёности ровного льда имел типичную С-образную форму и варьировался от 4.3 до 9.2‰. Пробы, использованные для тестирования, были взяты из центрального слоя ровного льда, и их солёность составляла от 5.5 до 7.4‰.

В ходе каждого испытания деформация и сжимающая сила измерялись одновременно с помощью потенциометра и тензометрического датчика. Частота записи данных составляла 300 Гц как для нагрузки, так и для смещения. Относительная деформация выражается соотношением между смещением пластины и начальной длиной образца и может быть записана в виде:

$$\varepsilon_{nom} = \frac{d}{L_i} \quad (26)$$

где ε_{nom} - относительная деформация; d - смещение плиты, а L_i - начальная высота образца морского льда.

Относительная скорость деформации определяется следующим образом:

$$\varepsilon_n = \frac{v}{L_i} \quad (27)$$

где ε_n - относительная скорость деформации, а v - скорость перемещения пластины. Таким образом можно сказать, что относительная скорость деформации – это отношение скорости перемещения пластины к начальной длине образца. Без установки датчика перемещения на образец морского льда полевой эксперимент может быть завершён за короткий промежуток времени. В этой ситуации температура образца морского льда может быть относительно постоянной в течение одного испытания. Однако такое упрощение приводит к некоторым ошибкам. Во время испытания на одноосное сжатие напряжения на двух концах образцов представляют собой комбинацию трения льда о пластину и сжатия. Обычно деформация внутри образца измеряется с помощью

дополнительного датчика сдвига, прикрепленного непосредственно к поверхности льда. Из-за неправильной установки датчика, сложное напряженное состояние в зоне контакта пластины со льдом не учитывалось. В дополнение во время полевых испытаний температура воздуха постоянно изменялась. Значения деформации и её скорость рассчитывались исходя из смещения загрузочных плит. Они менее точны, чем прямые измерения с помощью датчиков. Эти различия могут привести к некоторой ошибке в определении от хрупкой к пластичной деформации скорости перехода. Другой важной проблемой является влияние жесткости системы. В процессе нагружения установка может деформироваться и, следовательно, влиять на определение деформации и скоростей деформирования. Установка для нагружения намного прочнее образцов льда. Исходя из этого значения, истинная скорость перехода от хрупкой к пластичной деформации получилась несколько ниже.

В выводах по своей работе авторы пишут, что «При низких скоростях деформации концентрация напряжений может быть снижена за счет релаксации, и дефекты могут не полностью перерасти в трещины. Макромасштабные свойства льда могут проявляться в виде расширения и расслоения в зависимости от направления нагрузки. Если скорость деформации достигает критического значения, дефекты увеличиваются и превращаются в трещины. В конце концов, крупномасштабные трещины распространяются по образцу льда и приводят к разрушению. Во время роста льда рассол и воздух часто задерживаются на границах зерен» [33]. Таким образом, в результате исследований китайских коллег мы понимаем, что трещины, образуются на границах ячеек. При развитии трещин, как правило, предпочтительными являются границы ячеек с воздухом или рассолом. Таким образом, характер разрушения и, как следствие, прочность зависят от относительного направления нагрузок и границ ячеек (ряда включений в образце морского льда).

По результатам исследований приведённых выше можно сделать вывод, что морской лед может разрушаться при данной постановке эксперимента в пластичном или упругом режимах при обоих направлениях нагрузки в зависимости от относительной скорости деформации. Однако процессы разрушения протекают по-разному при разных направлениях нагрузки. При пластическом разрушении морской лёд деформируется в результате разрушения границ ячеек при вертикальной нагрузке и скольжения границ этих самых ячеек при горизонтальной нагрузке. При хрупком разрушении образцы разрушались из-за сдвига вдоль границы включений при горизонтальной нагрузке, а при вертикальной нагрузке происходила сквозное растрескивание волокон с ячейками. При тех же условиях морской лед имеет более низкую относительную скорость деформации при вертикальном нагружении, чем при горизонтальном. Механизм образования трещин в образцах морского льда имеет важное значение для определения вида разрушения льда и прочности на сжатие.

Описание районов проведения исследований

Научно-исследовательский стационар «Ледовая база Мыс Баранова».

Научно-исследовательский стационар (НИС) «Ледовая база Мыс Баранова». Научно-исследовательская полевая стационарная база ААНИИ была открыта в 1986 г. на о-ве Большевик и по сей день является одним из важнейших станций для проведения комплексных исследований ледяного покрова. В 1991 г. станция была законсервирована. В 2013 г. на ее базе был создан Научно-исследовательский стационар [59].

Стационар находится на берегу пролива Шокальского вблизи мыса Баранова (рисунок 25). Пролив имеет глубину до 350 м и ширину 40 км. В проливе образуется однолетний морской дрейфующий и припайный лед. В бухтах и фьордах в отдельные годы наблюдаются двухлетние льды. В проливе наблюдаются многочисленные сидящие на грунте и дрейфующие айсберги. Температура воздуха зимой находится в пределах -25 до -45 °С, летом – от 0 до 4 °С.



Рисунок 25 – Карта о-ва Большевик архипелага Северная Земля [59].

Дрейфующая станция «Северный полюс – 41»

Дрейфующая станция «Северный полюс – 41» была открыта 2 октября 2022 г. в координатах 82°38' с.ш. 155°32' в.д. Размеры ледяного поля равнялись примерно 6×6 км. Само поле являлось сморозью ровных льдин примерно одной толщины. Средняя толщина льда была 100 см.

В конце ноября произошло разрушение ледового лагеря, стабилизация ледовой обстановки наступила только во второй декаде декабря. Процессы трещинообразования в ледовом лагере повторилась в феврале 2024 г.

Дрейфующая станция «Северный полюс – 41» является первой российской длительной дрейфующей станцией, работа которой сопровождалась дрейфом научно-экспедиционного суда – ледостойкой платформы (ЛСП) «Северный полюс».

Со дня открытия до окончания работ на первой льдине 10 августа 2023 г. дрейфующая станция «Северный полюс – 41» преодолела расстояние 1650 морских миль, генеральный дрейф составил 752 морские мили по направлению 275° [60]. На рисунке 26 приведена схема дрейфа первой льдины дрейфующей станции «Северный полюс – 41».

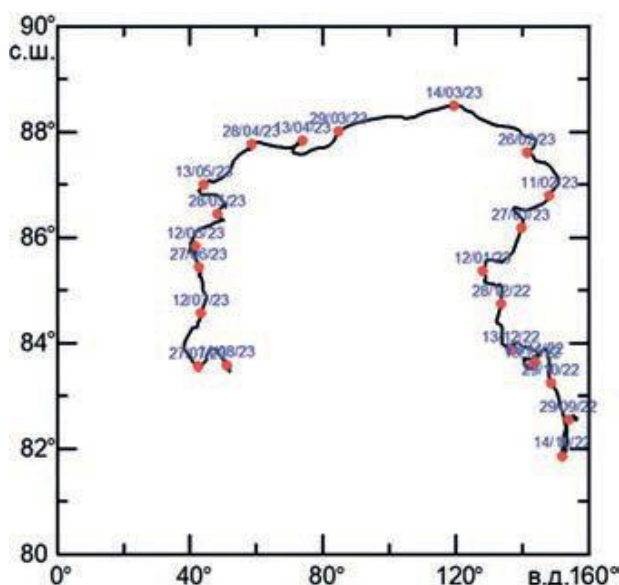


Рисунок 26 – Схема дрейфа станции «Северный полюс – 41» в период с 30 сентября 2022 года по 21 августа 2023 года [60].

«Международная круглогодичная экспедиция MOSAiC (Multidisciplinary drifting Observatory for the Study of Arctic Climate — многопрофильная дрейфующая обсерватория по изучению изменений климата) работала в 2019–2020 гг. Руководил экспедицией Центр морских и полярных исследований Гельмгольца (АВИ). Основная цель экспедиции — исследование климатических процессов в Центральной Арктике. Это необходимо для уточнения глобальных моделей климата и климатических прогнозов» [61]. Дрейф экспедиции MOSAiC начался 16 октября 2019 г. в точке с координатами 85°10' с.ш. и 132°77' в.д. Вокруг ледокола «Поларштерн» (АВИ, Германия), на котором осуществлялся дрейф, был разбит ледовый лагерь. На рисунке 27 представлена схема ледового лагеря экспедиции. Отбор образцов для исследования физик-механических свойств снега и льда проводился керноотборниками Kovacs на однолетнем и двухлетнем ровном льду в 1.5 км от ледокола «Поларштерн».

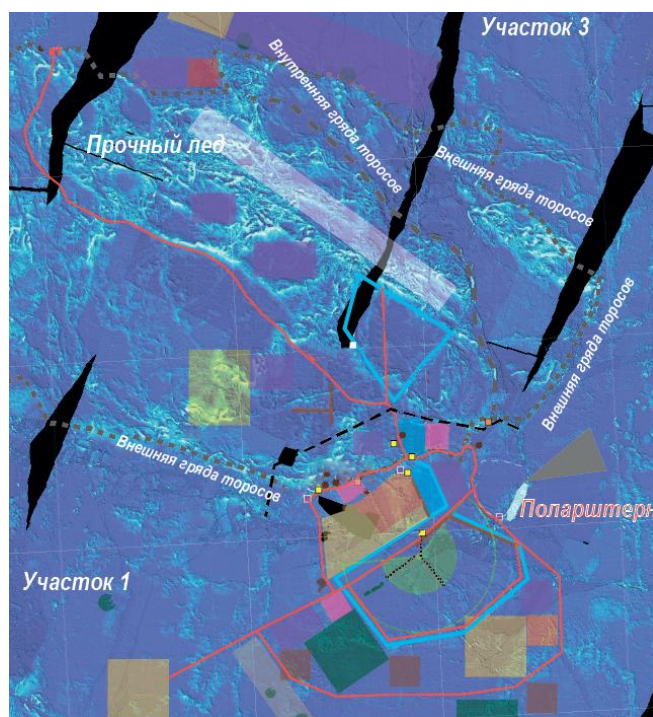


Рисунок 27 – Схема ледового лагеря экспедиции MOSAiC до крупномасштабных подвижек льда [61]

По плану предполагалось разделить экспедицию на 6 этапов и провести пять ротаций составов. В силу различных обстоятельств количество этапов сократилось до пяти. На четвертом этапе льдина базового лагеря экспедиции стала разрушаться. Было принято решение после четвертого этапа перебазироваться на новую льдину.



Рисунок 28 – Схема нового ледового лагеря на 5-м, заключительном этапе.

Полученные результаты

Физические свойства морского льда

В данной главе представлены графики, иллюстрирующие физические свойства морского льда. Графики демонстрируют изменения трех ключевых показателей морского льда: температуры, солёности и плотности, измеренных на различных горизонтах. Данные были собраны в разные годы и из различных точек, что позволяет получить более полное представление о динамике этих параметров. Первая точка — дрейфующая станция Северный Полюс – 41 (далее по тексту СП-41), вторая — экспедиция международная круглогодичная экспедиция MOSAiC (далее экспедиция MOSAiC) и третья — научно-исследовательский стационар «Ледовая база Мыс Баранова». Важно отметить, что представленные данные носят иллюстрационный характер и предназначены для демонстрации методов измерения физических свойств морского льда, а не для анализа корреляции между значениями, ведь данные получены в разных точках в разные годы. Каждый из графиков отражает уникальные условия и особенности, присущие конкретной локации и времени, что подчеркивает разнообразие факторов, влияющих на состояние морского льда. Данные по температуре, солёности и плотности были собраны только за период с января по май, но за разные годы: январь - май 2020 года в случае экспедиции MOSAiC, январь - май 2023 года в случае ЛСП Северного полюса - 41 и январь - май 2025 года в случае НИС «Ледовая база мыс Баранова».

Температура

В данной части представлены графики, иллюстрирующие изменения температуры морского льда за период с января по май в разные годы: 2020 (для экспедиции MOSAiC), 2023 (для СП-41) и 2019 (для НИС «Ледовая база Мыс Баранова»). Графики демонстрируют динамику температурных изменений, отражая уникальные условия каждого года в конкретной области, где проводилась та или иная экспедиция. Данные были получены по методике, разработанной Арктическим антарктическим научно-исследовательским

институтом на основе [5519, 47, 55, 56]. В данной части представлены графики с распределением температуры с января по февраль, данные с марта по май находятся в Приложении 1.

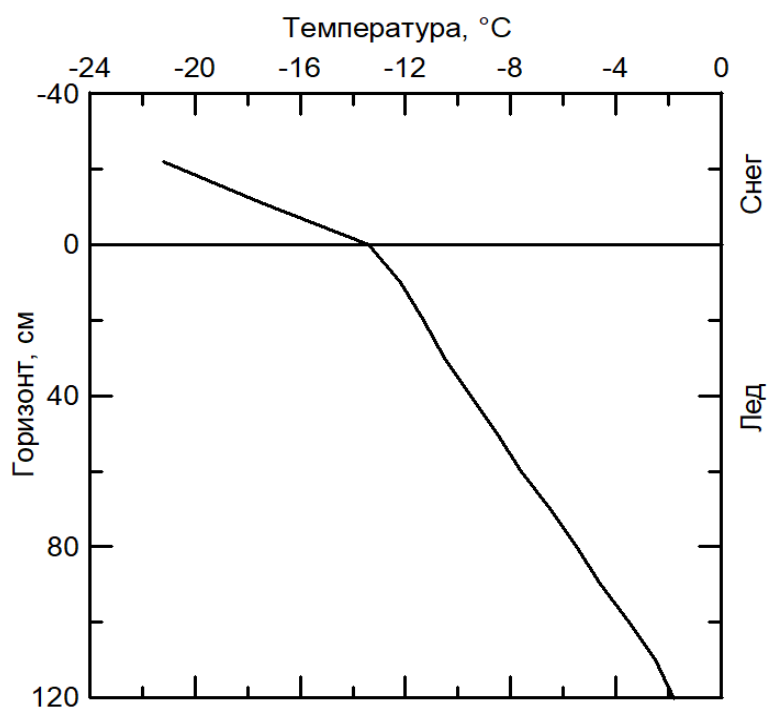


Рисунок 29 – Температурный профиль за 21.01.2023г полученные в СП-41.

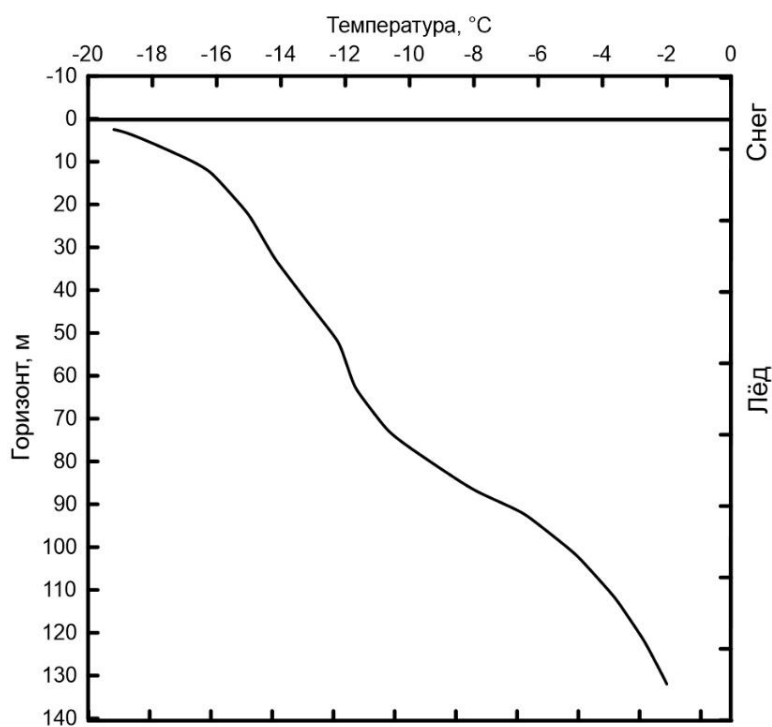


Рисунок 30 – Температурный профиль за 13.01.2020 г. полученные в экспедиции MOSAiC.

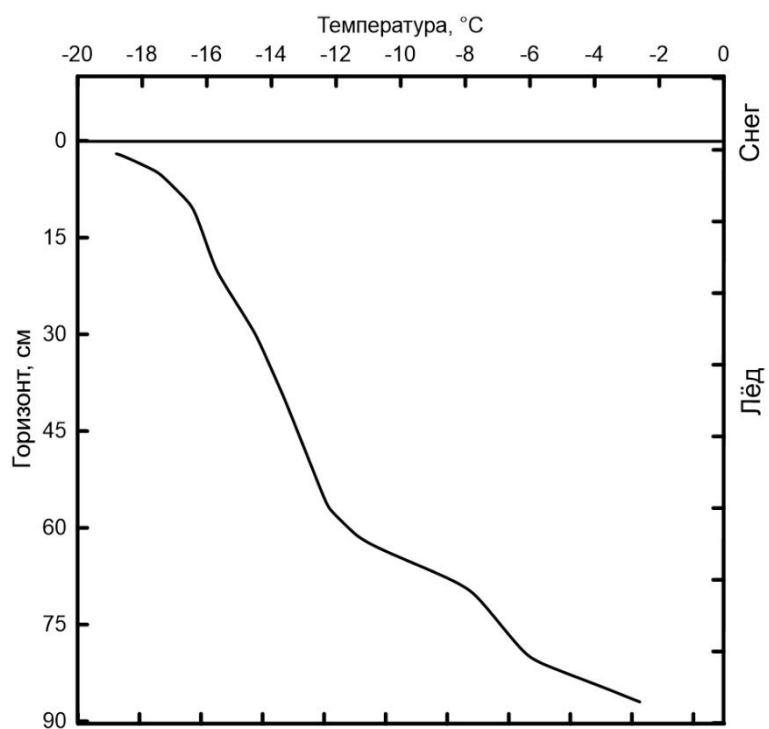


Рисунок 31 – Температурный профиль за 20.01.2019 г. полученный с НИС «Ледовая база Мыс Баранова».

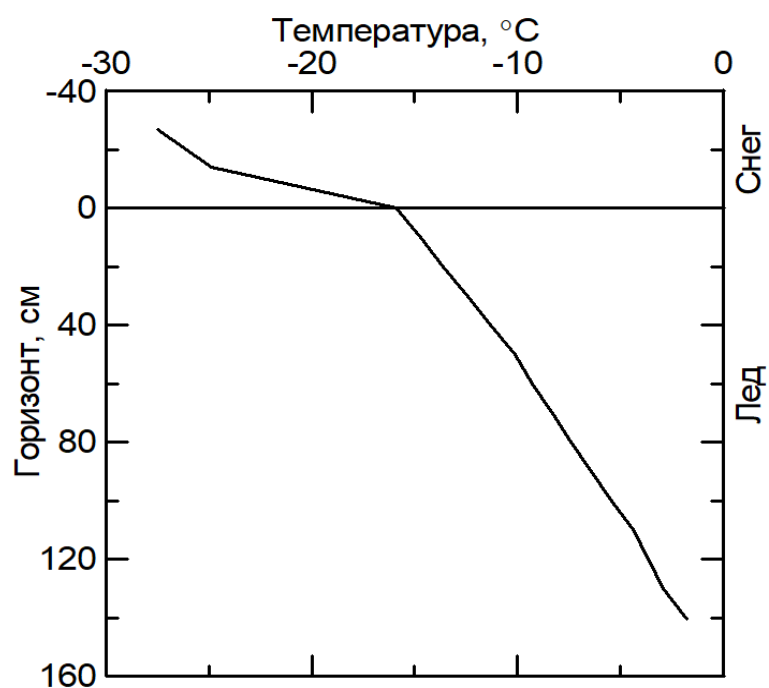


Рисунок 32 – Температурный профиль за 13.02.2023г полученные в ходе СП-41.

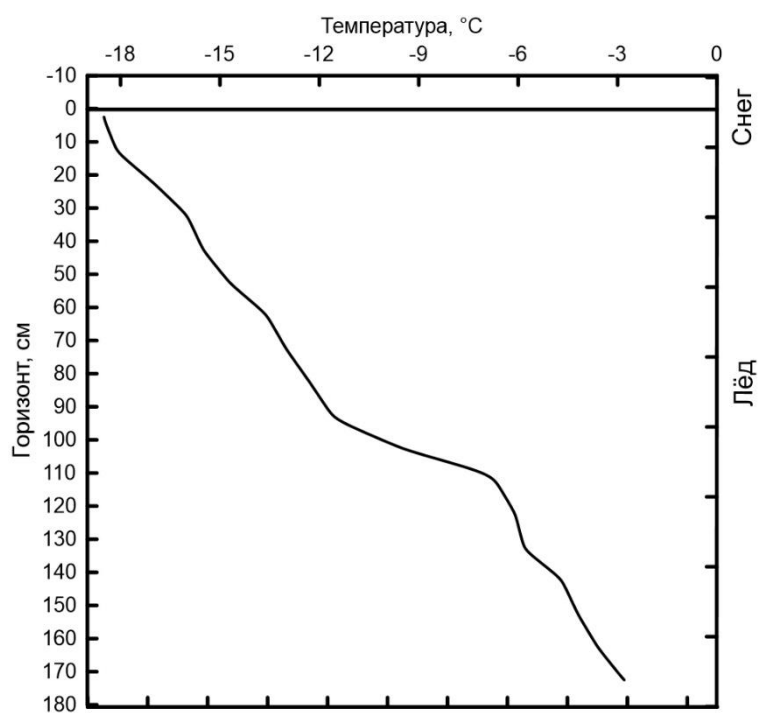


Рисунок 33 – Температурный профиль за 17.02.2020 г. полученные в экспедиции MOSAiC.

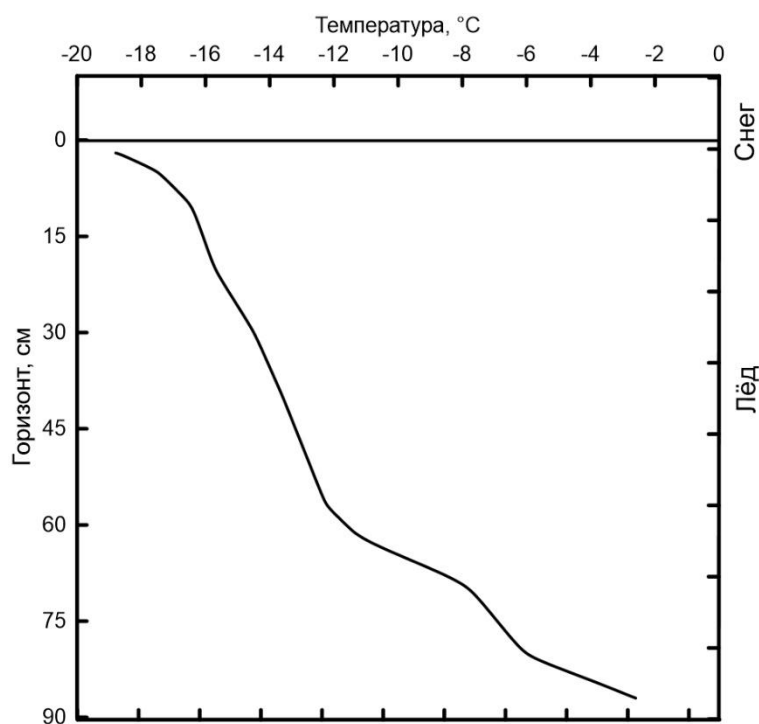


Рисунок 34 – Температурный профиль за 14.02.2019 г. полученный с НИС «Ледовая база Мыс Баранова».

Солёность

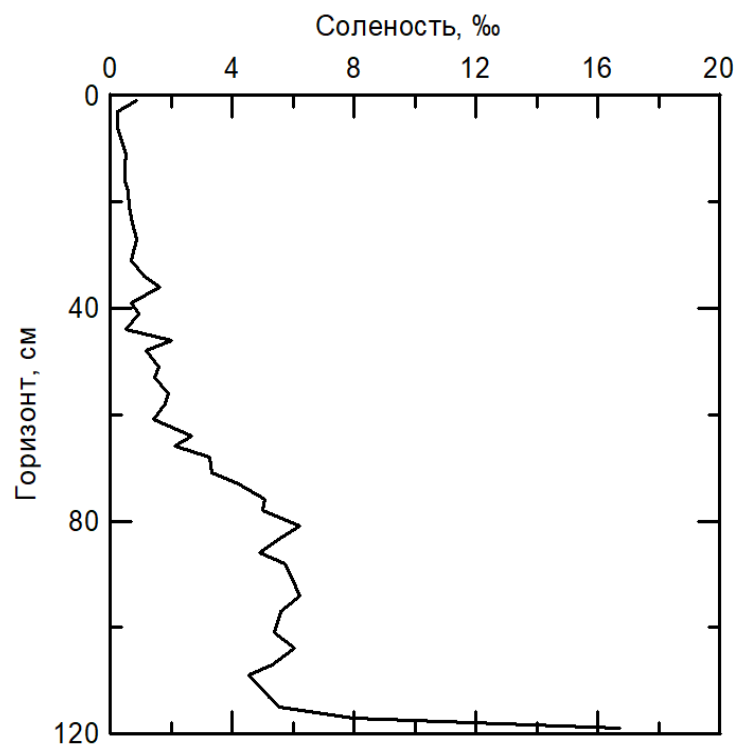


Рисунок 35 – Профиль солёности за 21.01.2023г. полученные в ходе СП-41.

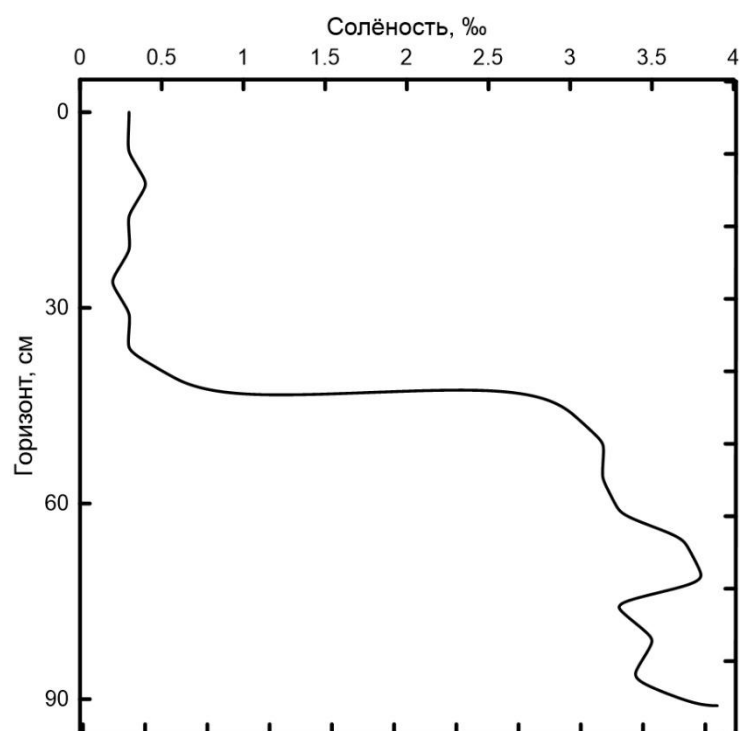


Рисунок 36 – Профиль солёности за 13.01.2020г. полученные в ходе экспедиции MOSAiC.

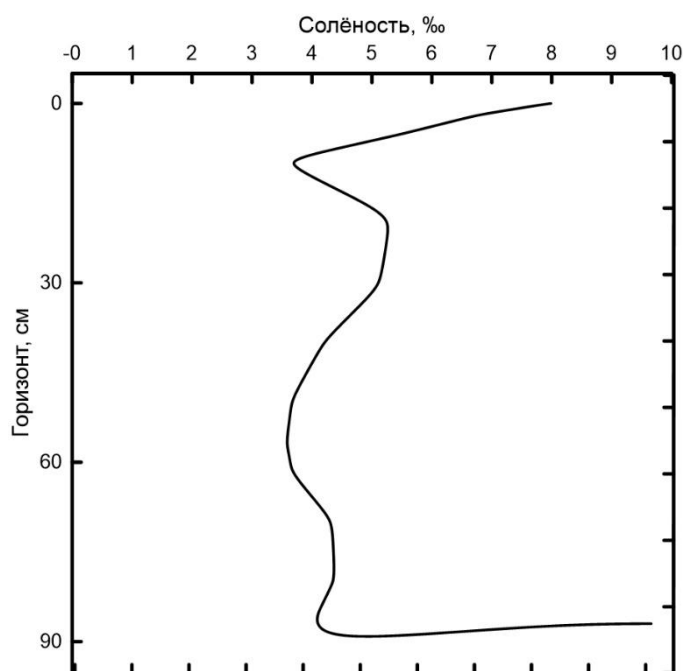


Рисунок 37 – Профиль солёности за 20.01.2019г. полученные с НИС «Ледовая база Мыс Баранова».

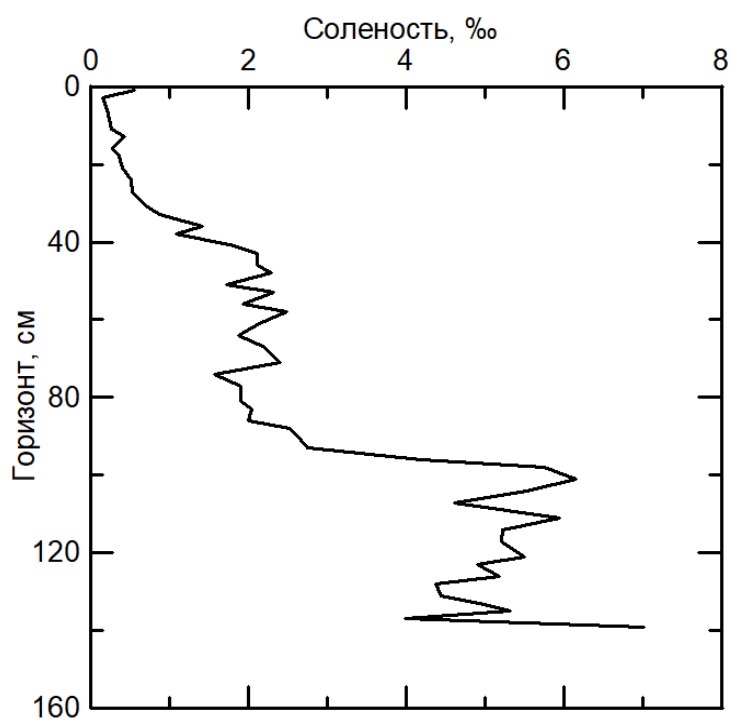


Рисунок 38 – Профиль солёности за 13.02.2023г. полученные в ходе СП-41.

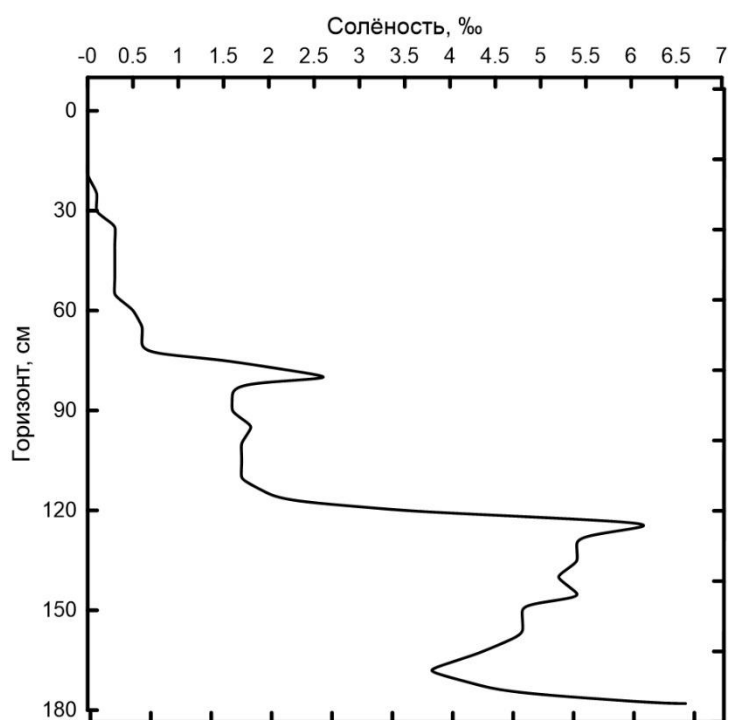


Рисунок 39 – Профиль солёности за 17.02.2020г. полученные в ходе экспедиции MOSAiC.

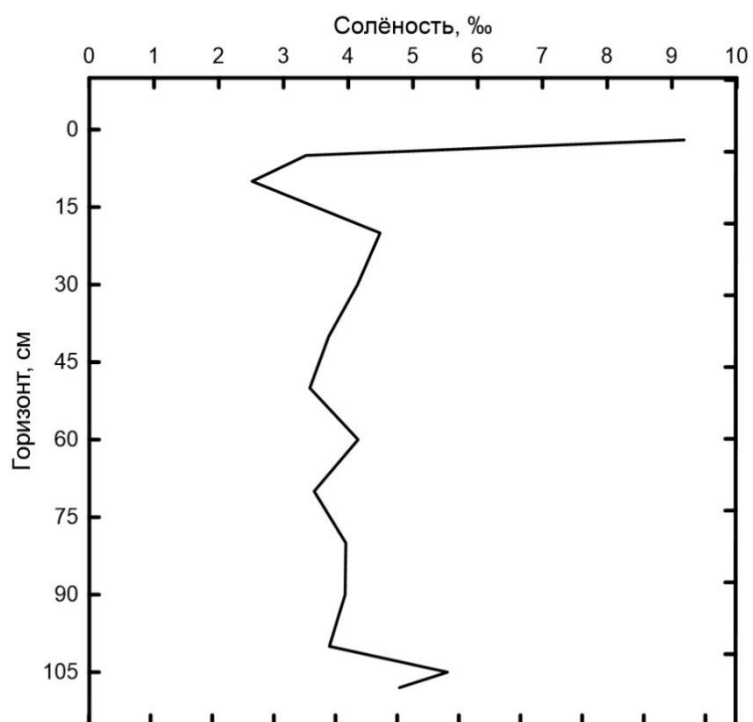


Рисунок 40 – Профиль солёности за 14.02.2019г. полученные в ходе с НИС «Ледовая база Мыс Баранова».

Плотность

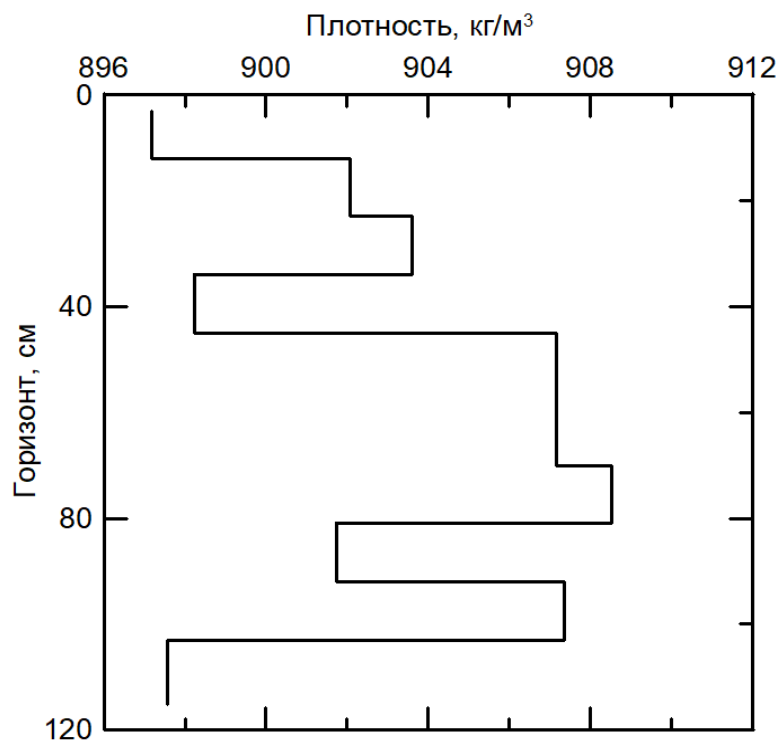


Рисунок 41 – Плотность за 21.01.2023г. полученные в ходе СП-41.

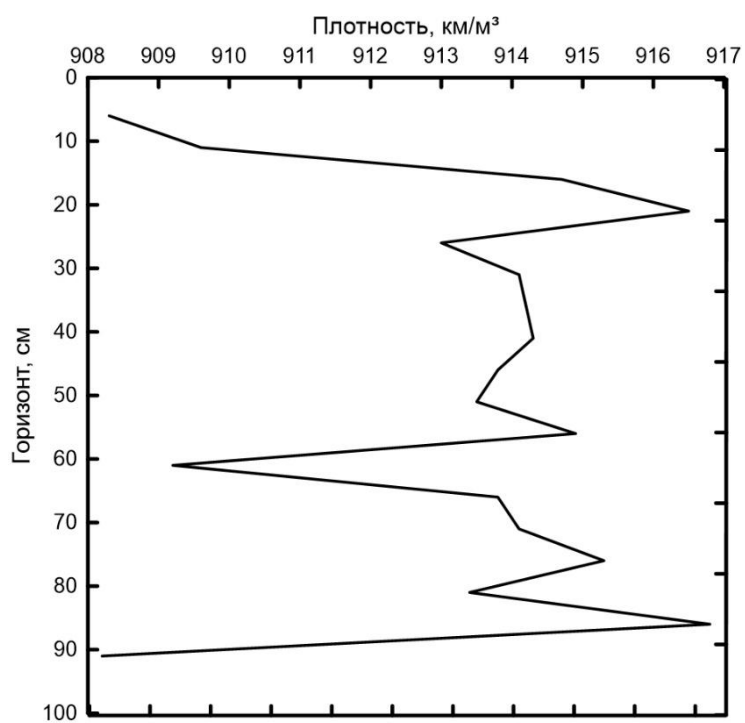


Рисунок 42 – Плотность за 13.01.2020г. полученные в ходе экспедиции MOSAiC.

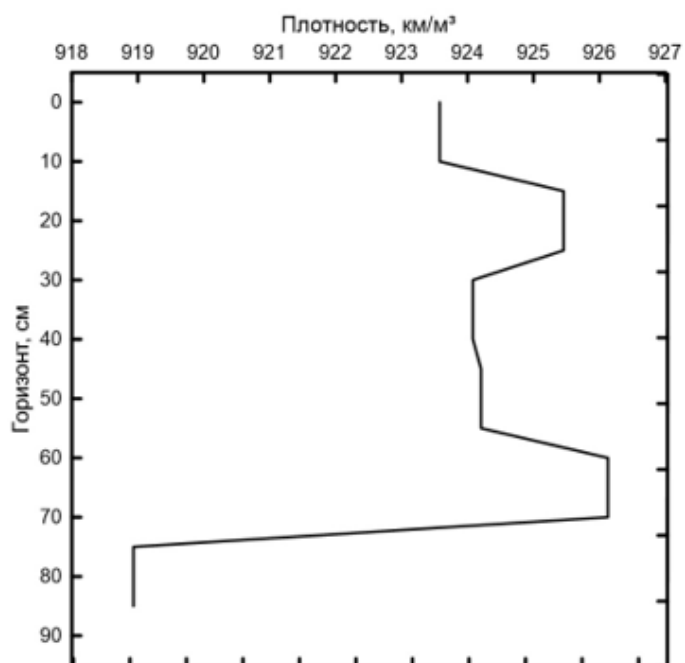


Рисунок 43 – Плотность за 20.01.20219. полученные с НИС «Ледовая база Мыс Баранова».

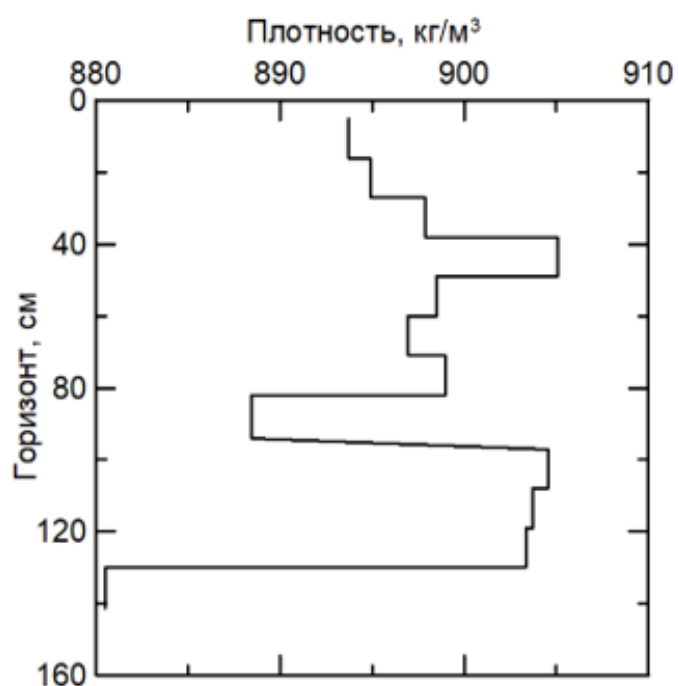


Рисунок 44 – Плотность за 13.02.2023г. полученные в ходе СП-41.

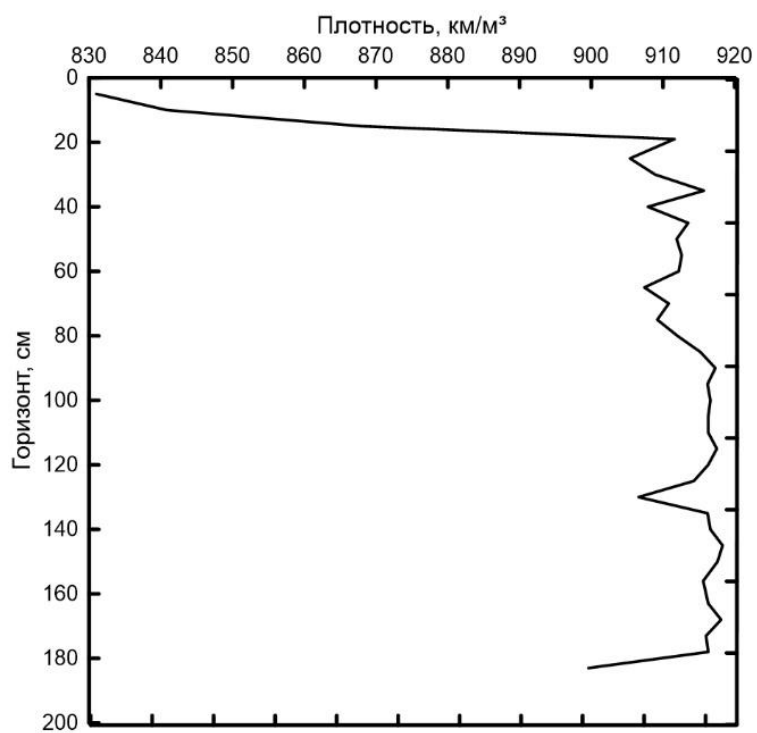


Рисунок 45 – Плотность за 17.02.2020г. полученные в ходе экспедиции MOSAiC.

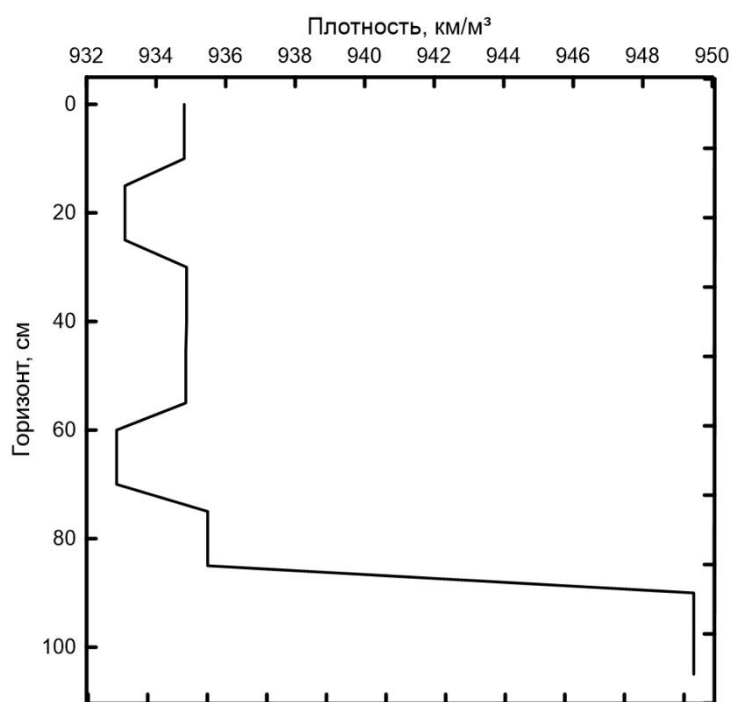


Рисунок 46 – Плотность за 14.02.2019г. полученные с НИС «Ледовая база Мыс Баранова».

Механические свойства морского льда

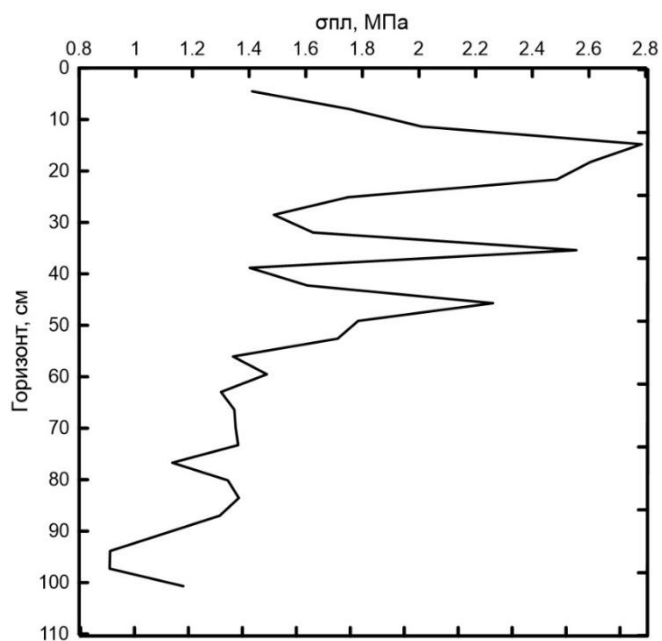


Рисунок 47 – Результат измерения прочности на изгиб за 09.01.2020г. полученные в ходе экспедиции MOSAiC.

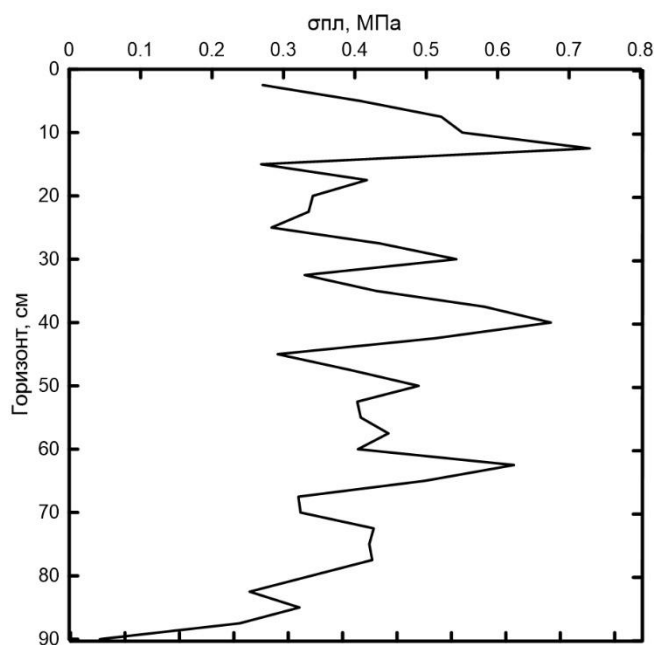


Рисунок 48 – Результат измерения прочности на изгиб за 21.01.2019г. полученные с НИС «Ледовая база Мыс Баранова».

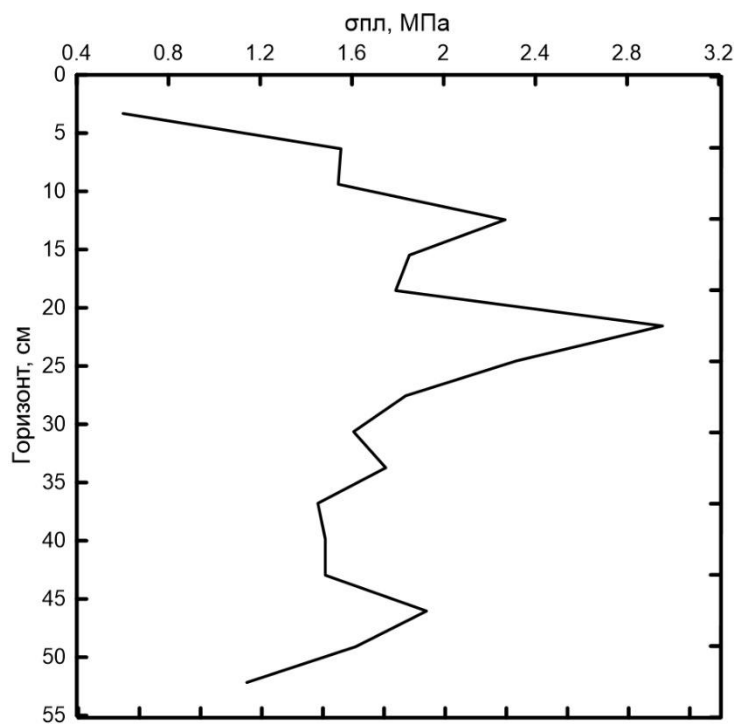


Рисунок 49 – Результат измерения прочности на изгиб за 07.02.2020г. полученные в ходе экспедиции MOSAiC.

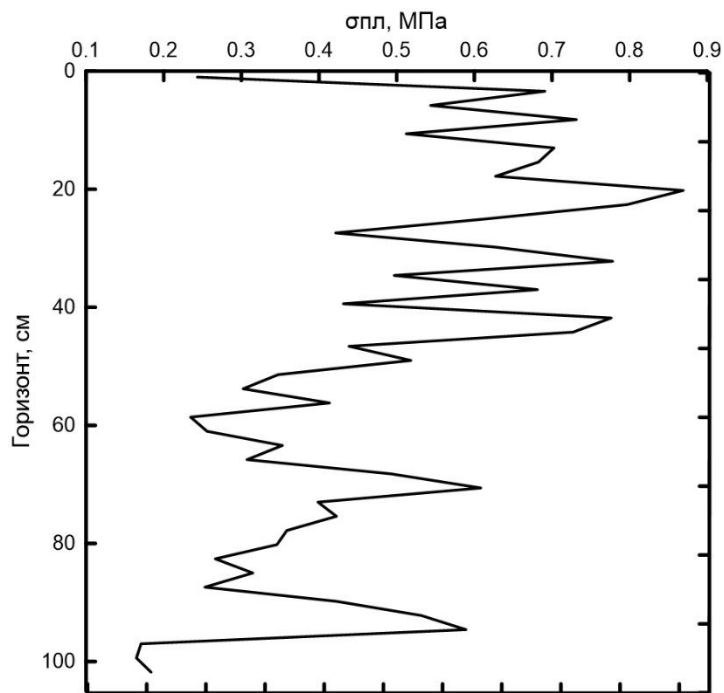


Рисунок 50 – Результат измерения прочности на изгиб за 21.01.2019г. полученные с НИС «Ледовая база Мыс Баранова».

Локальная прочность однолетнего льда

НИС «Ледовая база Мыс Баранова» проводились исследования локальной прочности однолетнего льда с 2017 года. В этом районе весной была зафиксирована максимальная средняя толщина однолетнего ровного припайного льда – 150 – 170 см. В случае высокой динамики в начале становления припая максимальная средняя толщина однолетнего ровного льда может увеличиваться до 180—190 см. Средняя высота снежного покрова на однолетнем ровном припайном льду составляет 10—30 см [59].

Строение и толщина верхнего слоя однолетнего льда зависит от условий ледообразования. Строение верхнего слоя соответствует типам В6, В7 и В8 по классификации Н.В. Черепанова [62]. При динамически стабильных условиях ледообразования толщина верхнего слоя не превышает 5 – 10 см, при высокой динамичности – может достигать 60 см. Ниже в ровном однолетнем льду преобладают льды волокнистой структуры типа В4, В5 по классификации Н.В. Черепанова [62].

На рисунке 51 приведены зависимости значений локальной прочности, полученных на НИС «Ледовая база Мыс Баранова», от температуры льда.

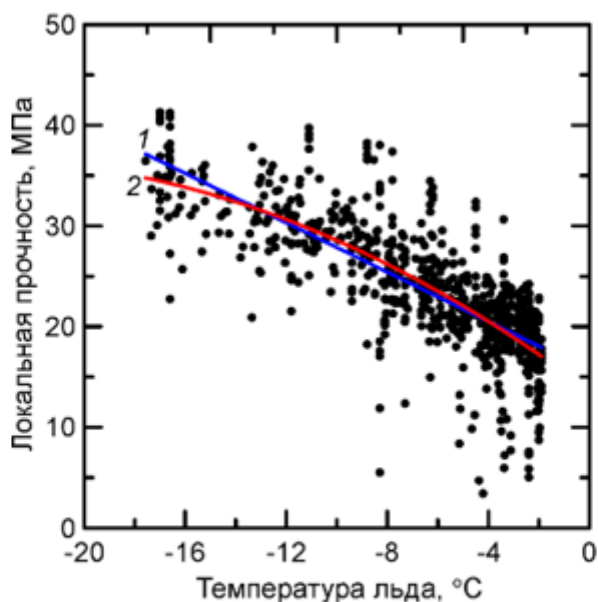


Рисунок 51 – Зависимость локальной прочности льда от температуры.

Линейная (1) и квадратичная (2) аппроксимации.

Линейная и квадратичная аппроксимации имеют следующий вид:

$$\sigma_{loc} = 15,60 - 1,23 \cdot T_i, \quad R^2 = 0.60. \quad (26)$$

$$\sigma_{loc} = 13,61 - 1,88 \cdot T_i - 0,04 \cdot T_i^2, \quad R^2 = 0.61 \quad (27)$$

Зависимости (26) и (27) были разработаны на основе обширного массива экспериментальных данных (759 значений). Значения температур в данных измерениях варьируются от -18 до $-1,8^\circ\text{C}$ дают близкие значения и имеет неплохой коэффициент корреляции. Это позволяет сделать вывод, что температура льда является одним из самых значимых факторов для локальной прочности. Наибольшие расхождения с экспериментальными данными формулы (26) и (27) наблюдались при относительно высоких температурах льда в данном температурном диапазоне. В холодное время высокие температуры льда наблюдаются вблизи нижней поверхности. «Высокие температуры льда наблюдаются также и в летний период, когда идут процессы разрушения ледяного покрова. В таких случаях даже при одинаковой температуре ледяной покров может находиться в разных стадиях своего разрушения и иметь отличные значения локальной прочности» [63].

В работе Джонстона (Johnston) [64] приведена квадратичная зависимости локальной прочности однолетнего льда от его температуры (T_i):

$$\sigma_{loc} = 4,53 - 3,07 \cdot T_i - 0,08 \cdot T_i^2. \quad (28)$$

Зависимость (28) основана на значительном объеме экспериментальных данных, полученных из 431 измерения в 102 скважинах на нетронутом припае в канадском секторе Арктики. Зависимости (26) – (28) приведены на рисунке 52:

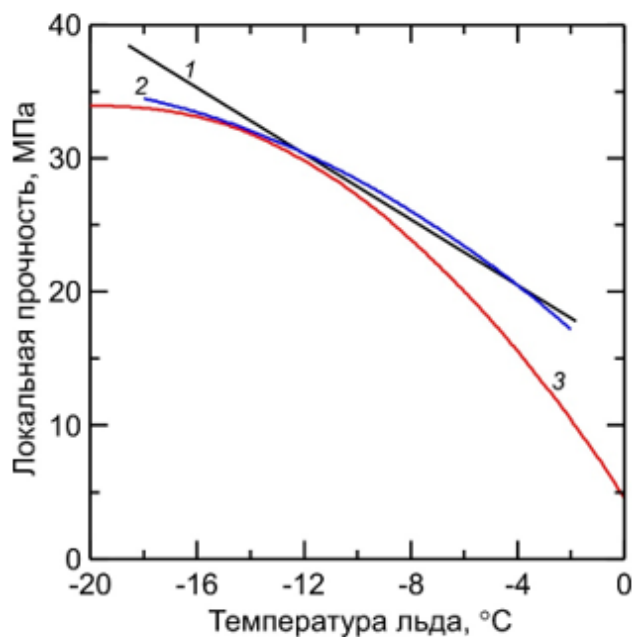


Рисунок 52. 1 – линейная аппроксимация по данным на НИС «Ледовая база Мыс Баранова», 2 – аппроксимация полиномом 2-й степени по данным на НИС «Ледовая база Мыс Баранова», 3 – аппроксимация полиномом 2-й степени по данным Джонстона [64].

На рисунке 52 показано, что зависимости (27) и (28) в температурном диапазоне от -20 до -8 °C имеют схожие значения. При температурах выше -8 °C локальная прочность, рассчитанная по формуле (28), оказывается ниже, чем по формуле (27). Наибольшие расхождения фиксируются при температурах, близких к точке плавления льда. «Большинство измерений локальной прочности при высоких температурах льда было получено в летнее время при высокой степени разрушенности льда. Поэтому при высоких температурах льда зависимость (28) лучше согласуется с данными, полученными для льда, находящегося на высокой стадии разрушения» [64]. Зависимость (27) при высоких температурах лучше описывает локальную прочность льда, находящегося на начальных стадиях разрушения.

Как мы уже знаем «Механические характеристики льда помимо температуры зависят и от других физических параметров, таких как солёность, плотность, пористость и др. Объем жидкой фазы, содержащейся во льду, объединяет температуру и солёность» [63].

Объем жидкой фазы, содержащейся во льду, объединяет температуру и соленость. Объем жидкой фазы рассчитывается по формуле Франкенштейна-Гарнера [29]:

$$\nu_b = S_i \cdot 10^{-3} \cdot \left(0,532 - \frac{49,185}{T_i} \right), \quad (29)$$

где: ν_b – объем жидкой фазы в относительных единицах (г/г), $S_{\text{л}}$ – соленость льда в промилле.

На рисунке 53 приведены зависимости всех значений локальной прочности, от корня из объема жидкой фазы.

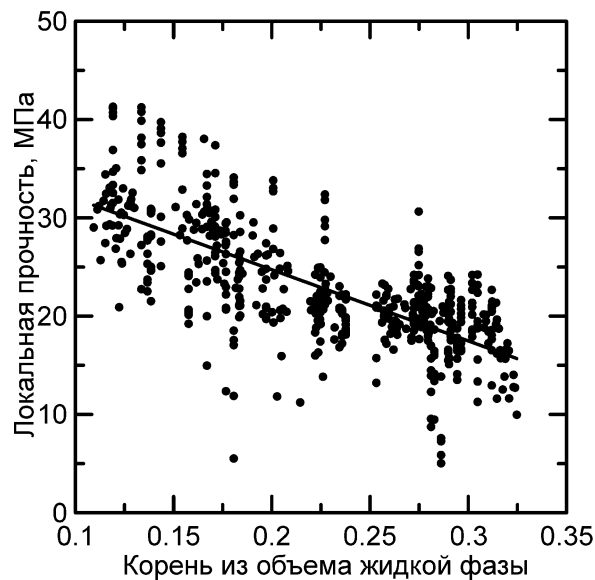


Рисунок 53 – Зависимость локальной прочности льда от корня из объема жидкой фазы и ее линейная аппроксимация

Линейная аппроксимация полученных значений имеет вид:

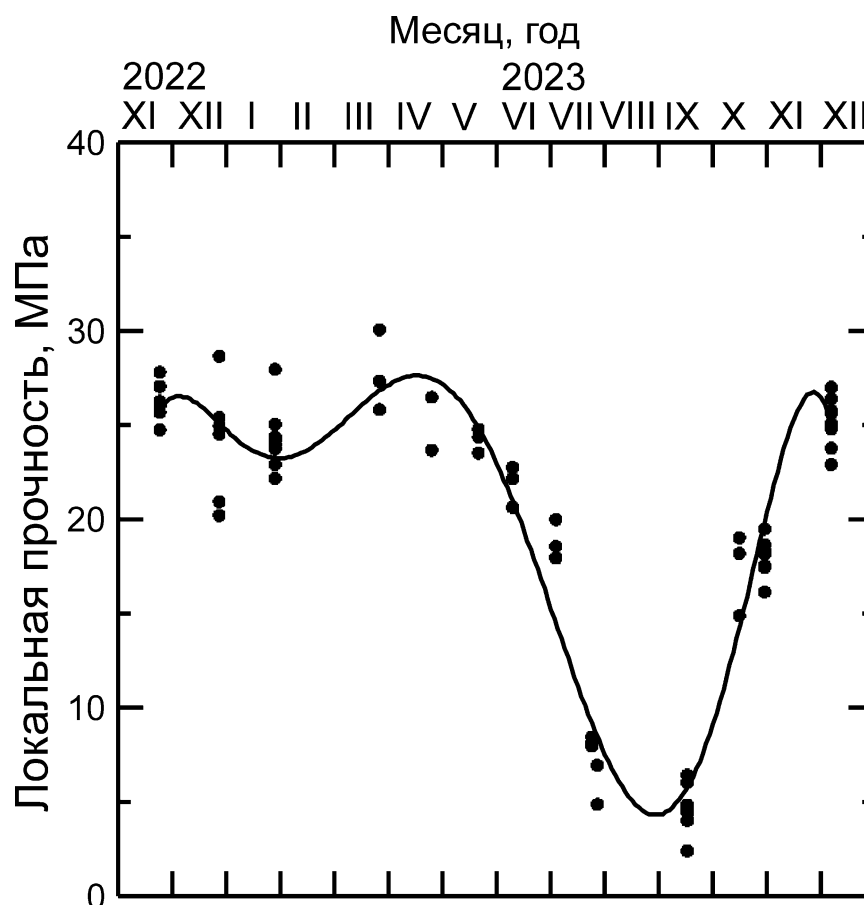
$$\sigma_{loc} = 39,21 - 72,42 \cdot \sqrt{\nu_b}, \quad R^2 = 0,51. \quad (30)$$

Зависимость (30) основана на 527 экспериментальных данных и демонстрирует хороший, хотя и меньший, чем зависимость (27), коэффициент корреляции. Это связано с тем, что локальная прочность больше зависит от температуры, чем от солёности морского льда.

Локальная прочность двухлетнего льда

На станции «Северный полюс – 41» локальная прочность двухлетнего льда определялась в течение всего дрейфа с ноября 2022 г.

Временное изменение полученных средних по толщине льда значений локальной прочности представлено на рисунке 54 средняя скорость внедрения индентора в этих экспериментах составила $5,2 \pm 0,2$ мм/с.



Точки – средние по глубине скважины значения локальной прочности
Рисунок 54 – Временное изменение средних по толщине ровного двухлетнего льда значений локальной прочности

На рисунке 54 приведен аппроксимационный полином шестой степени:

$$\bar{\sigma} = 15,86916 + 0,82030 \cdot X - 2,16825 \cdot 10^{-2} \cdot X^2 + 2,37075 \cdot 10^{-4} \cdot X^3 - 1,20128 \cdot 10^{-6} \cdot X^4 + 2,78164 \cdot 10^{-9} \cdot X^5 - 2,38173 \cdot 10^{-12} \cdot X^6, \quad (31)$$

где: $\bar{\sigma}$ – среднее по толщине ровного двухлетнего льда значение локальной прочности, X – день испытаний начиная от 1 ноября 2022 года.

Хотя коэффициент корреляции приведенного аппроксимационного полинома высок ($R^2 = 0,94$), его поведение на концах графика должно быть другим: уменьшаться слева и увеличиваться справа.

Средние по толщине ровного двухлетнего льда значения локальной прочности однородны. Коэффициент вариации в сериях экспериментов не превосходил 11.8%. Для примера на рисунке 55 представлено распределение средней по толщине льда локальной прочности, полученное 23.11.2022.

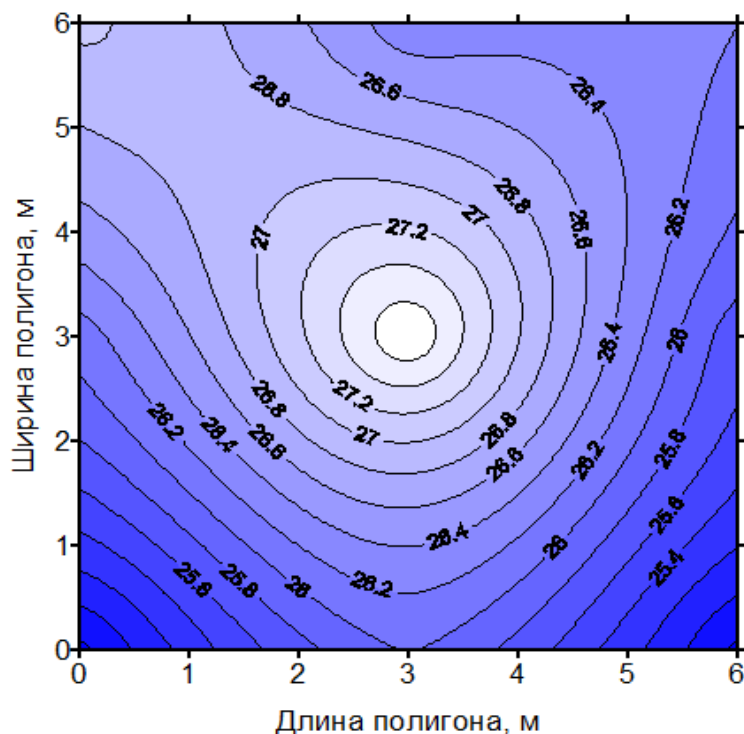


Рисунок 55 – Распределение средней по толщине льда локальной прочности, полученное 23.11.2022

Только в двух случаях, 24 июля и 12 сентября 2023 года, коэффициент вариации оказался выше – 17,5 и 23,1 %, соответственно. В это время ровный лед находился в стадии сильного термического разрушения. Средние значения локальной прочности льда были низкими, составив 5.91 и 4.69 МПа. Из-за неоднородности разрушенности стандартные отклонения составили 1.03 и 1.08 МПа, что привело к высоким коэффициентам вариации.

В зимнее время, в верхних слоях, т.е. в холодном льду при высоких скоростях внедрения индентора характер разрушения льда отличался от обычного. По достижении определенного напряжения лед хрупко разрушался,

после чего напряжение резко уменьшалось и начинало снова расти. При внедрении индентора на 4 см наблюдалось до 6 таких пиков (рисунок 48). В приведенном примере температура льда равнялась $-11,5^{\circ}\text{C}$, скорость внедрения индентора – $5,8\text{ мм/с}$. Происходило прорезание льда индентором. Кристаллы льда полностью разрушались на расстоянии до 1 см от индентора (рисунок 49). Зон частичного разрушения кристаллов не наблюдалось. Локальная прочность не достигалась, т.е. значение локальной прочности выше прочности льда при прорезании. В той же скважине на горизонте 60 см при температуре льда $-9,2^{\circ}\text{C}$ и той же скорости внедрения индентора была определена локальная прочность льда. На фотографии структуры льда видны зоны полного и частичного разрушения, разрушение кристаллов наблюдалось на расстоянии 4 см от индентора (рисунок 56).

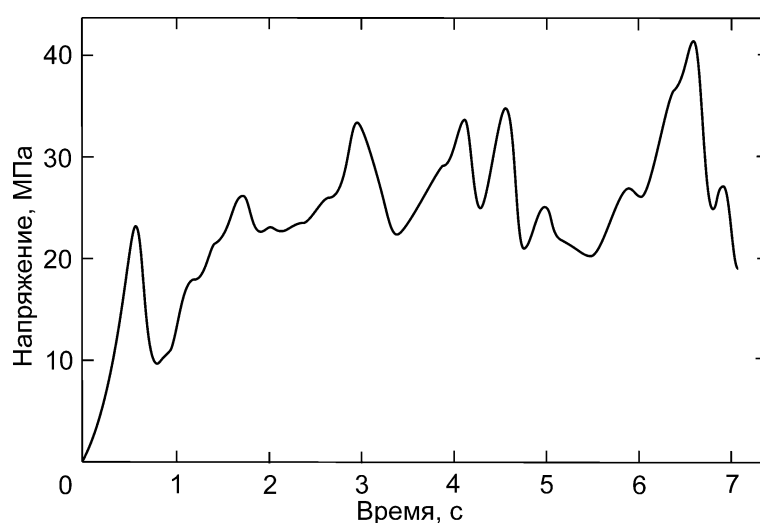


Рисунок 56 – Изменение напряжения при внедрении по типу «прорезание», 23.04.2023. Горизонт 30 см, диаметр индентора 65 мм

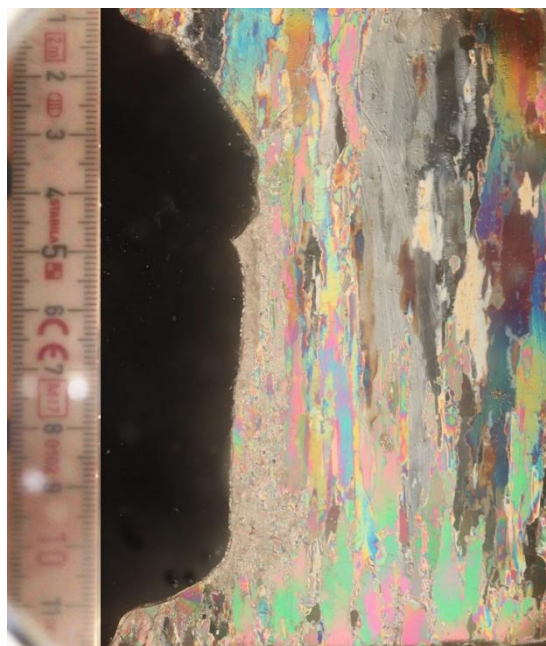


Рисунок 57 – Структура льда после внедрения индентора по типу «прорезание», 23.04.2023. Горизонт 30 см, диаметр индентора 65 мм

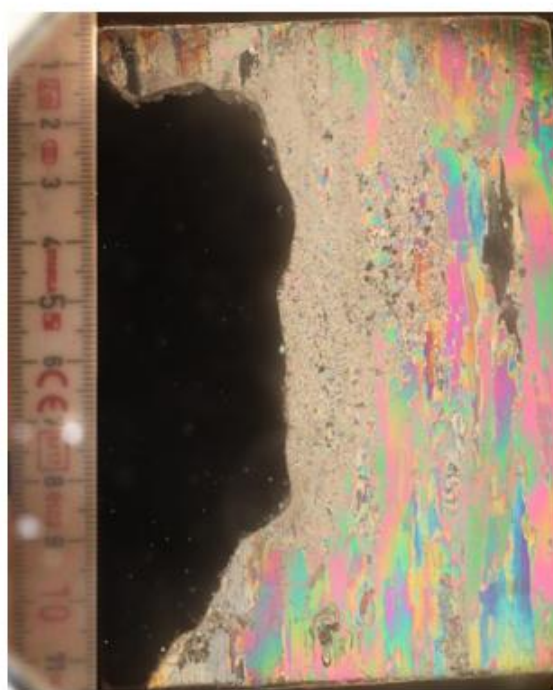


Рисунок 58 – Структура льда после определения локальной прочности, 23.04.2023. Горизонт 60 см, диаметр индентора 65 мм

В летнее время при внедрении индентора разрушение льда проходит особым образом. При постоянной скорости внедрения индентора на определенном этапе происходит изгиб кривой напряжения. Напряжение

продолжает увеличиваться, но медленнее. Иногда замедлившийся рост напряжения продолжается до конца внедрения индентора (рисунок 51), а иногда в конце внедрения напряжение начинает уменьшаться. Наблюдается пластическое течение льда.

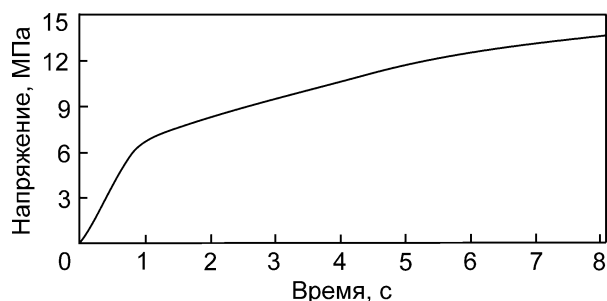


Рисунок 59 – Изменение напряжения при внедрении по типу «пластическое течение», 21.07.2023. Горизонт 30 см, диаметр индентора 90 мм

В приведенном на рисунке 3.14 примере температура льда равнялась $-0,3^{\circ}\text{C}$, скорость внедрения индентора – 4,9 мм/с. После внедрения индентора изменилась текстура льда – лед в зоне разрушения стал прозрачным (рисунок 52).



Горизонт 30 см, диаметр индентора 90 мм

Рисунок 60 – Текстура зоны разрушения после внедрения индентора, 21.07.2023.

Кристаллы льда полностью разрушались на расстоянии до 6 см от индентора, зона частичного разрушения наблюдалась на расстоянии 14 см от индентора (рисунок 53). Диаметр зоны полного разрушения кристаллов льда в плоскости остановки индентора равнялся 16 см (рисунок 54), т.е. в 1,8 раза

больше диаметра индентора. Вероятно, увеличение диаметра зоны полного разрушения кристаллов начинается в момент перегиба кривой напряжения при внедрении индентора (см. рисунок 52). В таком случае за локальную прочность можно принять напряжение перегиба кривой.

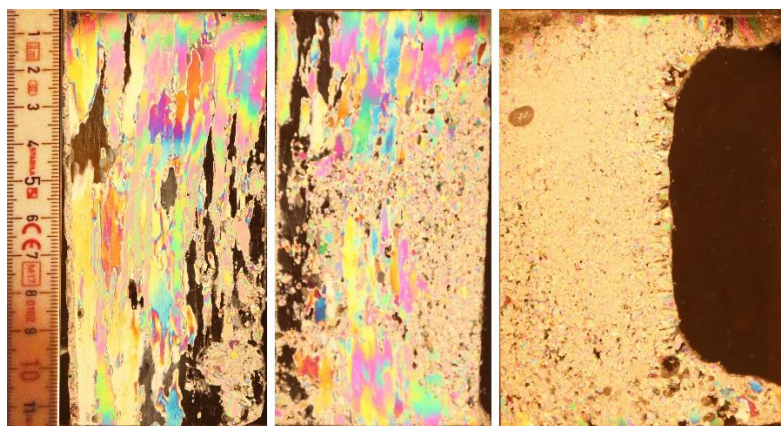


Рисунок 61 – Структура зоны разрушения по направлению внедрения индентора, 21.07.2023. Горизонт 30 см, диаметр индентора 90 мм



Рисунок 62 – Структура зоны разрушения перпендикулярно направлению внедрения индентора, 21.07.2023. Горизонт 30 см, диаметр индентора 90 мм

Исследования по определению влияния скорости внедрения индентора (V) на локальную прочность проводились при высоких (4.9...5.0 мм/с), средних (1.6...2.4 мм/с) и низких (0.6...0.9 мм/с) скоростях. Наибольшие значения локальной прочности были получены при высоких скоростях внедрения индентора, наименьшие – при низких. Полученные результаты представлены на

рисунке 3.22. Чтобы иметь возможность сравнивать результаты, полученные в разное время и на разных горизонтах, данные при средних и малых скоростях внедрения индентора (σ_V) приведены относительно данных при высоких скоростях внедрения (σ_5).

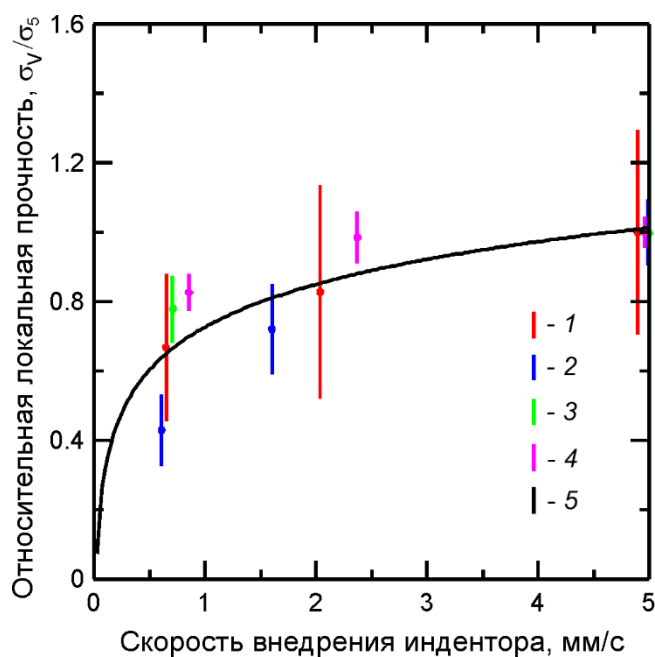


Рисунок 63 – Изменение локальной прочности льда в зависимости от скорости внедрения индентора.

1 – 21.07.2023, 2 – 01.07.2023, 3 – 07.06.2023, 4 – 19.05.2023, 5 – логарифмическая аппроксимационная кривая, точки – средние значения, отрезки – стандартные отклонения

Логарифмическая аппроксимация полученных значений имеет вид:

$$\sigma_V/\sigma_5 = 0.1776 \cdot \ln(V) + 0.7268 \quad (32)$$

Температурные зависимости локальной прочности двухлетнего льда в Центральной Арктике были получены в результате анализа данных, полученных в экспедиции MOSAiC (рисунок 64).

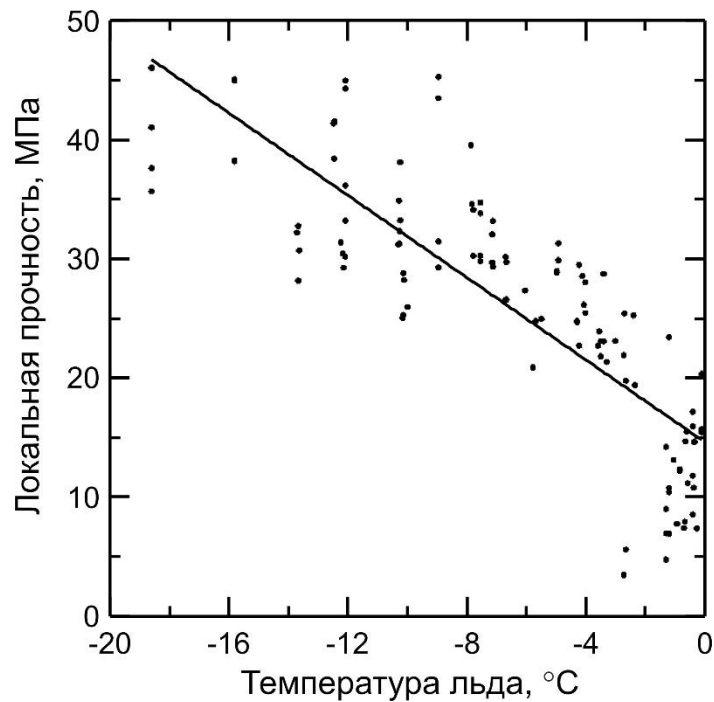


Рисунок 64 – Температурная зависимость локальной прочности двухлетнего льда в экспедиции MOSAiC.

Линейная аппроксимация полученных значений имеет вид:

$$\sigma_{\text{лок}} = 14,62 - 1,73 \cdot T_{\text{л}}, \quad R^2 = 0,69. \quad (33)$$

Коэффициент корреляции высокий, наиболее значительный разрыв при температурах, близких к точке плавления морского льда в значениях, аналогично однолетнему льду. Это свидетельствует о том, что прочность льда, находящегося в процессе разрушения (при высоких температурах), в значительной мере зависит от уровня его разрушения.

На рисунке 65 приведены температурные зависимости локальной прочности однолетнего и двухлетнего льдов на трёх площадках, где проводятся измерения:

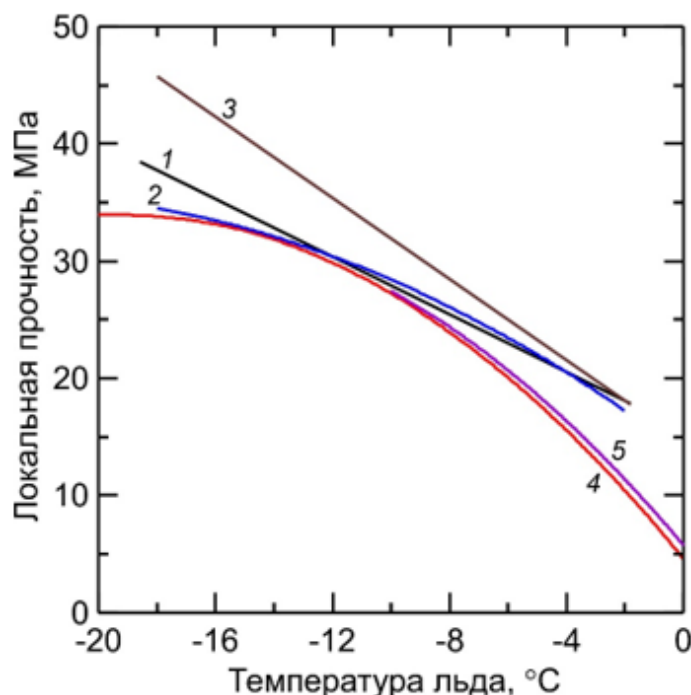


Рисунок 65 – Температурные зависимости локальной прочности льда.

1 – однолетний лед, НИС «Ледовая база Мыс Баранова», линейная аппроксимация; 2 – однолетний лед, НИС «Ледовая база Мыс Баранова», квадратичная аппроксимация; 3 – двухлетний лед, экспедиция MOSAiC, линейная аппроксимация; 6 – однолетний лед, Канадский сектор, квадратичная аппроксимация; 7 – двухлетний лед, Канадский сектор, квадратичная аппроксимация.

В работе [64] отмечается, что при измерениях локальной прочности двухлетнего льда в Канадском секторе, слой двухлетнего льда был очень тонкий. Поэтому хотя формально измерения проводились в двухлетнем льду, фактически они выполнялись в вновь выросшем однолетнем льду. Этим объясняется практическое совпадение кривых 4 и 5 на рисунке 56. В экспедиции MOSAiC измерения проводились в фактическом двухлетнем льду, поэтому их значения (линия 3, рисунок 56) выше значений локальной прочности однолетнего льда.

Заключение

В заключение данной дипломной работы можно выделить несколько ключевых аспектов, которые были достигнуты в ходе исследования. В рамках дипломной работы были рассмотрены несколько существующих методик, которые применяют в России, а также во всём мире. Обзор методик включал изучение как традиционных, так и современных подходов, применяемых в конкретных областях и при определённых экспедиционных задачах. Анализ позволил выявить ключевые характеристики каждой методики, такие как точность, воспроизводимость и область применения. Также было определено, какие из них наиболее подходят для различных условий и типов льда.

В данной работе рассматриваются методы исследования прочности льда на изгиб, включая алгоритмы проверки, подготовку образцов и влияние различных факторов на прочностные характеристики. Для испытаний используются различного вида ледяные керны и блоки: искусственно выращенные в лаборатории и взятые в полевых условиях. Температурный режим при создании образцов должен строго соблюдаться, чтобы избежать хрупкости льда. Разрушение льда при изгибе является основным видом разрушения при взаимодействии с конструкциями. Прочность морского льда на изгиб зависит от модуля упругости и может быть определена с помощью различных экспериментальных подходов, таких как испытания консольных и простых балок. Прочность на изгиб соленого льда увеличивается с уменьшением объема рассола и линейно зависит от степени напряжения. Также установлено, что структура льда и его прочность варьируются в зависимости от толщины слоя и солености образца льда. Также была проведена классификация дефектов в льду, которые делятся на три категории, и их размер и количество оказывают влияние на прочность. Лед с более высокой соленостью демонстрирует большее количество дефектов, что может ослаблять его. Полученные данные показывают, что прочность льда на изгиб и его структурные характеристики требуют дальнейшего изучения, особенно в контексте морского льда с высокой

соленостью. В лабораторных условиях лед обычно изготавливается из чистой деаэрированной воды в соответствии с процедурой, обеспечивающей высокий уровень однородности. Различия в составе воды, размере зерен или содержании воздуха в образцах могут привести к недопустимой неоднородности. Однако идеальная однородность льда никогда не встречается в образцах, полученных в полевых условиях.

Касаясь результатов обзора методик, направленных на изучение прочности на сдвиг образцов льда, можно сделать несколько выводов. Для полевых испытаний ультразвуковой метод оказывается более удобным, так как он позволяет проводить измерения в реальном времени и не требует извлечения образцов, что особенно важно в условиях низких температур и сложного доступа. В то же время для лабораторных исследований традиционный метод механических испытаний может быть предпочтительным, так как он обеспечивает более точные и контролируемые условия для получения данных о прочности льда, хотя и с ограничениями по применению в полевых условиях. В итоге, выбор метода зависит от конкретных условий и целей исследования: ультразвуковой метод лучше подходит для динамичного мониторинга в полевых условиях, тогда как традиционные механические испытания обеспечивают более точные данные в лабораторных условиях.

Также были изучены методы оценки прочности морского льда при одноосном сжатии, опирающиеся на различные формулы, которые принимают во внимание такие параметры, как температура, соленость и другие факторы. Выявлено, что предел прочности образцов как кубической, так и некубической формы может быть определен с помощью коэффициентов, учитывающих влияние структуры, плотности, окружающей среды, направления нагрузки и скорости приложения нагрузки. Результаты полевых измерений, осуществленных в ходе различных экспедиций, продемонстрировали, что прочность арктического морского льда варьируется в зависимости от таких факторов, как температура и пористость, а также от режима деформации, что

подчеркивает необходимость учета этих параметров при оценке прочностных характеристик льда в условиях его таяния.

В ходе написания дипломной работы были изучены прочности льда, полученные по методикам, наиболее распространённых в нашей стране, а именно [10, 1820, 1848 - 50]. Также были проиллюстрированы результаты измерений физико-механических свойств льда. Данные получены на основе многолетнего анализа в разные годы и из различных точек, что позволяет получить более полное представление о динамике этих параметров. Первая точка — дрейфующая станция Северный Полюс – 41, вторая — экспедиция международная экспедиция MOSAiC и третья — научно-исследовательский стационар «Ледовая база Мыс Баранова». Это исследование стало основой для дальнейшего сравнения достоинств и недостатков различных подходов, что в свою очередь способствует более глубокому пониманию физико-механических свойств льда и их значимости в различных областях науки и техники.

Список источников и литературы

1. Бернштейн С.А. Избранные труды по строительной механике. М.: Госстройиздат, 1961. – 454 с.
2. Голушкевич С.С. О некоторых задачах теории изгиба ледяного покрова. Л.: Воениздат, 1947. – 231 с.
3. Zubov N.N. L'dy Arktiki. M.: izd-vo Glavsevmorputi, 1945. – 360 с.
4. Песчангский И.С. Ледоведение и ледотехника. Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 461 с.
5. Доронин Ю. П., Хейсин Д.Е. Морской лед. Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 320 с.
6. Богородский В.В., Гаврило В.П. Лед. Физические свойства. Современные методы гляциологии. Л.: Гидрометеиздат. 1980, – 384 с.
7. Sanderson T.J.O. Ice Mechanics: Risk to Offshore Structures. London etc.: Graham and Trotman, 1988. – 253 p.
8. Морской лед: сбор и анализ данных наблюдений, физические свойства и прогнозирование ледовых условий (справочное пособие). Под ред. И.Е. Фролова, В.П. Гаврило. СПб: Гидрометеиздат, 1997. – 420 с.
9. Schwarz J., Frederking R., Gavrillo V.P., Petrov I.G., Hirayama K.-I., Mellor M., Tryde P., Vaudrey K.D. Standardized testing methods for measuring mechanical properties of ice//Cold Reg. Sci. Technol. 1981. 4. P. 245–253.
10. Руководство по изучению физико-механических свойств льда. Под ред. Г.Н. Яковлева. Л.: Репрогр. ААНИИ, 1971. 145 с.
11. Ковалев С.М., Никитин В.А., Смирнов В.Н., Шушлебин А.И. Способ определения физико-механических характеристик ледовых образований в натуральных условиях в скважинах. Патент на изобретение №2348018. Приоритет изобретения 30.07.2007, зарегистрировано в Гос. реестре изобретений РФ 27.02.2009.
12. Ковалев С.М., Смирнов В.Н., Шушлебин А.И. Способ определения

- прочности льда в натурных условиях. Патент на изобретение № 2710482. Приоритет изобретения 27.03.2019, зарегистрировано в Гос. реестре изобретений РФ от 26.12.2019.
13. Смирнов В.Н., Шушлебин А.И., Ковалев С.М., Яцкевич А.А., Щепанюк С.Н., Ефимов Я.О., Корнишин К.А. Комплексная система для определения характеристик прочности льда в натурных условиях и на образцах. Патент на изобретение № 2682835, 2019.
14. Смирнов В.Н., Шушлебин А.И., Яцкевич А.А. Устройство для измерения характеристик прочности ровного льда и ледовых образований. Патент на полезную модель № 65224, зарегистрировано в Гос. реестре полезных моделей РФ 27.07.2007.
15. Корнишин К.А., Павлов В.А., Шушлебин А.И., Ковалев С.М., Ефимов Я.О. Определение локальной прочности льда с помощью скважинного зонда-индентора в морях Карском и Лаптевых // Научно-технический вестник ОАО «НК «Роснефть». М.: Роснефть, 2016, вып. 1 (42). С. 47–51.
16. Смирнов В.Н., Шушлебин А.И., Ковалев С.М., Шейкин И.Б. Методическое пособие по изучению физико-механических характеристик ледяных образований как исходных данных для расчёта ледовых нагрузок на берега, дно и морские сооружения. СПб: ААНИИ, 2011. 178 с.
17. Kovalev S.M., Korostelev V.G., Nikitin V.A., Smirnov V.N., Shushlebin A.I. Application of a borehole jack for determination the local strength of fresh and sea ice. Proc. of the 17th Int. Symp. on Ice. S.-Petersburg, IAHR. 2004. P. 147–153.
18. Свод правил 11-114-2004. Инженерные изыскания на континентальном шельфе для строительства морских нефтегазовых сооружений. М.: Госстрой России, 2004. 88 с.
19. CEN EN ISO 19906-2019 Petroleum and natural gas industries - Arctic offshore structures (ISO 19906:2019).
20. Методическое письмо по расчету пределов прочности льда / Под ред. В.В. Богородского. Л.: Ротапринт ААНИИ, 1983. – 28 с.

21. Гаврило В.П., Ковалев С.М., Недошивин О.А. Расчетные среднемноголетние характеристики механических свойств однолетнего льда Баренцева и Карского морей. СПб: Гидрометеиздат, 1996. – 42 с.
22. Chenglin D., Sheng D., Zhifeng W. Estimates of Sea Ice Mechanical Properties in the Kara Sea // Pure and Applied Geophysics. 2020.
23. Морской лёд: [в 35 т.] / гл. ред. Ю.С. Осипов— М.: Большая российская энциклопедия, 2004 – 2017.
24. Crabeck O.; Galley R.; Delille B.; Else B.; Geilfus N.; Lemes M.; Des Roches M.; Francus P.; Tison J.; Rysgaard S. Imaging air volume fraction in sea ice using non-destructive X-ray tomography. The Cryosphere. 10 (3): 1125–1145.
25. Timco, G.W., Frederking, R.M.W., 1990. Compressive strength of sea ice sheets. Cold Reg.
26. Смирнов В.Н., Шушлебин А.И., Ковалев С.М., Шейкин И.Б. Методическое пособие по изучению физико-механических характеристик ледяных образований как исходных данных для расчёта ледовых нагрузок на берега, дно и морские сооружения. СПб: ААНИИ, 2011. 178 с.
27. Патент РФ №RU2002106957/28А, 20.04.2002 Способ определения плотности моделированного морского льда и устройство для его реализации// Патент России № 2227284С2. 2002. / Е.Б. Карулин, М.М. Карулина, А.А. Курленков.
28. Учебное пособие «Основы физики морского льда». Для высших учебных заведений. – СПб.: РГГМУ, 2023. – 148 с.
29. Frankenstein. G. and Garner. R. Equations for determining the brine volume of sea ice from - 0.5° to - 22.9 °C // Journal of Glaciology. - 1963. - №8. - С. 934-944.
30. Богородский В.В., Гаврило В.П. Лед. Физические свойства. Современные методы в гляциологии. Л.: Гидрометеиздат, 1980, 384 с.
31. Nakawo, Masayoshi (1983). Measurements on Air Porosity of Sea Ice. Annals of Glaciology. 4: 204–208 p.

32. Anderson. D. L. The physical constants of sea ice. // Research. - 13. - №8. - С. 310-318.
33. Assur. A. Composition of sea ice and its tensile strength. // U.S.National Academy of Sciences- National Research Council Publication . - 598. - С. 106-138.
34. Assur. A. and Weeks W.F The mechanical properties of sea ice // U.S.National Academy of Sciences- National Research Council Publication . С. 106-138.
35. Сазонов К.Е. Морская ледотехника. СПб: Изд-во СПбГМТУ, 2019. - 311 с.
36. Timco G.W. and S. O'Brien. Flexural strength equation for sea ice. //Cold Regions Science and Technology, 22 (1994).
37. Weeks, W. F., and Anderson, D. L. (1958). "An experimental study of strength of young sea ice. Trans. Am. Geophys. Union, 39(4), 641–647.
38. Ji S., Chen X., Wang A. (2020). Influence of the loading direction on the uniaxial compressive strength of sea ice based on field measurements. Annals of Glaciology 1–11.
39. Коновалов С.В. Обзор физико-механических свойств льда // Вестник науки и образования. - 2020. - №11(89). - С. 34-39.
40. Тимофеев О.Я., Сазонов К.Е., Добродеев А.А., Бокатова Е.А., Саперштейн И.А. Исследование прочностных свойств морского льда в обеспечение создания программных комплексов для расчета ледовой нагрузки // Труды Крыловского государственного научного центра. - 2018. - №4. - С. 41-48.
41. Фролов И.Е., Гаврило В.П. Морской лед: сбор и анализ данных наблюдений, физические свойства и прогнозирование ледовых условий. (справочное пособие).- СПб.: Гидрометеиздат.- 1997.- 420 с.
42. Ковалёв С.М. Определение прочности льда при сжатии в натурных условиях с помощью скважинного зонд-индентора: дис. канд. ф.-м. н. Механика деформируемого твердого тела наук: 01.02.04 . - СПб., 2020. - 168 с.
43. Chenglin D., Sheng D., Zhifeng W. Estimates of Sea Ice Mechanical Properties in the Kara Sea // Pure and Applied Geophysics. 2020.

44. Griewank, Philipp J.; Notz, Dirk (2013). Insights into brine dynamics and sea ice desalination from a 1-D model study of gravity drainage: Gravity Drainage. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 118 (7): 3370–3386.
45. Cox G.F.N. and Weeks W.F Equations for determining the gas and brine volumes in sea-ice samples // *Journal of Glaciology*. - 1983. - №29. - С. 306-316.
46. Qingkai W., Zhijun L., Ruibo L., Peng L., Hongwei H. (2018). Estimation of the uniaxial compressive strength of Arctic sea ice during melt season. *Cold Regions Science and Technology* 151: 9–18 p.
47. Руководство по изучению физико-механических свойств льда/Под ред. Г.Н.Яковлева. Л.: 1971. - 45 с.
48. СП 11-114 2004. Инженерные изыскания на континентальном шельфе для строительства морских нефтегазопромысловых сооружений. Госстрой России. М.: Производственный и научно-исследовательский институт по инженерным изысканиям в строительстве (ФГУП «ПНИИИС») Госстроя России, 2004. 88 с.
49. СНиП 2.06.04-82*. Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов). М.:Стройиздат, 1995. 46 с.
50. СП 38.13330.2018 «СНиП 2.06.04-82* Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов)» Минстрой России, 2018. 128 с.
51. Xiaomin Chang, Wenhao Liu, Guangyu Zuo, Yinke Dou, Yan Li. (2021). Research on ultrasonic-based investigation of mechanical properties of ice. *Acta Oceanol. Sin.*, 2021, Vol. 40, No. 10, 97–105 P.
52. Shun-ying Ji; An-liang Wang; Jie Su; and Qian-jin Yue (2011) Experimental Studies on Elastic Modulus and Flexural Strength of Sea Ice in the Bohai Sea. *Cold Regions Science and Technology*: 182–195 p.
53. Schwerdtfeger. P The thermal properties of sea ice // *Journal of Glaciology*. - 1963. - №36. - С. 789-807.
54. Timco, G.W., and Weeks, W. F. (2010). A review of engineering properties of sea ice. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 60(2), 107–129.

55. Смирнов В.Н., Шушлебин А.И., Ковалев С.М., Ньюбом А.А. Способ определения в натурных условиях деформационных и прочностных характеристик ровного ледяного покрова при изгибе. Патент на изобретение №2614922 от 30.03.2017. RU 2 614 922 C1
56. Paul D. Barrette and Ian J. Jordaan. (2001). Beam Bending and Fracture Behaviour of Iceberg Ice. Ocean Engineering Research Centre Memorial University of Newfoundland St. John's, NF, 55 p.
57. Andrii Murdza, Erland M. Schulson, and Carl E. Renshaw. (2021). Behavior of saline ice under cyclic flexural loading. *The Cryosphere*, 15, 2415–2428, 2021.
58. В.В. Харитонов, В.А. Бородкин, М.С. Знаменский. - СПб.: ГНЦ РФ ААНИИ, 2011. - 179 с.
59. Исследование природной среды высокоширотной Арктики на НИС «Ледовая база Мыс Баранова» // Под ред. А.П. Макштаса и В.Т. Соколова. СПб: ААНИИ, 2021. – 260 с.
60. К.В. Фильчук, С.М. Ковалев, Р.Б. Гузенко, С.В. Хотченков, А.Н. Павлов, Л.В. Панов, Ю.Г. Гаврилов, Р.П. Буйнов. Ледовые исследования в экспедиции «Северный полюс-41» // Российские полярные исследования, СПб: ААНИИ, 2023, № 3 (53). – С. 19 – 27.
61. Н.В. Колабутин, Е.В. Шиманчук. Экспедиция MOSAiC – начало // Российские полярные исследования, СПб: ААНИИ, 2020, № 3 (41). – С. 21 – 23.
62. Черепанов Н.В. Классификация льдов природных водоемов // Тр. ААНИИ. 1976. Т. 331. С. 77–99.
63. Ковалев С.М. Определение прочности льда при сжатии в натурных условиях с помощью скважинного зонд-индентора // Дисс. на соиск. уч. ст. канд. физ.-мат. наук. СПб. 2020. – 168 с.
64. Johnston M.E. Strength-Temperature Relationships for First-year, Second-year and Multi-year Sea Ice. Proceedings of the Twenty-ninth (2019) International Ocean and Polar Engineering Conference Honolulu, Hawaii, USA, June 16-21, 2019. P. 707–714.

Приложения

Приложение 1. Температурные профили

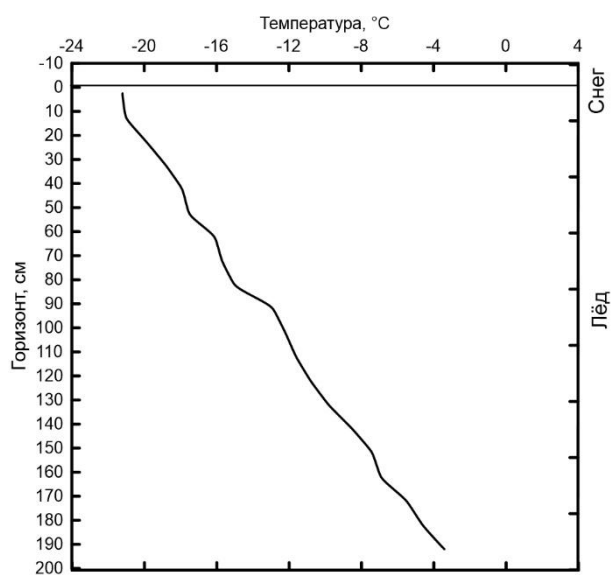


Рисунок 66 – Температурный профиль за 24.03.2019 г. полученные в ходе экспедиции MOSAiC.

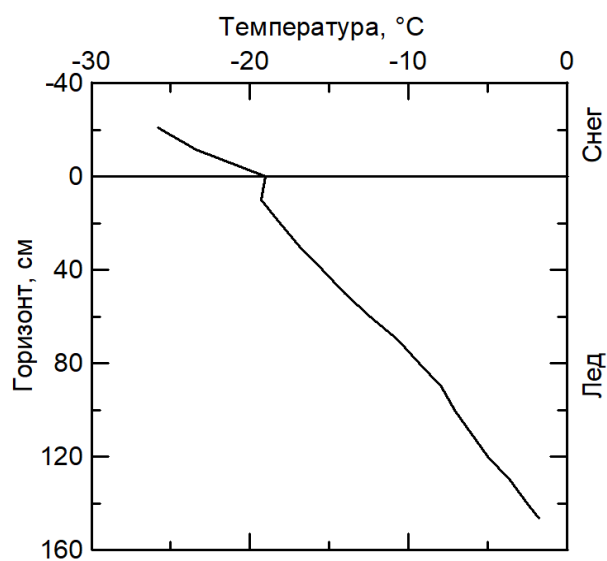


Рисунок 67 – Температурный профиль за 21.03.2023г. полученные в ходе СП-41.

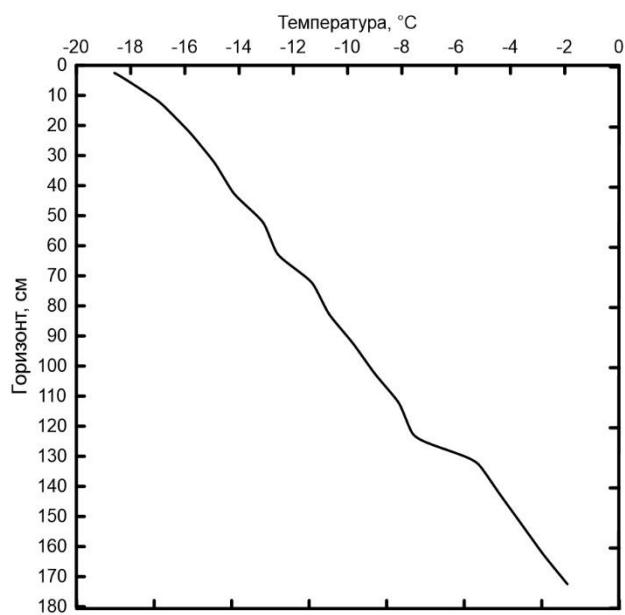


Рисунок 68 – Температурный профиль за 13.04.2019 г. полученные в ходе экспедиции MOSAiC.

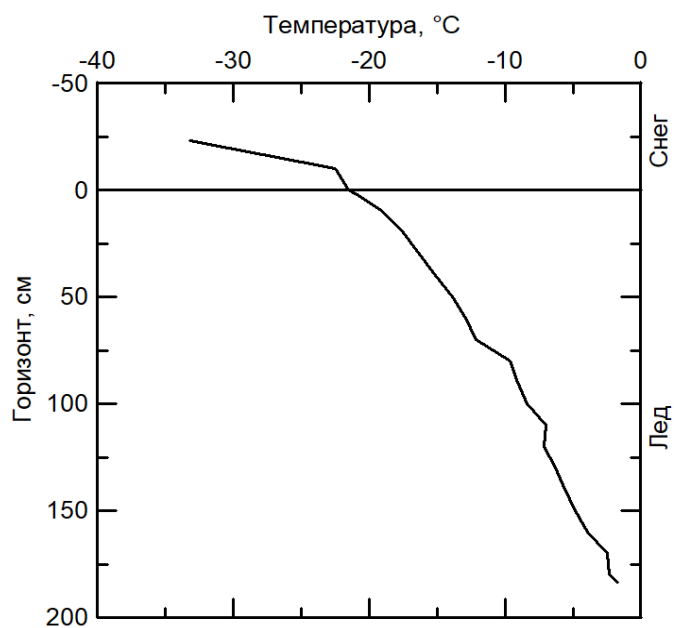


Рисунок 69 – Температурный профиль за 05.04.2023г. полученные в ходе СП-41.

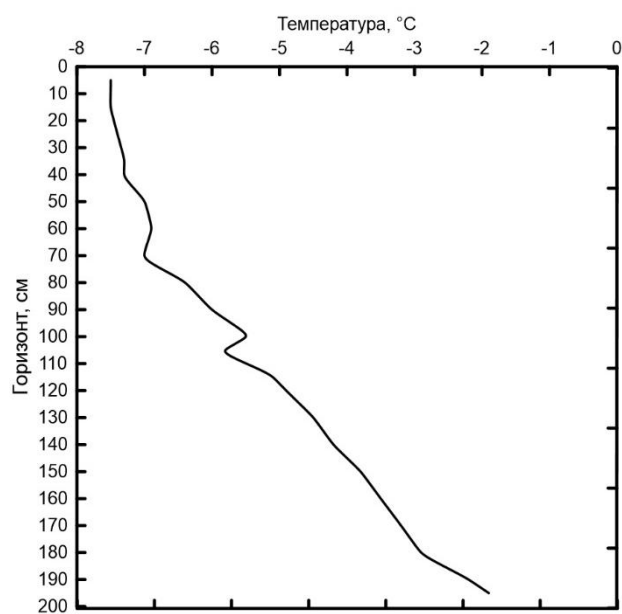


Рисунок 70 – Температурный профиль за 02.05.2019 г. полученные в ходе экспедиции MOSAiC.

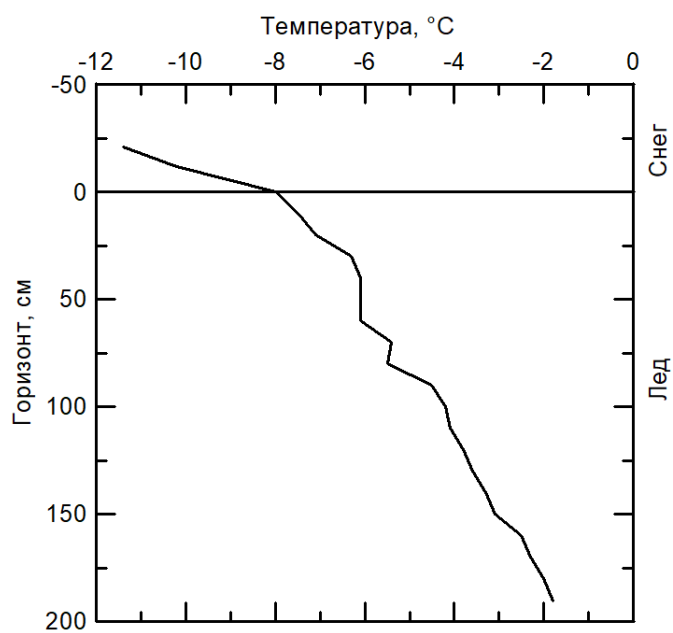


Рисунок 71 – Температурный профиль за 16.05.2023г. полученные в ходе СП-41.

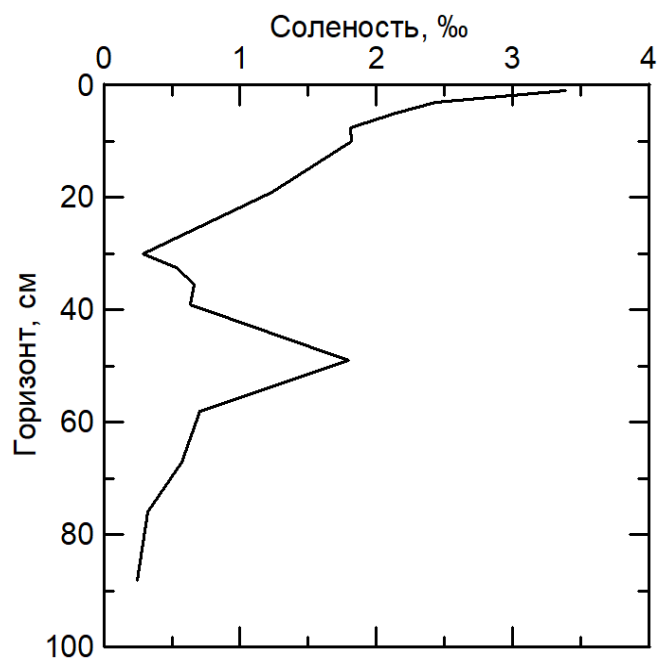


Рисунок 72 – Профиль солёности за 02.03.2023г. полученные в ходе СП-41.

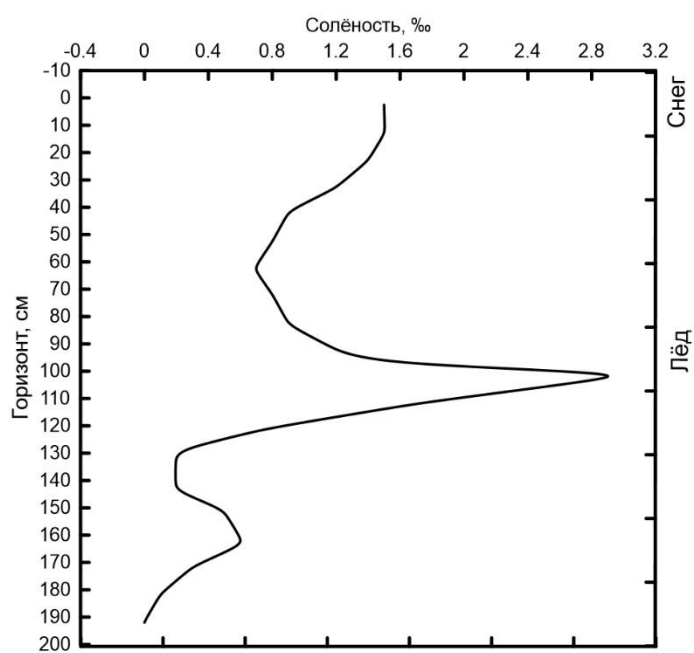


Рисунок 73 – Профиль солёности за 24.03.2019 г. полученные в ходе экспедиции

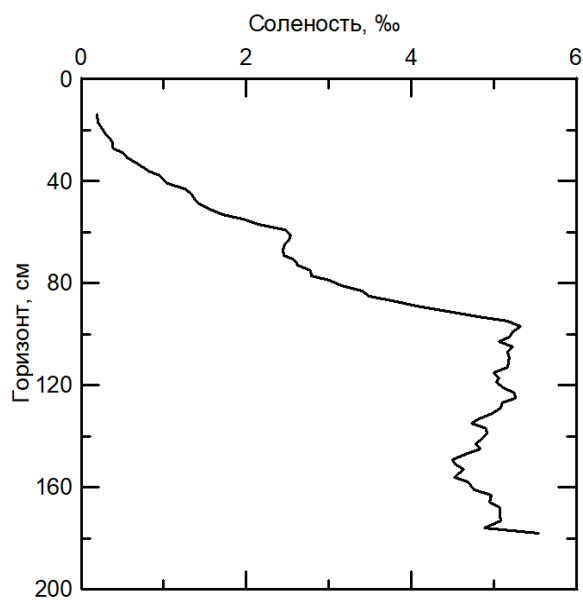


Рисунок 73 – Профиль солёности за 05.04.2023г. полученные в ходе СП-41.

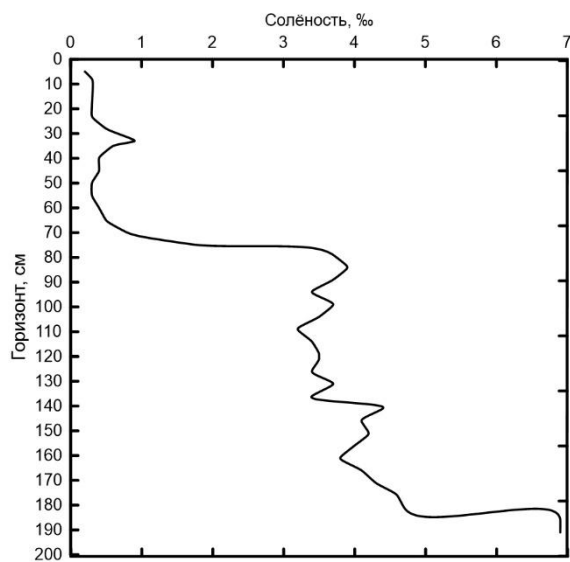


Рисунок 74 – Профиль солёности за 13.04.2019 г. полученные в ходе экспедиции MOSAiC.

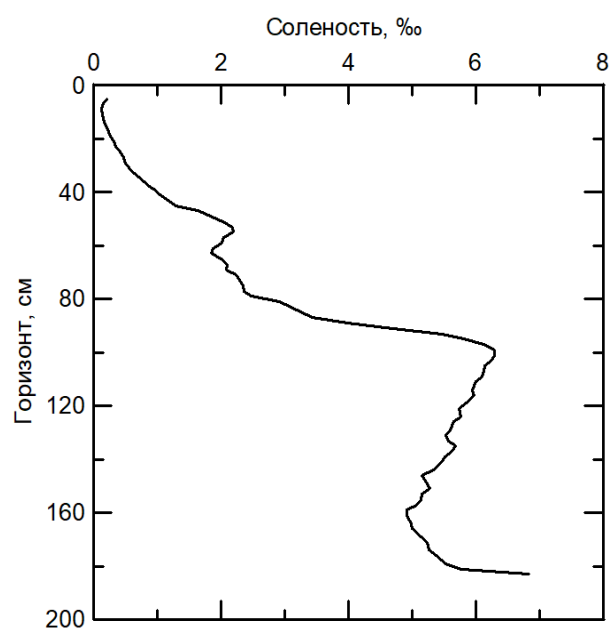


Рисунок 75 – Профиль солёности за 16.05.2023г. полученные в ходе СП-41.

Приложение 3. Профили измерения прочности на изгиб

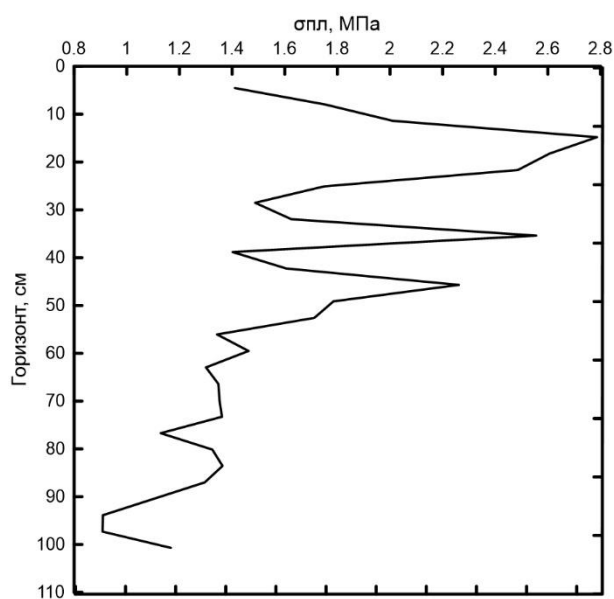


Рисунок 76 – Результат измерения прочности на изгиб за 24.03.2019 г. полученные в ходе экспедиции MOSAiC.

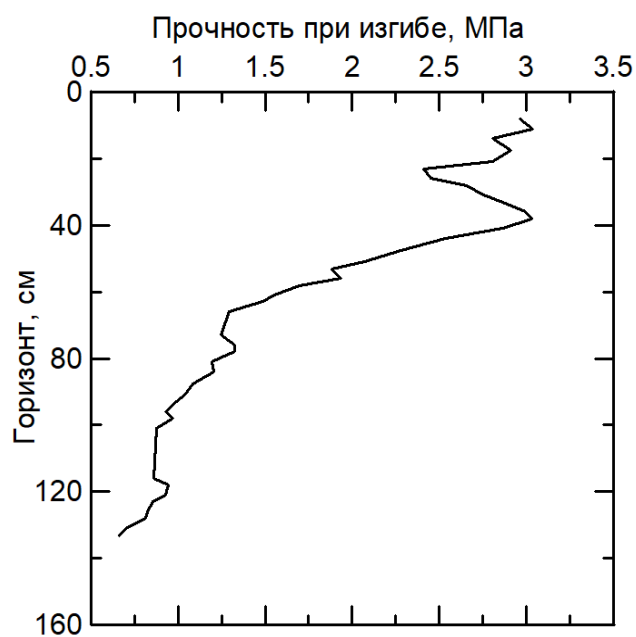


Рисунок 77 – Результат измерения прочности на изгиб за 21.03.2023г. полученные в ходе СП-41.

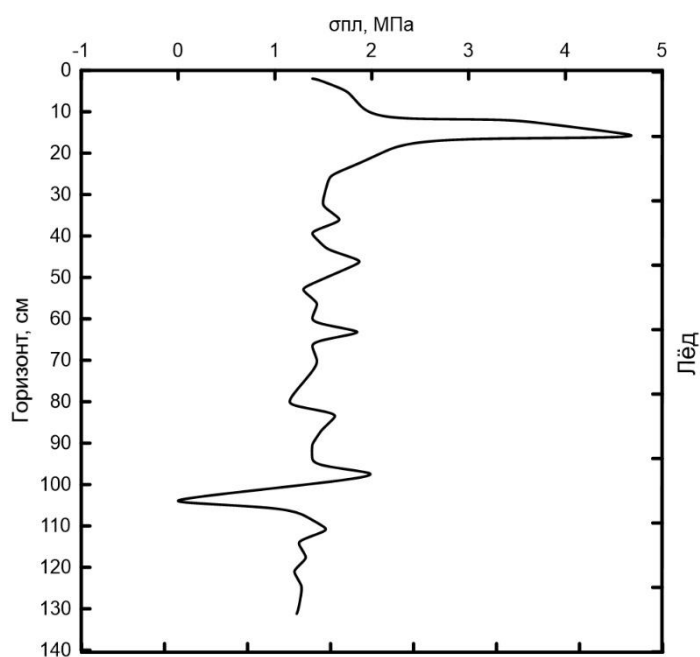


Рисунок 78 – Результат измерения прочности на изгиб за 13.04.2019 г. полученные в ходе экспедиции MOSAiC.

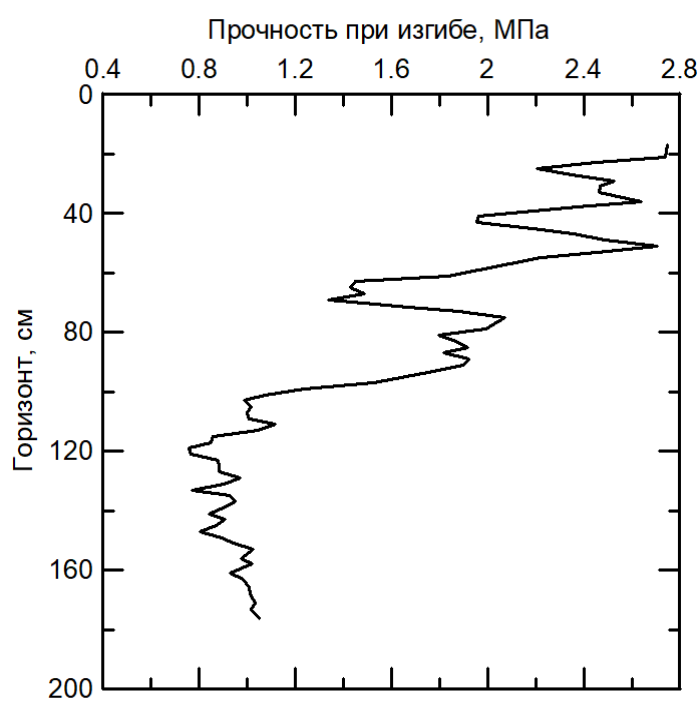


Рисунок 79 – Результат измерения прочности на изгиб за 05.04.2023г. полученные в ходе СП-41.

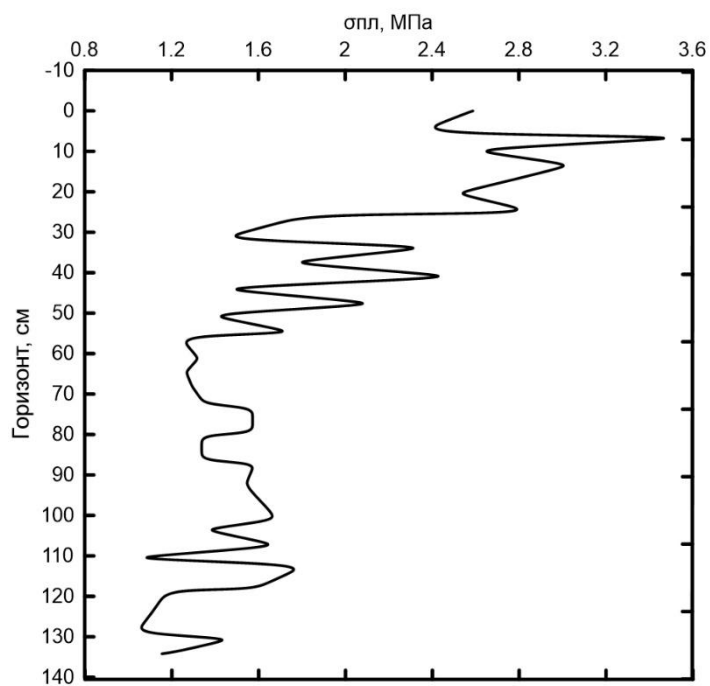


Рисунок 80 – Результат измерения прочности на изгиб за 02.05.2019 г. полученные в ходе экспедиции MOSAiC.

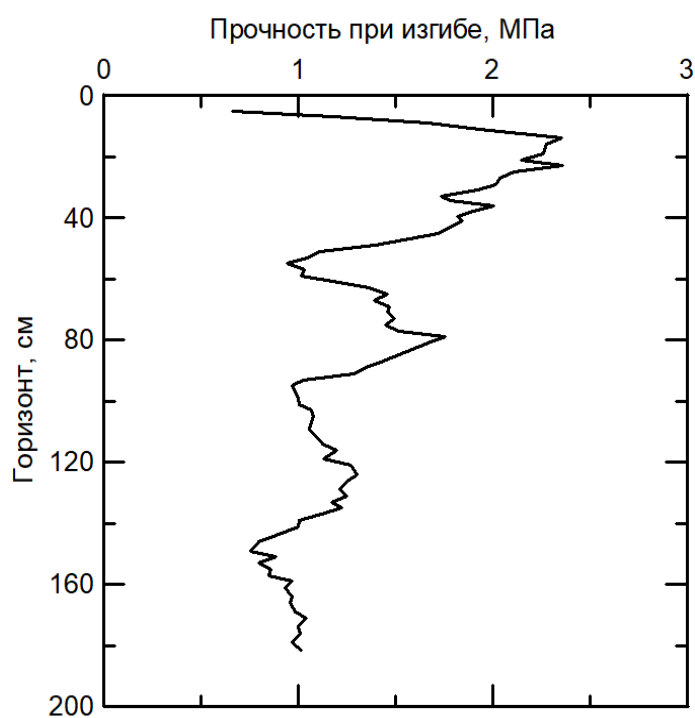


Рисунок 81 – Результат измерения прочности на изгиб за 16.05.2023г. полученные в ходе СП-41.