

АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

На правах рукописи

Харитонов Виктор Витальевич

**ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ТОРОСОВ
ПО ДАННЫМ ТЕРМОБУРЕНИЯ**

Научная специальность 1.6.17. Океанология

Диссертация

на соискание ученой степени доктора технических наук

Санкт-Петербург – 2023 г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
1 ПРИМЕНЕНИЕ ТЕХНОЛОГИИ ТЕПЛООВОГО БУРЕНИЯ ЛЬДА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ТОРОСИСТЫХ ОБРАЗОВАНИЙ.....	11
1.1 Современное состояние исследований торосов: изученность, техника и методики	11
1.2 Принципиальная основа метода исследования торосов с помощью теплового бурения льда	18
1.3 Разработка и создание технических средств для теплового бурения льда с записью параметров бурения.....	27
1.4 Экспериментальная проверка зависимости скорости термобурения от физических характеристик льда, веса термобура и наличия грязевых включений во льду.....	55
2 МЕТОДОЛОГИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ТОРОСИСТЫХ ОБРАЗОВАНИЙ.....	72
2.1 Методика исследования торосов с помощью теплового бурения льда (обработка и интерпретация записей параметров бурения)	72
2.2 Методические вопросы комплексных исследований торосов и стамух	95
2.3 Моделирование распределения объемного содержания твердой фазы льда в торосе.....	105
2.4 Оценка прочности льда по скорости теплового бурения	117
3 ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ТОРОСОВ КАК РЕЗУЛЬТАТ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ ПРОВЕРКИ МЕТОДА	129
3.1 Торосы арктических морей и шельфа острова Сахалин	129
3.2 Торосы внутренних морей России	167
3.3 Торосы центральной части Арктического бассейна	187
3.4 Обобщенные результаты исследования внутреннего строения торосов методом термобурения	203

3.5 Консолидированный слой тороса как основной фактор нагрузки на гидротехнические сооружения	221
4 ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ ТОРОСОВ	228
4.1 Закономерности развития консолидированного слоя торосов	228
4.2 Закономерности распределения пористости торосов	239
4.3 Закономерности эволюции размеров и внутреннего строения торосов	264
4.4 Отличие дрейфующих торосов и торосов в припае.....	284
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	295
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	299

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы диссертации.

Торосы и стамухи представляют собой опасные ледяные образования на поверхности океанов и морей, которые могут обусловить возникновение чрезвычайных ситуаций. Они обладают значительной массой и, находясь в постоянном движении, заключают в себе угрозу повреждения морской инженерной инфраструктуры – нефтедобывающих платформ, трубопроводов, терминалов и т. д. В настоящее время в связи с возрастающей хозяйственной и оборонной активностью в арктических регионах России, интенсивным освоением полярных районов и акваторий замерзающих морей России важное научное и практическое значение приобретает изучение морфометрических параметров торосов, выявление или уточнение природных механизмов, ответственных за их эволюцию. Все это определяет актуальность темы диссертационного исследования.

В настоящее время можно выделить два основных способа получения информации о торосах и стамухах, как опасных ледяных объектах: это способ неразрушающего контроля, реализуемого путем непрерывного сканирования ледяной поверхности, и дискретное получение параметров внутреннего строения отдельных торосов и стамух путем бурения скважин. Оба способа имеют свои преимущества и недостатки. При непрерывном сканировании, например, лазерным профилометром или подводным сонаром, может быть получена информация о пространственном расположении гряд торосов и стамух, их ориентации, а также о форме и размерах паруса или киля. Прямые измерения отдельного ледяного образования позволяют получить детальную информацию о его форме и внутреннем строении. Однако невозможность измерения параметров строения торосов и стамух путем механического бурения без значительного нарушения их целостности породило проблему разработки специальных средств и методов, осуществляющих одновременно с проникновением внутрь ледяного образования получение характеристик его внутреннего строения.

К тому же большие размеры и сложное внутреннее строение торосов и стамух существенно сужают диапазон применяемых для их исследования известных средств. Механическое бурение, обычно используемое для изучения наземных ледников, в данном случае ограничивается либо небольшой глубиной скважин, либо значительными размерами и весом оборудования. Известные дистанционные методы исследования льда в настоящее время не могут обеспечить получение достоверных данных о внутреннем строении рассматриваемых ледяных образований вследствие значительного внутреннего рассеяния акустических или радиоволн при зондировании неоднородного льда.

Особенностью полевых исследований торосистых образований является сложность использования оборудования на льду. В этом случае было обосновано применение способа теплового бурения льда. При этом используемые устройства осуществляют фазовый переход лед-вода, но не нарушают структуру ледяного образования, а система измерения характеристик погружения термобура дает информацию о чередовании льда и пустот в торосистом образовании. Высокая производительность, небольшие габариты и вес буровых комплексов, запись на компьютер параметров бурения – вот основные преимущества теплового бурения перед другими способами исследования льда.

Цель и задачи работы. Целью диссертационной работы является создание технических средств как для получения информации о внутреннем строении торосов и стамух и изучения этих опасных ледяных объектов, так и для проведения полевых работ, направленных на ледовое обеспечение.

Для достижения данной цели поставлены и решены следующие задачи:

1. Разработать специализированное оборудование для бурения льда с записью параметров бурения.
2. Разработать методику обработки данных термобурения торосов.
3. Исследовать внутреннее строение торосов в разных регионах.
4. Выявить закономерности строения и эволюции торосов.

Объектом исследования являются опасные ледяные объекты – торосистые образования северного полярного региона и замерзающих морей России.

Предмет исследования: процесс термобурения для получения характеристик изменчивости основных морфометрических характеристик и внутреннего строения торосистых образований, их взаимосвязи и зависимости от факторов окружающей природной среды.

Научная новизна. В диссертации впервые получены следующие результаты:

1. Предложен **новый класс** технических средств термобурения для определения морфометрических параметров географических объектов и методология его использования;
2. Обоснован способ определения внутреннего строения торосов с помощью термобурения;
3. Обоснована и разработана методика определения параметров бурения, расположения и размеров пустот, границ консолидированного льда, а также глубины расположения границы льда и грунта при бурении стамух, наличия загрязнения льда;
4. Предложен способ оценки распределения пористости льда, слагающего торос, коэффициента заполнения тороса, вероятности нахождения льда на заданной глубине;
5. Выявлены особенности внутреннего строения торосов в различных регионах, обнаружены закономерности в распределении пористости торосов, закономерности в развитии консолидированного слоя торосов, впервые оценена уплотняемость кила торосов как сыпучей среды.

Практическая значимость работы.

Исследования внутреннего строения торосов проведены автором на стыке техники и географии, что позволило получить принципиально новые результаты. Разработанные методические основы определения обобщенных характеристик внутреннего строения тороса позволяют получить представление о распределении пористости тороса по его сечению. Данные о морфологических характеристиках

торосов и стамух, полученные в результате применения предлагаемых в диссертации методик, были использованы следующими субъектами деятельности в Арктике: Exxon Mobil Corporation, АО «Севморнефтегаз», ЗАО «Варандейнефтегаз», ООО «Газфлот», ОАО НК «Лукойл», Norsk Hydro ASA, Statoil, Agip KCO, ПАО «НК «Роснефть»» при проектировании нефтяных и газодобывающих платформ. Такие параметры строения торосов как толщина консолидированного слоя или пористость непосредственно входят согласно Своду Правил и Международной Организации по Стандартизации ISO в расчётные формулы для определения нагрузок на гидротехнические сооружения.

Основные положения, выносимые на защиту:

1. Принципы построения специализированного оборудования для исследования торосистых образований на основе технологии теплового бурения льда с записью параметров бурения.

2. Методика получения информации о внутреннем строении торосистых образований по данным анализа параметров их теплового бурения.

3. Экспериментально установленные неизвестные ранее закономерности пространственных изменений толщины консолидированного слоя и пористости киля тороса.

Степень достоверности. Достоверность результатов, полученных в диссертационной работе, подтверждается корректностью постановки задач с использованием апробированных в различных задачах физики современных методов их решения, а также сравнением с результатами наблюдений.

Предлагаемый автором способ исследования торосов и стамух с помощью термобурения с записью параметров бурения на компьютер (логгер) обеспечивает получение совершенно новой, объективной информации о внутреннем строении этих ледяных образований, поскольку она возникает именно в момент бурения, а скорость погружения термобура при тепловом бурении торосов и стамух фиксируется компьютером независимо от субъективных ощущений оператора. Достоверность результатов определяется также применением адекватных методов

обработки исходных данных, корректной оценкой статистической значимости полученных корреляций в условиях коротких рядов, соответствием полученных результатов имеющимся литературным данным.

Личный вклад автора. В основу диссертации положены результаты, полученные автором в 1996–2019 гг. в 30 морских экспедициях. Постановка задачи и основные направления исследований сформулированы совместно с В.А. Моревым. Автор непосредственно принимал участие в разработке и изготовлении оборудования для термобурения, используемого в экспедициях, лично выполнил весь комплекс работ, связанный с обработкой всей полученной информации. Автором самостоятельно проведены натурные эксперименты по исследованию торосистых образований и проведено их сравнение с данными других авторов. Все выводы, касающиеся внутреннего строения торосов, сделаны автором.

Публикации. По теме диссертационной работы опубликовано 73 работы, в том числе 16 статей в изданиях, рекомендованных ВАК для публикации основных результатов, 9 статей в зарубежных журналах из списка Scopus и Web of Science и две в коллективных монографиях. Получено также одиннадцать патентов на изобретения и четыре патента на полезную модель (в соавторстве).

Апробация работы. Основные положения диссертации были доложены на 6-й Международной конференции по судам и морским конструкциям в холодных регионах ICETECH'2000 (С.-Петербург, Россия, 2000 г.), Международных конференциях РОАС (Оттава, Канада, 2001 г.; Трондхейм, Норвегия, 2003 г.; Потсдам, Нью-Йорк, США, 2005 г.; Далиан, Китай, 2007 г.; Люлеа, Швеция, 2009 г.; Эспо, Финляндия, 2013 г.; Москва, Россия, 2021 г.), RAO/CIS Offshore (С.-Петербург, Россия, 2003 г.), конференции «Моря высоких широт и морская криосфера» (С.-Петербург, Россия, 2007 г.), Международной научной конференции «Морские исследования полярных областей Земли в Международном полярном году 2007/08» (2010 г.), Общероссийской конференции изыскательских организаций (Москва, 2017, 2018), Всероссийской

конференции «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития» (С.-Петербург, 2018 г.), 19-й Международной мультидисциплинарной научной конференции SGEM (София, Болгария, 2019 г.), Всероссийской научной конференции «Моря России: фундаментальные и прикладные исследования» (Севастополь, 2019, 2020 гг.), Международной конференции ISOPE (Гонолулу, США, 2019 г.; Шанхай, Китай, 2020 г.).

Соответствие диссертации паспорту специальности. Диссертационная работа соответствует пунктам 5, 15 и 16 паспорта специальности 1.6.17 – океанология.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, четырех глав, заключения и списка литературы. Общий объем текста составляет 298 страниц, включая 141 рисунок и 23 таблицы. Список использованных источников включает 246 наименований, в том числе 117 на английском языке.

* * *

Автор искренне благодарит руководство ААНИИ и начальника отдела ледового режима и прогнозов *Е.У. Миронова* за многолетнюю поддержку, критические замечания и всестороннюю помощь в научной деятельности. Особую признательность автор выражает начальнику Высокоширотной арктической экспедиции *В.Т. Соколову*, без усилий и содействия которого были бы невозможны работы на дрейфующих станциях и ледовом стационаре. Автор считает своим долгом выразить признательность член-корреспонденту РАН *А.В. Николаеву*, *Д.Ю. Большиянову* и *С.В. Попову* – за ценные советы и консультации, коллегам по ААНИИ *В.Н. Смирнову*, *А.И. Шушлебину*, *С.М. Ковалеву*, *К.П. Тышко*, *В.А. Бородкину*, общение с которыми оказало значительное влияние на формирование автора как специалиста в своей области, *Р.Б. Гузенко* – за активное и плодотворное обсуждение результатов. Автор благодарен *А.Б. Тюрякову*, *А.Э. Клейну*, *В.С. Харитоненкову*, *Р.А. Савину*, *Г.А. Дешевых*, *А.В. Ширшову*, *С.В. Клячкину*, *С.П. Полякову*, *А.М. Безгрешнову* за помощь и сотрудничество в проведении полевых работ. Автор посвящает эту

работу своему учителю В.А. Мореву, чьи обширные знания, энергия и опыт всегда помогали в работе.

1 ПРИМЕНЕНИЕ ТЕХНОЛОГИИ ТЕПЛОВОГО БУРЕНИЯ ЛЬДА ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ТОРОСИСТЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

1.1 Современное состояние исследований торосов: изученность, техника и методики

Большинство морских запасов углеводородов на шельфе России сосредоточено в районах, большую часть года занятых дрейфующим льдом различной сплоченности и отличающихся неблагоприятными метеорологическими условиями. Особый интерес в связи с этим представляют исследования характеристик торосов и стамух, которые определяют технические решения на стадии проектирования, обустройства и эксплуатации нефтяных комплексов [1].

Исследование морфометрии торосов имеет большую историю. Еще в 1899 г. на ледоколе «Ермак» адмиралом С.О. Макаровым проводилось бурение торосов для определения их осадки и строения [35]. В 1930-х гг. начались авиационные ледовые разведки, а в 70-е годы для разведки стали использоваться инструментальные методы [46]. Множество исследований торосов было выполнено во время многочисленных полевых экспедиций.

Торос представляет собой хаотическое холмообразное нагромождение обломков взломанного морского льда, образовавшегося в результате сжатия, находящееся на плаву и частично смёрзшееся [13, 18, 246]. По некоторым данным киль торосов может превышать 50 м [18, 208]. Гряда торосов образуется при сжатии ледяных полей на линии их контакта [13]. Стамуха представляет собой ледяное образование, находящееся на мели, возникшее в результате нагромождения обломков льда при контакте киль тороса с грунтом, частично смороженное, отличающееся низким показателем соотношения киль/парус, крутыми склонами паруса и сложными внешними и подводными формами. В отличие от стамухи, застамушенный торос – это торосистое образование, сформировавшееся вне сопряжения с дном, впоследствии севшее на мель, без продолжения процесса торошения в дальнейшем, с характерными для торосов

формами паруса и киля, а также соотношением осадки киля и высоты паруса [109].

Торосы, как крупные ледяные образования, занимают в среднем 10–40% от всего объема ледяного покрова [135, 185]. Всемирная Метеорологическая Организация подразделяет торосы на «свежие», или однолетние (молодые, не подвергавшиеся еще летнему таянию), «weathered», т.е. пережившие летнее таяние, и старые [246]. В данной работе рассматриваются только однолетние торосы. Они имеют высокий парус с хорошо наблюдаемыми блоками и небольшую степень консолидации. Однолетние торосы из многолетнего льда могут быть бóльшей толщины, чем торосы из однолетнего льда, и достигать толщины 40–50 м [166], однако ввиду уменьшения количества многолетнего льда такие торосы встречаются редко. Антарктические торосы рассмотрены в [188, 237].

Торос можно разделить на три составных части. Это парус – надводная часть, представляющая собой нагромождение блоков и мелких кусков льда, смерзшихся между собой в месте контактов. Подводная часть, или киль, в свою очередь разделяется на две части:

– консолидированный слой (КС) – это часть киля, представляющая собой слой плотного (твердого) льда с верхней границей в районе ватерлинии, образовавшийся в результате воздействия холода и замерзания воды в промежутках между блоками всторошенного льда и включающий в себя эти блоки, с прочностью, близкой к прочности ровного льда;

– неконсолидированная часть киля, находящаяся под КС и состоящая из блоков и мелких кусков льда, смерзшихся между собой в месте контактов, и промежутков между блоками, заполненных шугой или морской водой.

Ранней зимой, когда лед еще тонкий, и скорости дрейфа невысоки, образующиеся торосы также малы, но есть достаточно времени для роста их КС. С течением времени лед становится толще, и скорости дрейфа возрастают, что приводит к формированию бóльших торосов. Однако в этом случае сокращается время для их консолидации [138].

Форма торосов разнообразна, как и величины, ее характеризующие. Традиционно считается, что в поперечном сечении парус тороса имеет треугольную форму, а киль – треугольную или трапециевидную [1, 52, 235]. Обе эти формы определяются шириной основания, высотой и углами склона. Киль шире паруса и на некоторое расстояние простирается под ровным льдом, окружающим парус тороса. Следует иметь в виду, что треугольная или трапециевидная форма характеризуют некий осредненный торос. Некоторые исследователи высказывают мнение, что экспоненциальная форма киля больше отвечает действительности, чем треугольная [123–124, 191–192]. В работе [133] проанализированы результаты годового наблюдения за нижней поверхностью дрейфующего льда в проливе Фрама с помощью сонара. Авторы утверждают, что лучшим обобщением формы однолетнего тороса является трапециевидная форма. По их оценкам, нижняя сторона трапеции составляет 12–17% от ширины киля. Е.У. Миронов и В.С. Порубаев для торосов Карского моря это соотношение оценивают в среднем в 21% [52].

Внутреннее строение торосов определяется обломками льда, слагающими единый массив [5, 12, 24, 240]. Обломки льда, смерзшиеся между собой в теле торосистого образования, имеют различные размеры и форму, кроме того, они случайным образом ориентированы в пространстве [234]. В результате смерзания обломков между собой образуется ледяной костяк торосистого образования со сложной пространственной структурой. Пустоты в торосах могут быть заполнены водой, воздухом, снегом, шугой. В стамухах добавляется ил и донный грунт.

Измерение морфометрических характеристик и внутреннего строения ледяного покрова производится с помощью бурения скважин в ровном и торосистом льду, а также измерения геометрических размеров блоков льда, составляющих торосистые образования, и исследования нижней поверхности ледяного покрова с помощью сонаров или подводных телеметрических комплексов [45, 48, 221]. Дополнительно к бурению измеряют превышение верхней поверхности снежного (ледяного) покрова с помощью измерителя уровня воды в скважине или с помощью геодезической съемки после привязки к уровню

воды. При обработке данных бурения определяются величина надводной и подводной части ледяного покрова, границы консолидированного льда торосов, границы пустот, участки льда различной пористости.

С помощью подводного телеметрического комплекса оцениваются геометрические размеры пустот и блоков льда, составляющих киль торосистого образования [110, 161].

При обработке данных о геометрических размерах ледяных блоков, составляющих парус ледяного образования, строятся функции распределения этих величин (например, [221]). Отношение толщины блоков к толщине ровного льда указывает на приблизительный возраст ледяного образования [51, 126].

Углы склона кия тороса могут служить хорошим показателем свойств кия как сыпучей среды. Это показатель трения в нагромождении обломков льда, определяющий сопротивление срезу от вертикальной нагрузки [159]. В монографии [1] отмечено, что для несвязанных материалов угол естественного откоса равен углу внутреннего трения.

Важной характеристикой внутреннего строения торосов и стамух является толщина КС. Некоторые авторы определяют КС с помощью бурения как первый сплошной блок льда ниже уровня воды без больших пустот [1, 127]. В ряде работ нижняя граница КС определялась как глубина ниже уровня моря, на которой в скважине тороса появлялась морская вода [139, 223]. Косвенный метод оценки толщины КС тороса основывается на предположении того, что она не превышает значения, измеренного в тех точках тороса, где наблюдается минимальное (5–20 см) превышение льда над уровнем воды [К.П. Тышко, частное сообщение, 2004]. Е.У. Миронов и др. используют формализованную методику выделения КС торосов и стамух путём экспертной оценки в соответствии с определенными принципами [194–195]. Наиболее точно толщина КС определяется по взятым кернам. Также достоверным способом определения положения нижней границы КС является измерение температуры льда в торосе, т.к. ниже КС наблюдается гомотермия (см., например, [149]). Однако положение верхней границы КС с

помощью термисторов определить не удастся. Границы КС могут быть также оценены с помощью зонд-индентора [86–87, 128, 184], хотя и довольно грубо.

Обзоры сведений о КС торосов различных регионов приведены в работах [138, 221, 235]. Л. Страб-Клейн и Д. Судом считают, что разброс данных о КС торосов обязан не только природным особенностям этих ледяных образований, но и методам исследования и интерпретации полученных данных [221]. Г.А. Сурков приводит краткий обзор эмпирических зависимостей между суммой градусо-дней мороза и толщинами ровного льда и КС торосов, а также предлагает свою модель роста КС [227]. Очевидно, что большой интерес вызывают и факторы, обуславливающие толщину КС и влияющие на ее изменение [210].

Малоизученным является вопрос распределения толщины КС внутри торосистого образования. Какой части тороса соответствует наиболее мощный КС? Очевидно, наиболее выразительной особенностью верхней поверхности тороса является его парус. В некоторых работах затрагивается вопрос влияния паруса на рост толщины КС (например, [113]). В работе [157] делается вывод, что к концу периода консолидации КС в районе гребня тороса принимает W-образную форму, т.е. под парусом толщина КС наименьшая. Авторы объясняют этот эффект теплоизолирующими свойствами паруса, заключающего в себе значительное количество пустот, заполненных снегом и воздухом и замедляющих процесс консолидации под ним. Стоит отметить, что описанные наблюдения проводились на единичных торосах.

А. Наумов и др. [200] на основе осреднения данных экспедиционных исследований торосов Баренцева моря в 2001–2005 гг. сконструировали осреднённый торос («design ice ridge»). В итоге наиболее толстая часть КС этого «design ice ridge» располагалась в центральной части профиля.

Макропористость тороса определяется как объем пустот в теле тороса, заполненных воздухом, водой, снегом или шугой, отнесенный к объему целого тороса. Общая пористость включает также пористость ровного льда, из которого сложен торос [149]. Термобурение дает общую пористость [170]. В то же время

данные термобурения дают границы и размеры пустот, по которым можно определить и макропористость.

В.Д. Грищенко [24] рассматривал вопрос распределения коэффициента заполнения, т.е. величины, противоположной пористости, по вертикали в свежих торосах. Он сделал вывод о том, что коэффициент заполнения в центральной части гряды тороса (с центром на уровне моря) на 0,1–0,2 выше, чем в ее вершинной и килевой частях. В этой же работе данное явление связывается с действием сил тяжести и всплытия, способствующим концентрации и последующему уплотнению мелких обломков и тертого льда в центральной части гряды. Г.А. Сурков также отмечал увеличение пористости с глубиной, причем по его мнению промежутки между блоками возрастают, а толщина блоков остается без изменений [225]. По данным работы [130] пористость в исследованном торосе ниже КС увеличивалась с глубиной с 0,2 до 0,5, а наибольшие по вертикальному размеру пустоты были сосредоточены в нижней части кия. Её авторы отмечают, что чем ближе к уровню моря, тем более компактно сложены блоки в торосе, и связывают это также с положительной плавучестью льда. О.М. Андреев, обобщая результаты исследований торосов в 2003–2007 гг. в Баренцевом море, отмечает, что в свежих торосах, в которых КС либо отсутствовал, либо только начал формироваться, пористость в верхней части кия меньше, чем в нижней части [2]. Он также связывает это с действием архимедовых сил.

Завершая обзор публикаций по теме исследования торосов, необходимо отметить остающиеся нерешенными следующие проблемы:

- реальная конфигурация пустот в теле тороса;
- закономерность уменьшения пористости неконсолидированной части кия;
- закономерность расположения границ консолидированного слоя;
- уплотняемость тороса как сыпучей среды;
- связь скорости термобурения с прочностью льда.

Решение этих проблем является существенным моментом развития знаний о внутреннем строении ледяных торосистых образований.

Таким образом, выделив главное и основываясь на опыте предшественников, автор определил направление движения к решению проблемы – это использование и развитие технологии теплового бурения льда применительно к ледяным образованиям из морского льда.

1.2 Принципиальная основа метода исследования торосов с помощью теплового бурения льда

1.2.1 Методы исследования торосов

Технология исследования ледяных образований с помощью бурения не нова. Тепловой метод бурения-плавления скважин был успешно опробован еще в конце 19 века при изучении альпийских ледников [119]. Для исследования торосов и стамух широко применяются различные способы бурения – механическое бурение мотобуром, электромеханическое бурение, электротермобурение и водяное термобурение [9, 158, 202]. Дополнительно к бурению измеряют превышение верхней поверхности снежного (ледяного) покрова с помощью измерителя уровня воды в скважине или с помощью геодезической съемки после привязки к уровню воды.

Механическое бурение выполняется двухдюймовыми шнеками (бескерновое бурение), или керноотборниками различного диаметра в зависимости от фирмы-изготовителя. Оборудование для механического бурения мобильно, достаточно несложно в эксплуатации (при соответствующих навыках), однако трудоемкость бурения резко увеличивается с возрастанием толщины ледяных образований. Механическое бурение обычно применяется в ледовых исследованиях, имеющих характер ледового десанта, когда ограничен общий вес оборудования и время нахождения на льду. Такой вид исследований широко распространен в мире, и в нашей стране в частности. Основным недостатком является визуальное, т. е. субъективное определение границ участков льда и пустот, а также льда различного качества. Запись скорости бурения не производится.

Комбинированный метод бурения, а именно – шнеково-термический, описан в работе [30]. По мнению авторов, он является более эффективным для исследования торосов. Бурение начинается мотобуром, но как только глубина скважины становится достаточно большой, и количество операций по обеспечению механического бурения резко возрастает, бурение продолжается с помощью термических игл. Термин «шнеково-термический», предложенный

авторами статьи, по-видимому, не совсем удачный, т. к. допускает неоднозначное толкование.

Бурение горячей водой также широко распространено в ледовых исследованиях, как отечественных, так и зарубежных. Впервые оно было применено для исследования ледников [233]. Зарубежные ледеисследователи используют водяные установки О. Ковакса [160] и В. Сент-Лоуренса [206]. Основные преимущества водяного термобурения перед электрическим:

- скорость бурения увеличивается примерно в 20 раз;
- прослойки грязного льда легко преодолеваются;
- водяной термобур не может перегреться или перегореть.

Основной недостаток водяного термобурения заключается в том, что оборудование громоздкое и тяжелое, дорогое и трудоемкое в обслуживании, особенно при отрицательных температурах. Для погрузки, разгрузки и перемещения по льду требуется от двух до шести человек. Также недостатком этих установок является малая разрешающая способность водяных буров, т. е. отмечаются только крупные блоки льда, мелкие блоки фиксируются как слой рыхлого льда. Из-за конической формы буровой коронки возникает значительная (до 0,2 м) погрешность в определении нижней границы блоков льда. Основным недостатком, как и при механическом бурении, является визуальное, т. е. субъективное определение границ участков льда и пустот, а также льда различного качества. Запись скорости бурения зарубежными ледеисследователями не производится.

Тепловое бурение горячей водой использовалось при исследовании многолетних дрейфующих льдов моря Бофорта [206], торосов и стамух в 1995 г. в Обской губе и в 1995–1998 гг. на шельфе о. Сахалин [195, 243]. В этих работах использовался водяной термобур производства компании Polar Alpine, Inc [206]. Во время проходки скважин по ощущениям оператора бурения определялась относительная пористость льда, и фиксировались встречающиеся пустоты.

Среди отечественных ледеисследователей водяное бурение применяли сотрудники СахалинНИПИморнефть в 80–90-е годы прошлого столетия [5]. Ими

использовалась водяная установка собственного изготовления. Запись скорости бурения не производилась. В ААНИИ используется водяная установка Морева, позволяющая работать двумя буровыми постами одновременно, что увеличивает производительность бурения [100, 112]. К тому же, в ААНИИ разработана и применяется торцевая форма буровой коронки, в отличие от зарубежного термобура, что увеличило разрешающую способность бура при определении границ блоков льда [59].

Электротермобурение ледяных образований также применяется российскими ледоисследователями, а за рубежом оно не получило распространения. Производством электротермобуров занимаются ААНИИ [55, 65, 198–199] и Горный Университет [19–20, 30, 41–42, 241]. Основными преимуществами электротермобурения являются простота и легкость в эксплуатации (один буровой пост обслуживает один оператор), небольшой вес, высокая разрешающая способность нагревательной коронки при определении границ блоков льда. Основным недостатком является малая скорость бурения.

Первоначально бурение использовалось в основном для получения скважин, по которым проводилось измерение толщины льда и определялось наличие пустот, а также для взятия керна и его дальнейшего изучения. Постепенно стало очевидно, что с помощью бурения, преимущественно теплового, можно получать информацию и о плотности льда.

Впервые подобный способ был предложен А.Л. Сухановым в 1972 г. для измерения плотности льда на горных ледниках [92]. Суть способа заключается в погружении в снежно-ледяной покров термобура, на нагреватель которого подается тепловая энергия постоянной мощности, измеряется время погружения термобура, и определяется плотность льда по градуировочной кривой. При этом доминирующее влияние на скорость бурения ледника оказывает в фирновой области – плотность фирна, в ледяной – температура деятельного слоя, в придонной – содержание моренного материала [91]. Это дает возможность определять названные параметры, фиксируя изменения скорости термобурения с глубиной. Дополнительную информацию о трещиноватости и водонасыщенности

ледника могут дать наблюдения изменений уровня талой воды в скважине в процессе бурения.

С 1985 по 1995 г. сотрудниками СахалинНИПИморнефть производились исследования морфологических параметров торосов и стамух как объектов воздействия на гидротехнические сооружения и подводные коммуникации. Методика проведенных исследований была разработана С.П. Бекецким [5, 7, 12]. Для изучения строения торосов и стамух и определения глубины внедрения стамух в грунт выполнялись геодезические работы и термобурение с отбором керна. Бурились опорные скважины, количество которых определялось размерами ледяного образования. Работы выполнялись термобуровой установкой конструкции Ленинградского Горного института (масса снаряда – 12,8 кг, всей установки – 50 кг, потребляемая мощность до 1,5 кВт, глубина бурения – до 50 м, диаметр керна 65 мм, скорость бурения 3 м/час). По результатам бурения с отбором керна определяются общая толщина и внутреннее строение (вертикальные размеры блоков и пустот) торосистого образования, физико-механические свойства (текстура, температура, соленость, прочность на сжатие или изгиб) льда, слагающего торос или стамуху. Однако некоторые данные, приводимые С.П. Бекецким, являются спорными, поскольку определение таких характеристик льда, как температура, прочность на сжатие и изгиб с помощью керна диаметром 65 мм, полученного в результате теплового бурения, представляется затруднительным.

По результатам бурения опорных скважин намечалась сеть точек бурения сплошным забоем. Бурение производилось термоиглой при помощи горячей воды. В течение всего времени бурения выполнялась документация проходки скважины: регистрировалась скорость термоиглы, соответствующая относительная прочность льда, отмечались границы льда и пустот, толщина консолидированной части торосистого образования (слой льда без провалов термоиглы в районе уровня моря). После окончания бурения каждой скважины измерялся уровень воды в скважине, а на стамухах выполнялся отбор проб грунта для определения его физико-механических свойств.

Работа С.П. Бекецкого очень интересна с методической точки зрения. К сожалению, в работе не нашли отражения такие интересные моменты, как регистрация скорости проходки и соответствие ее пористости льда. По-видимому, это соответствие определялось по субъективным ощущениям оператора бурения.

Морфометрия торосов и стамух Охотского моря рассмотрена также в работах [89, 231–232].

В 1996 г. впервые для исследования строения торосов был применен бескерновый электротермобур производства ААНИИ с нагревательной коронкой в виде конуса [55, 199]. С 2002 г. бурение льда осуществляется с помощью электрической мощности или нагретой воды [99].

Запись параметров бурения (скорости, давления воды над коронкой, температуры талой воды) используется для исследования внутреннего строения торосов и стамух только специалистами ААНИИ. Измерительные боксы, осуществляющие запись параметров бурения, универсальны, что позволяет использовать их как при водяном, так и при электротермобурении. Обработка записей термобурения позволяет получать объективную (независящую от ощущений оператора бурения) информацию о расположении границ блоков льда, расположении нижней границы консолидированного слоя, расположении границы льда и грунта в случае бурения стамух.

1.2.2 Физические основы методики исследования торосов с помощью термобурения

Считая толщину пленки расплава, обтекающего нагревательную коронку, пренебрежимо малой по сравнению с диаметром коронки и пренебрегая рассеянием тепла в окружающий лед, связь скорости бурения с подаваемой мощностью согласно закона сохранения энергии можно выразить калориметрической формулой:

$$V = \frac{KP}{\Lambda(\rho(1-a-s)(-c_i t_i + L) - \rho_w s c_w t_i + (\rho(1-a-s) + \rho_w s) c_w t_w)} \quad (1.1)$$

где V – скорость погружения термобура, P – подаваемая на термобур тепловая мощность, K – коэффициент, учитывающий рассеяние тепла через боковую поверхность коронки термобура (к.п.д. коронки), A – площадь миделева сечения коронки термобура, ρ – плотность монокристалла льда, a – объемное содержание воздуха во льду, s – объемное содержание рассола во льду, c_i – теплоемкость чистого льда, t_i – температура льда, L – удельная теплота плавления льда, ρ_w – плотность расплава, c_w – теплоемкость расплава, t_w – температура расплава. Определим объемное содержание твердой фазы льда VCI (аббревиатура Volume Content of Ice) как:

$$VCI = 1 - a - s. \quad (1.2)$$

Т.е. VCI равняется 1 минус пористость. Величина VCI аналогична коэффициенту заполнения, но несколько меньше его, т.к. учитывает наличие микропор в блоках льда.

Преобразуем формулу (1.1) к виду

$$V = \frac{KP}{\Lambda[\rho(1-a-s)(-c_i t_i + L + c_w t_w) + \rho_w s c_w (t_w - t_i)]}. \quad (1.3)$$

В знаменателе формулы (1.3) удельная теплота плавления льда $L=335$ кДж/кг. Удельная теплоемкость льда c_i равняется 2,093, удельная теплоемкость воды $c_w = 4,187$ кДж/(кг·К). Температура льда t_i , как правило, находится в пределах $0 \dots -10$ °С, температура талой воды по данным экспериментов не превышает 30 °С, соленость льда s в подавляющем большинстве случаев не превышает 11%. Удельное содержание пузырьков воздуха также находится в пределах 10%. Таким образом, первое слагаемое в квадратных скобках будет не меньше, чем $918 \cdot (1 - 0,1 - 0,11) \cdot (2,093 \cdot 0 + 335 + 4,187 \cdot 30) \approx 2,4 \cdot 10^5$. Второе же слагаемое не

превысит величины $1003 \cdot 0,11 \cdot 4,187 \cdot (30 - (-10)) \approx 1,8 \cdot 10^4$. Пренебрегая вторым слагаемым, а также слагаемым $c_i t_i$ как слагаемыми высшего порядка малости в знаменателе формулы (1.3), из (1.2) и (1.3) скорость бурения V обратно пропорциональна объемному содержанию твердой фазы льда VCI :

$$VCI \approx \frac{K(VCI)P}{\Delta\rho(L + c_w t_w)} \cdot \frac{1}{V} \quad (1.4)$$

где выражение $K(VCI)$ обозначает, что, строго говоря, коэффициент K может зависеть от объемного содержания твердой фазы льда VCI . Характер этой зависимости неизвестен и трудноопределим. Однако за счет высокой тепловой инерционности нагревательной коронки электротермобура и высокой скорости бурения водяного термобура влияние объемного содержания твердой фазы льда VCI на к.п.д. коронки, т.е. на коэффициент K будет нивелировано. Таким образом, в первом приближении можно считать, что коэффициент пропорциональности между обратной скоростью бурения и значением объемного содержания твердой фазы льда VCI в (1.4) не зависит от самой величины объемного содержания. Скорость бурения зависит от подаваемой тепловой мощности и пористости льда. Низкая скорость бурения указывает на наличие плотного льда, высокая скорость (провал бура) – на наличие пустоты. Промежуточные скорости бурения указывают на наличие рыхлого, или пористого льда или переход бура из льда в пустоту.

Формула (1.4) является принципиальной основой методики исследования торосов с помощью технологии термобурения. Такой способ получения характеристик внутреннего строения тороса одновременно с проникновением внутрь его защищён патентом России №2153070 [57]. Применение компьютера для записи скорости бурения торосов было впервые осуществлено автором в 1996 г. в юго-восточном районе Баренцева моря [57, 198]. Первоначально по записи определялись только границы крупных пустот и блоков льда. Начиная с

1998 г., по записи скорости определяется наличие в теле тороса участков льда различной пористости [49, 85, 194].

Разработанный в ААНИИ для исследования крупных ледяных образований метод термобурения с записью скорости бурения льда на компьютер представляет собой уникальную возможность получать границы слоев льда, расположенных внутри тороса, и в первую очередь КС с высокой точностью и достоверностью [112].

Макет водяной термобуровой установки был испытан на Ладожском озере в декабре 2001 г. Испытания проводились на пресноводном и лабораторном соленом льду. Бурение скважин производилось в имитирующих торос наборах закрепленных кернов льда заранее измеренной плотности, разделенных водяными или воздушными промежутками. Высота кернов и пустот измерялась. Сравнивались измеренные и полученные после обработки записей параметров бурения данные о размерах ледяных прослоек и пустот. Оценивалась скорость бурения в зависимости от плотности и пористости льда.

Результаты испытаний показали, что использование водяной термобуровой установки существенно увеличивает производительность буровых работ и позволяет получить подробную объективную информацию о строении торосов. Для отработки технологии бурения и оптимизации комплекта оборудования проведены испытания установки на торосах и стамухах в различных ледовых условиях.

Метрологическая работа на макетах торосов, собранных из природного и лабораторного льда, выявила возможность определения плотности и пористости льда, расположения пустот, границы льда и грунта и, при необходимости, доработки оборудования и технологии для обеспечения точности определяемых данных.

Для исследования морфометрических характеристик тороса или стамухи перпендикулярно гребню через наиболее высокие участки паруса прокладываются секущие профили, на которых с заданной дискретностью производится бурение льда. Чаще всего это 5 м (на небольших торосах – 2,5 м), но

может быть и меньше в зависимости от задачи исследования. Количество профилей (линий) варьирует в зависимости от длины гребня и плана работ. Количество точек на профилях обуславливается шириной гребня. В первые дни полевых работ для калибровки оборудования на некоторых ледяных образованиях производится бурение опорной скважины в месте, выбранном ледовым экспертом, с записью параметров бурения. Затем производится отбор керна таким образом, чтобы скважина находилась по оси керна. При необходимости с привлечением специалиста по физике льда выполняется описание текстуры льда керна. Основным моментом выделения слоёв льда различной пористости является определение скорости движения бура во льду.

1.3 Разработка и создание технических средств для теплового бурения льда с записью параметров бурения

1.3.1 Электротермобурение

Общий вид и схема разработанной установки для электротермобурения льда приведены на рисунке 1.1, ее основные технические характеристики приведены в таблице 1.1. Электропитание установки осуществляется от генератора и подается через пульт управления непосредственно на термобур. В буровом кабеле помимо питающих проводов может быть проложена трубка для измерения давления воды на забое. Работает на установке один человек.

Таблица 1.1 – Технические характеристики электротермобуровой установки

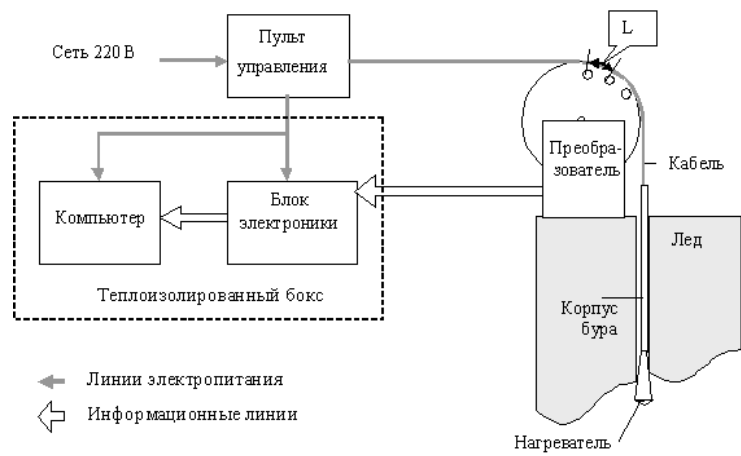
Характеристика	Значение
Диаметр нагревательной коронки термобура, мм	35
Длина снаряда, мм	1800–2200
Диаметр скважины, мм	38–45
Потребляемая мощность, кВт	2
Скорость бурения на плотном чистом льду, м/ч	16–18
Относительная погрешность определения глубины не более, %	0,5
Пространственное разрешение нагревательной коронки, мм	10
Минимальный радиус кривизны скважины, м	24
Масса снаряда без кабеля, кг	2,3–4
Общий вес установки, кг	20–22
Обслуживающий персонал, чел	1

В процессе бурения кабель вращает измерительное колесо преобразователя. При повороте измерительного колеса датчик угловых перемещений выдаёт импульсы на блок электроники. Скорость погружения термобура будет пропорциональна числу импульсов, поступивших в единицу времени. Коэффициент пропорциональности зависит от диаметров измерительного колеса

и кабеля. Расчёт скорости производится по одному коэффициенту, когда идёт забуривание, и по другому, когда бур уходит в лёд, и измерительное колесо вращается буровым кабелем. Помимо скорости бурения есть возможность измерять давление воды над коронкой и температуру талой воды. Блок электроники передает эти данные на ноутбук. В процессе модернизации установки теплоизолированный бокс с компьютером и блоком электроники был заменён на логгер.



а



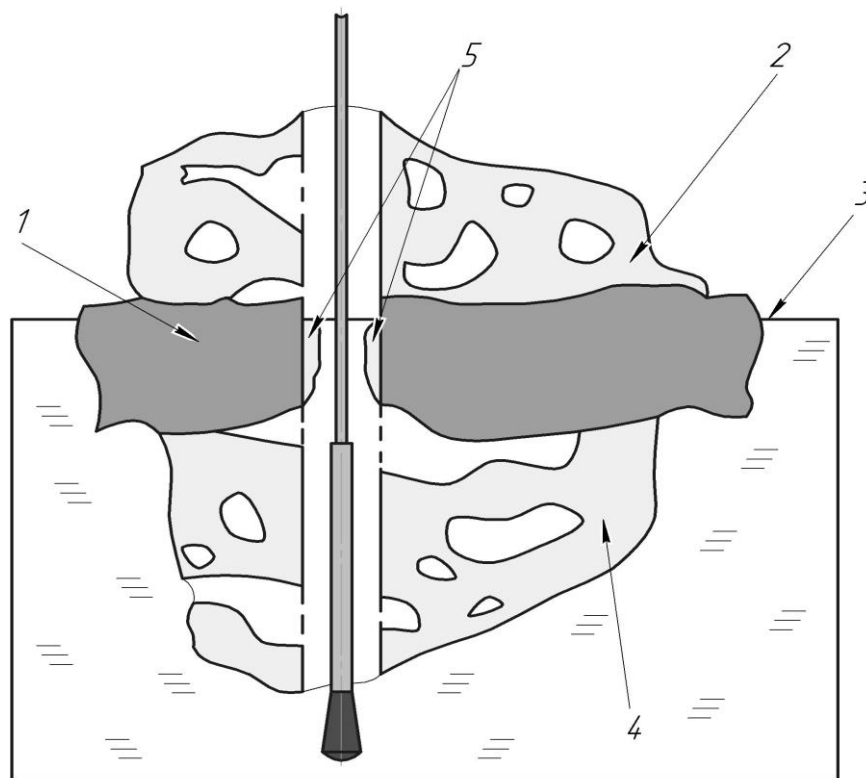
б

Рисунок 1.1 – Общий вид (а) и схема установки (б) для электротермобурения льда с записью скорости бурения

Нагревательная коронка

Для обеспечения надежного бурения-плавления с записью на компьютер ряда параметров бурения необходимо обеспечить равномерное погружение бура в сплошной лед и бурение скважин по всей толщине льда с максимальной скоростью. Во время сезонных работ на дрейфующих станциях «СП – 32» и «СП – 35» сотрудниками ААНИИ, проводящими исследования торосов с помощью электротермобурения, были отмечены трудности при извлечении бурового снаряда из скважины. Причиной являлась намерзающая в районе уровня моря в консолидированном слое тороса шуговая пробка, которая отмечалась

почти повсеместно при достаточно больших вертикальных размерах ледяных образований (рисунок 1.2). Для работы на торосах была разработана модификация электротермобура, нагреватель которой выполнен в виде двух конусов, соединенных основаниями. Нижний конус образует рабочую поверхность, к которой подводится 80–85% тепла, затрачиваемого на бурение. К боковой поверхности верхнего усеченного конуса подводится 15–20% тепла, которое идет на прогрев талой воды во время бурения и плавление шуговых пробок при подъеме бура. Схема нагревательной коронки и распределение тепловых потоков приведены на рисунке 1.3. Высота нижнего конуса от вершины до основания 0,5 см, что обеспечивает определение пустот с вертикальным размером не менее 1 см.



- 1 – консолидированный слой тороса;
- 2 – парус тороса;
- 3 – уровень моря;
- 4 – киль тороса;
- 5 – шуговая пробка.

Рисунок 1.2 – Схема нарастания шуговой пробки в теле “холодного” тороса

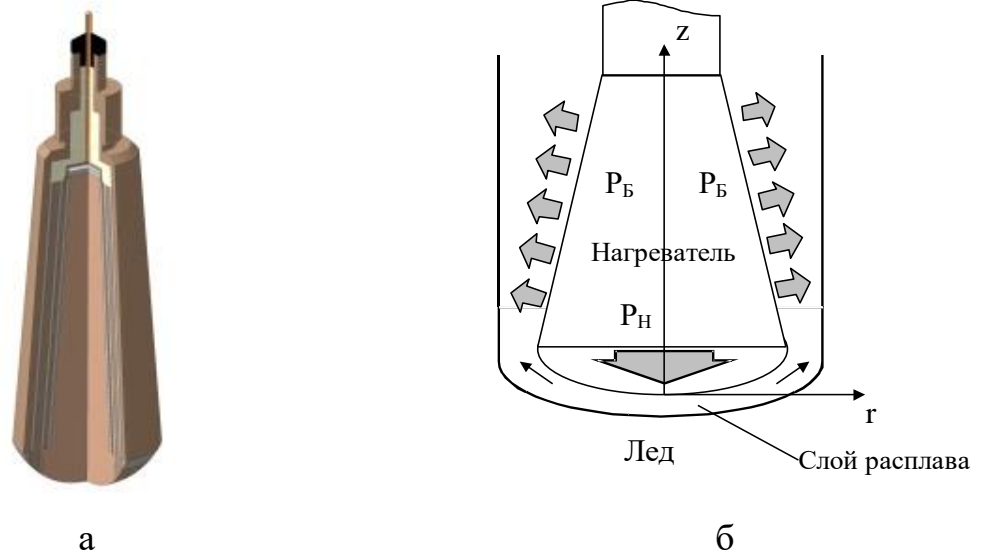


Рисунок 1.3 – Схема нагревательной коронки электротермобура (а) и распределение тепловых потоков в ней (б). $P_Б$ и $P_Н$ – мощность, поступающая к боковой поверхности и в носок коронки, соответственно.

Такой электротермобур был впервые испытан в 1998 г. в экспедициях на шельфе о. Сахалин [85, 195] и в Печорском море. После доработки (нижний конус был преобразован в параболоид или усеченный эллипсоид, в зависимости от модификации [58]) бур ЭТИ-3М2 был использован в экспедициях в Печорское море в 1999 г. [198] и в Каспийское море в 2001 г. [50], где показал надежную работу во время бурения торосов и стамух. Параболическая форма рабочей поверхности способствует равномерному заглублению бура в лед. На это устройство в 2005 г. был получен патент на полезную модель №52068 [58].

Корпус электротермобура

Корпус электротермобура представляет собой трубу из нержавеющей стали, к верхнему концу которой подсоединяется кабель с помощью влагозащищенного кабельного замка. Внутри корпуса проложена изолированная токопроводящая жила, а к нижнему концу корпуса подсоединяется конусообразная нагревательная коронка с помощью водонепроницаемого штепсельного разъема и накидной гайки. При извлечении термобура из скважины накидная гайка своей выступающей частью уплотняла шуговую пробку и препятствовала извлечению

термобура, т.к. из-за низкой теплопроводности материала гайки тепло от нагревательной коронки медленно поступало к шуговой пробке.

В мае 2008 г. на базе лаборатории термобурения ААНИИ были проведены исследования скорости замерзания скважины во льду в зависимости от его солёности и температуры [112]. Целью исследований являлось выяснение конкретных значений времени замерзания скважины в образцах льда различной солёности, выдержанных при различных температурах. Впоследствии по известным значениям скорости замерзания скважины при различных условиях можно оценить время, по истечении которого потребуется прервать бурение и поднять термобур для расширения замерзающей в районе расположения уровня воды скважины. Ниже приводится краткое описание этих экспериментов.

Измерения производились в помещении, температура воздуха в котором составляла +11 °С. Холодильная установка поддерживала температурный режим от 0 °С до -35 °С, размеры блоков льда – 0,35×0,35×0,14 м. В эксперименте использовалась вода трёх различных солёностей и пресная вода. В центре образцов электротермобуром было пробурено по одной скважине. Талая вода, образующаяся при бурении льда, во избежание растекания по поверхности блока откачивалась, измерялась её температура (в среднем над коронкой она составляла +30 °С), и после ее остывания в течение нескольких минут помещалась обратно в скважину. Измерялся начальный диаметр скважины, и блок помещался обратно в отделение морозильной камеры с заданной температурой. После чего отмечалось время начала эксперимента для данного образца льда. Блоки льда через каждые пять минут извлекались из морозильной камеры, и измерялся диаметр скважины. По мере достижения критической величины диаметра скважины (в качестве таковой была выбрана 22 мм – диаметр корпуса термобура) измерения производились через 2,5 мин. По результатам проведённых измерений были получены зависимости скорости замерзания скважины во льду, имеющем различную температуру и солёность (рисунок 1.4).

Скорость замерзания скважины

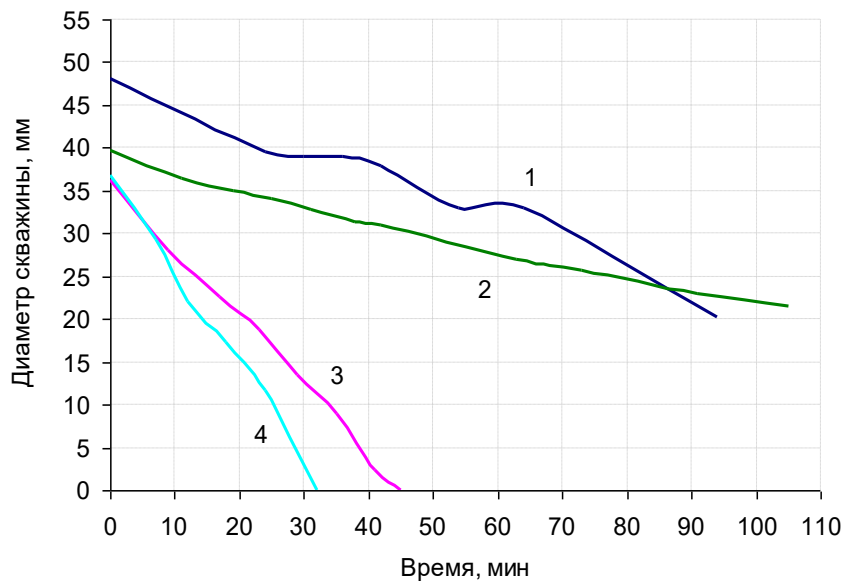


Рисунок 1.4 – Изменение диаметра скважины со временем

- 1 – пресный лед при температуре $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$, начальная температура воды в скважине $13\text{ }^{\circ}\text{C}$;
- 2 – пресный лед при температуре $-8,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, начальная температура воды в скважине $30\text{ }^{\circ}\text{C}$;
- 3 – лед соленостью 8‰ при температуре $-8,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, начальная температура воды в скважине $23\text{ }^{\circ}\text{C}$;
- 4 – лед соленостью 8‰ при температуре $-31\text{ }^{\circ}\text{C}$, начальная температура воды в скважине $19\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Для облегчения извлечения термобура из скважины при образовании шуговой пробки также была модернизирована конструкция самого термобура [65]. Накладная гайка убрана, диаметр корпуса бура увеличен, а резьба на нагревательной коронке уменьшена с тем, чтобы нагревательная коронка ввинчивалась напрямую в корпус бура, причем диаметр верхней части коронки совпадает с диаметром корпуса бура (рисунок 1.5). Герметизация этого соединения обеспечивается применением резинового кольца. Верхняя часть нагревательной коронки за счет хорошей теплопроводности ее корпуса легко расплавляет шуговую пробку, и бур легко извлекается из скважины.

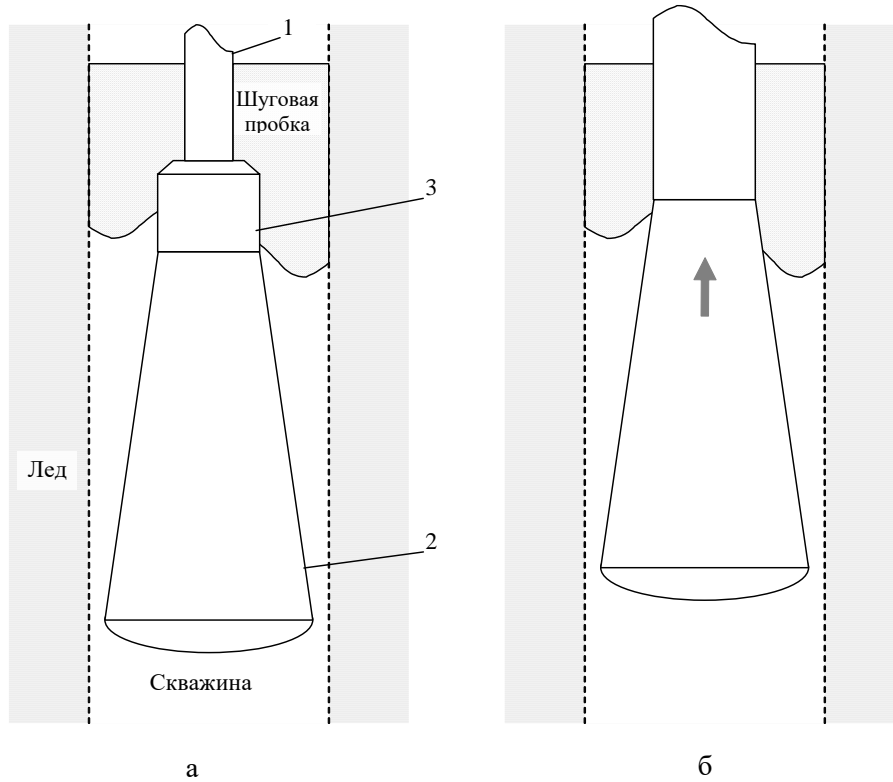


Рисунок 1.5 – Схема технического решения рабочей части электротермобура:
а – конструкция с накидной гайкой, б – без накидной гайки.

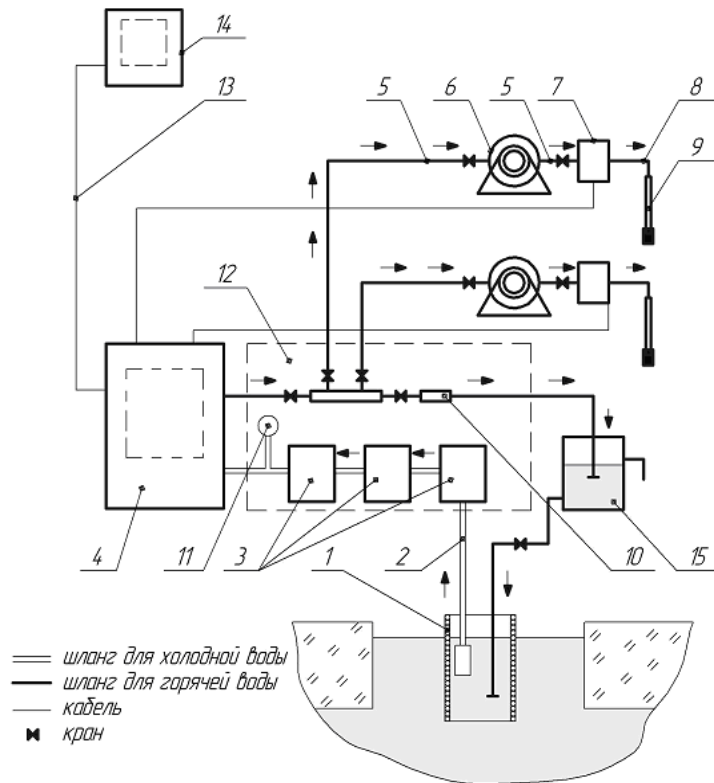
1 – корпус термобура, 2 – нагревательная коронка, 3 – накидная гайка.

1.3.2 Бурение горячей водой

Общий вид установки для водяного теплового бурения льда с записью скорости бурения представлен на рисунке 1.6, схема установки – на рисунке 1.7.



Рисунок 1.6 – Общий вид установки для водяного бурения льда (УВБЛ-2)



1 – смешительная труба; 2 – всасывающий шланг; 3 – насосы; 4 – водоподогреватель;
 5 – подводный шланг; 6 – вьюшка; 7 – бокс записи параметров бурения;
 8 – буровой шланг; 9 – термомур; 10 – регулирующий клапан; 11 – манометр;
 12 – насосный блок; 13 – кабель; 14 – электростанция; 15 – водяной бак.

Рисунок 1.7 – Схема установки для водяного бурения льда (УВБЛ–2)

Морская вода через смешительную трубу и всасывающий шланг электронасосами прокачивается через водоподогреватель, где нагревается котлом, работающим на дизельном топливе. Некоторое количество горячей воды сливается в смешительную трубу для подогрева всасываемой в водоподогреватель воды. Подогретая до температуры 70–90 °С вода по подводным шлангам, намотанным на вьюшки, поступает в измерительные боксы. В процессе работы по мере удаления буровых постов подводные шланги разматываются по поверхности льда. В измерительных боксах размещены преобразователь перемещения бура (датчик угловых перемещений ЛИР), датчик температуры воды и логгер. Далее горячая вода по буровым шлангам поступает в термобуры [59]. В процессе бурения буровой шланг вращает измерительное колесо преобразователя. Расчет скорости производится по градуировочным коэффициентам, определенным заранее в лабораторных условиях.

Электропитание осуществляется от автономной электростанции мощностью не менее 3 кВт. Запись температуры воды позволяет учесть изменение тепловой мощности во время бурения.

Основные технические характеристики водяной термобуровой установки приведены в таблице 1.2. Определенный эмпирически предел допустимой погрешности измерения глубины и скорости погружения термобура не превышает 0,5%.

Таблица 1.2 – Основные технические характеристики установки водяного бурения льда (УВБЛ–2)

№	Характеристика	Численное значение
1	Максимальная тепловая мощность водоподогревателя, кВт	85
2	Максимальный расход топлива на водоподогреватель, кг/час	8,5
3	Расход топлива на электростанцию, кг/час	1,3
4	Диаметр термобура, мм	22
5	Длина термобура, мм	2200
6	Длина подводящих шлангов, м	100–130
7	Длина бурового шланга, м	20–35
8	Диаметр скважины, мм	25–40
9	Потребляемая электрическая мощность, кВт	2,5
10	Масса термобура с буровым шлангом, кг	12–14
11	Масса измерительного бокса, кг	7
12	Общий вес бурового комплекса, кг	570
13	Обслуживающий персонал, чел.	3–5

Процесс бурения начинается непосредственно с запуска программы записи и подачи тепловой мощности в термобур. Бурение скважин производится на постоянной мощности. Во время бурения оператором проводится как визуальный

контроль за шлангом, огибающим измерительное колесо, так и контроль за процессом записи по индикаторному табло на крышке измерительного бокса. В рабочем журнале фиксируется дата, номер тороса, номер линии, номер точки, высота снежного покрова, которая измеряется в месте бурения с помощью снегомерной рейки. Рабочий момент бурового поста проиллюстрирован на рисунке 1.8. После того, как скважина пробурена, измеряется превышение верхней поверхности снежного покрова (льда) над уровнем моря с помощью контактного измерителя уровня воды.



Рисунок 1.8. Буровой пост на склоне паруса тороса. Оператор бурения устанавливает термобур вплотную к измерительному колесу преобразователя на измерительном боксе.

Измеритель уровня воды представляет собой электронное устройство в водонепроницаемом металлическом корпусе, соединенное размеченным кабелем с металлическим щупом. Принцип действия измерителя основан на замыкании водой контактов электрической цепи. Щуп на размеченном кабеле опускался в скважину. В момент, когда морская вода замыкает контакты, загорается сигнальная лампочка, и раздается звуковой сигнал. Оператор по размеченному кабелю определяет расстояние от поверхности льда (снега) до уровня воды.

Водоподогреватель

Водоподогреватель предназначен для забора морской воды из скважины, подогрева ее до 70–80 °С и подачи ее к термобурам. Схема водоподогревателя приведена на рисунке 1.9. Он состоит из котла 1, в котором установлен змеевик 2, топливная форсунка 3 с электродами зажигания 4. Котел в сборе и остальное оборудование размещены на поддоне из алюминиевого сплава, который прикреплен к саням посредством резиновых амортизаторов. Водоподогреватель закрыт кожухом из бакелизированной фанеры и алюминия. Кожух закреплен на поддоне. На поддоне и кожухе установлено следующее оборудование: пульт управления 9, трансформатор 10 для питания датчиков и измерительных боксов, высоковольтный трансформатор 11 для подачи напряжения на электроды зажигания, воздуходувка 12 с установленным на ней топливным насосом 13 и соленоидом 14, топливный бак 15 с топливными трубками 16 и датчиком уровня топлива 17, датчик потока 5, арматуры для разводки горячей воды 6, на одной из которых установлены датчик регулятора температуры 7, соединенный капиллярной трубкой с находящимся на пульте управления регулятором, и датчик температуры воды 8 (ТМ106 ТУ 37.003.160–76). На другой арматуре установлены краны для отвода воды к термобурам и к регулируемому клапану 23 для слива воды в бак-накопитель. На санях также установлен насосный блок, состоящий из трех насосов. Самовсасывающий насос 18 подает воду из скважины к насосам 19 и 20, которые подают воду в котел под давлением до 15 кг/см². Номинальное значение давления воды на выходе водоподогревателя 9±1 кг/см². Расход воды 400–900 л/час. Предусмотрена возможность работы одним, двумя или тремя насосами. Для контроля давления и очистки подаваемой в котёл воды установлены манометр 21 (ОБМ1–100 ГОСТ 8625–69) и фильтр 22. Разводка выполнена маслобензостойкими шлангами, рассчитанными на рабочее давление 25 кг/см² и температуру от минус 40 °С до +80 °С.

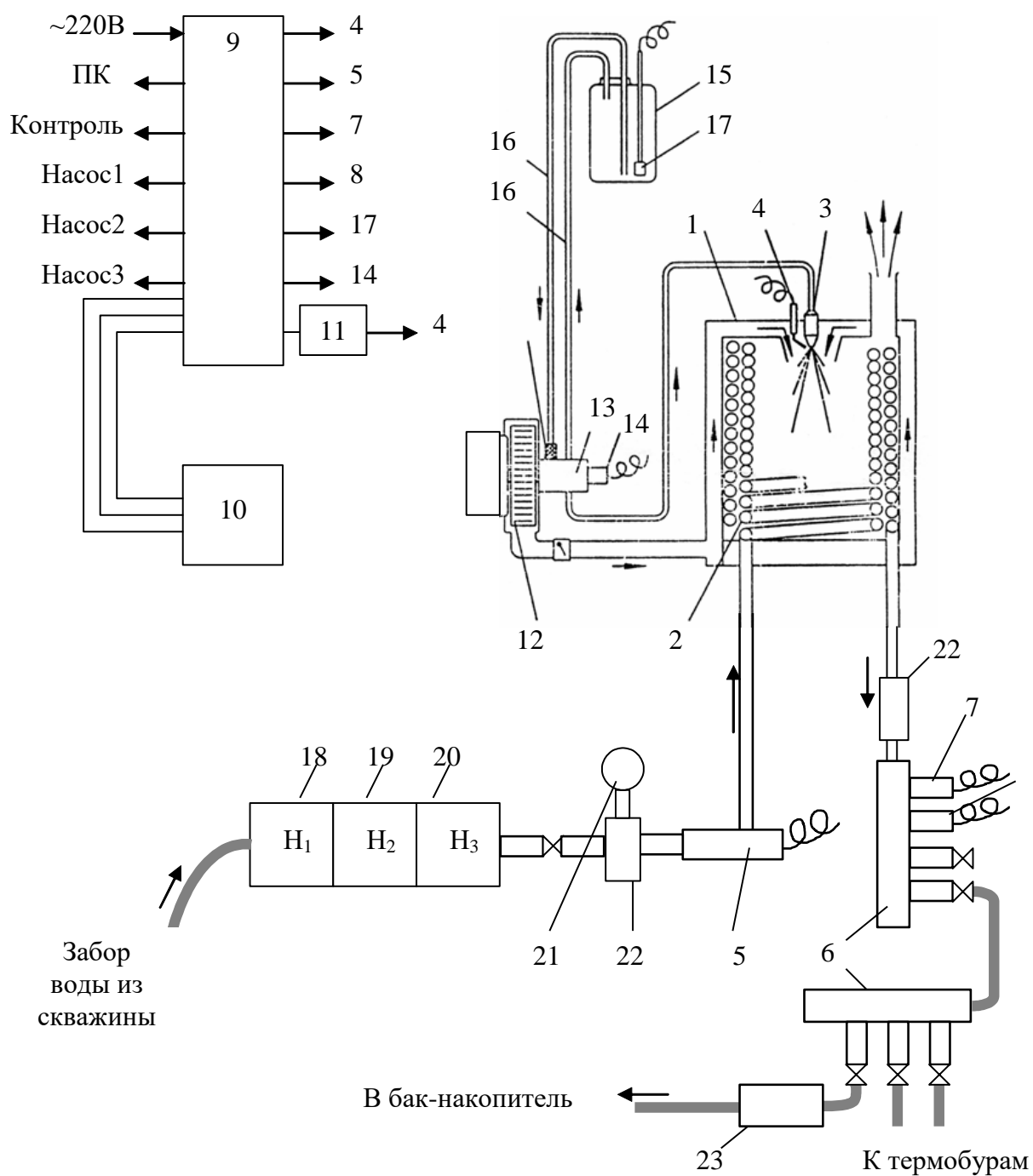


Рисунок 1.9 - Блок-схема водоподогревателя

- | | | |
|---|------------------------------------|--------------------------|
| 1 Котел. | 8 Датчик температуры | 15 Топливный бак |
| 2 Змеевик | 9 Пульт управления | 17 Датчик уровня топлива |
| 3 Форсунка | 10 Трансформатор понижающий | 18 Самовсасывающий насос |
| 4 Electroды зажигания | 11 Трансформатор
высоковольтный | 19 Насос вихревой |
| 5 Датчик потока | 12 Воздуходувка | 20 Насос вихревой |
| 6 Арматура разводки
горячей воды | 13 Топливный насос | 21 Манометр |
| 7 Датчик регулятора
температуры воды | 14 Соленоид управления | 22 Фильтр |
| | 16 Топливные трубы | 23 Регулирующий клапан |

Оборудование и аппаратура водоподогревателя обеспечивает его включение и работу только при наличии потока воды, топлива и подаче воздуха в котел, а также температуре выходящей воды не выше заданной. При невыполнении хотя бы одного из условий котел прекращает работу, и на щите управления загорается соответствующая сигнальная лампа.

Регулирование автоматикой температуры воды производится с гистерезисом ± 15 °С, поэтому необходимо сохранять расход воды постоянным, для чего подобран такой режим работы котла, чтобы подогрев воды производился без отключения котла.

Электрооборудование установки

Электрооборудование установки состоит из системы управления и электропитания, смонтированной на водоподогревателе.

Аппаратура управления и датчики размещаются на пульте управления и поддоне водоподогревателя. Сани с электростанцией устанавливается рядом с водоподогревателем. Питание на аппаратуру записи параметров бурения, размещенную в измерительных боксах, подается по двойному полевому проводу марки П274М. После модернизации питание измерительных боксов автономное.

Схема электропитания и управления установки приведена на рисунке 1.10. Электропитание 220 В подается через пакетный выключатель на пульт управления от однофазной электростанции. Наличие напряжения питания контролируется индикатором. Все потребители включаются посредством автоматов. С первичной обмотки понижающего трансформатора через автомат подается питание на измерительный бокс, с вторичной обмотки напряжение 12 В – на измеритель температуры, а напряжение 24 В – на питание системы управления и контроля. При включении вентилятора с топливным насосом одновременно подается напряжение на электроды зажигания. Осуществляется постоянная вентиляция котла и зажигание, а топливный насос прокачивает топливо из топливного бака обратно в бак без подачи в котел. Топливо в форсунку подается с включением соленоида, который включается только при

замкнутых контактах датчика потока, датчика регулятора температуры воды и датчика уровня топлива в баке. Размыкание контактов любого датчика прекращает подачу топлива в котел, и загорается лампочка, сигнализирующая причину выключения котла.

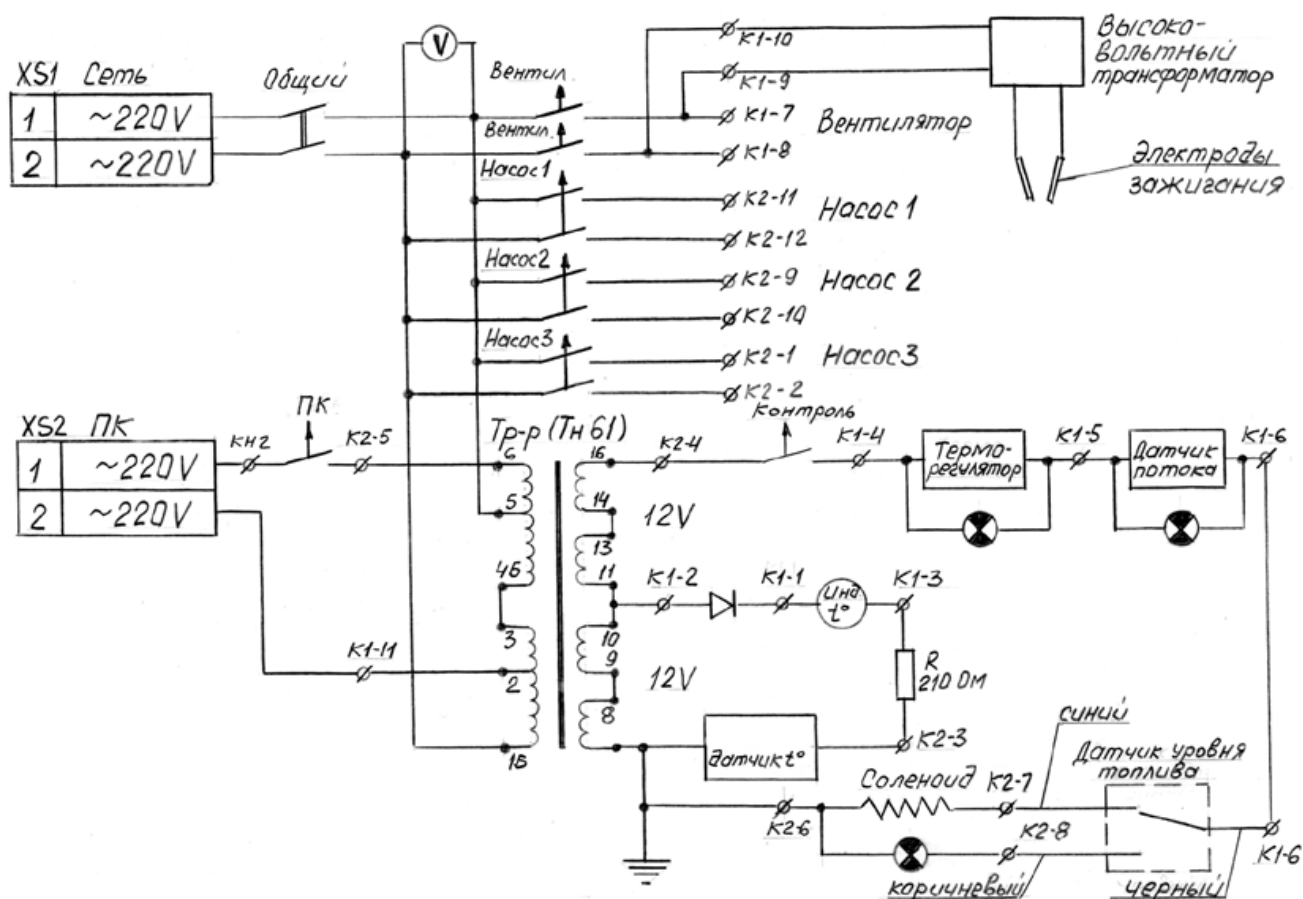


Рисунок 1.10 – Схема электропитания и управления установки

Подводящий шланг

Подводящий шланг марки МБС Универсальный OF/306 TU 25 предназначен для подачи горячей воды к измерительному боксу и далее к термобуру. Шланг рассчитан на давление до 25 кг/см^2 , температуру воздуха от минус 40°C и температуру воды до $+80^\circ \text{C}$. Шланг имеет внутренний диаметр 13 мм, наружный диаметр 21 мм. Стенка шланга представляет собой два слоя резины с нитяной оплеткой между ними. Длинный кусок подводящего шланга намотан на вьюшку из алюминиевого сплава, которая обеспечивает подачу воды от

водоподогревателя независимо от вращения барабана вьюшки. Это позволяет подавать шланг к точке бурения постепенно, по мере ее удаления.

Буровой шланг

Буровой шланг предназначен для подачи горячей воды от измерительного бокса к термобуру, вращения измерительного колеса для записи скорости бурения и передачи информации о давлении и температуре воды в забое на аппаратуру записи в измерительном боксе. Буровой шланг представляет собой резиновый шланг марки МБС Универсальный OF/306 TU 25 с нитяным усилением внутренним диаметром 10 мм или гидравлический шланг марки DIN 1SN внутренним диаметром 8 и 10 мм. Внутри шланга проложена фторопластовая трубка, в которой помещается спираль из нержавеющей проволоки. Внутри спирали проходят два провода для подключения датчика температуры воды в забое, который располагается в термобуре. Верхняя часть шланга заканчивается разделительной коробкой, функция которой заключается в разделении водяного и воздушного потоков, размещения датчиков температуры рабочей воды, а также для выводов электрических проводов.

Схематически устройство узла для разделения водяного и воздушного потоков разделительной коробки показано на рисунке 1.11. От шланга 1 измерительного бокса горячая вода подается в водяную полость корпуса 2, из которой поступает в буровой шланг 3. Фторопластовая трубка 4 проходит в воздушную полость корпуса и уплотняется резиновой манжетой 5. По трубке 6 подается воздух для измерения и записи давления; через сальник 7 проходят провода 8 для записи температуры.

Термобур

Термобур предназначен для бурения горячей водой скважин во льду с измерением температуры и давления воды в забое и передачей на компьютер их значений для записи. Устройство водяного термобура схематически показано на рисунке 1.12. Термобур состоит из термобуровой коронки 1, установленной на нижней части корпуса 2. В корпусе установлена трубка 3, полость которой

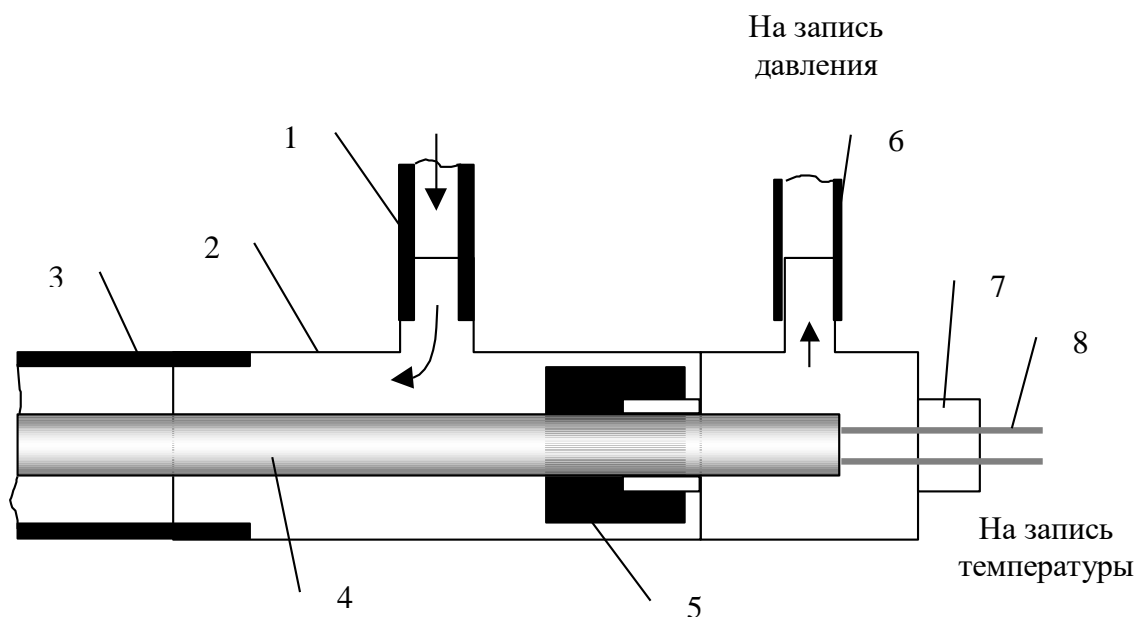


Рисунок 1.11 – Схема узла для разделения водяного и воздушного потоков
разделительной коробки бурового шланга

- | | |
|-------------------------|---------------------------------|
| 1 Шланг подающий | 5 Манжета резиновая |
| 2 Корпус | 6 Трубка резиновая воздушная |
| 3 Шланг буровой | 7 Сальник |
| 4 Трубка фторопластовая | 8 Провод для записи температуры |

отделена от полости корпуса и сообщается со скважиной. В верхней части корпуса установлена проставка 4 для удобства присоединения фторопластовой трубки 5 и уплотнения ее резиновой манжетой 6. В трубке 3 проложены провода 7, выходящие из трубки 5 к датчику температуры 8. Буровой шланг 9 соединяется со штуцером 10, вставленным в проставку и уплотненным в ней резиновыми кольцами. Накладная гайка 11 крепит штуцер к проставке.

Бурение производится с подачей горячей воды в корпус термобура. Выходящие из коронки струи воды образуют забой во льду, смесь отработанной и талой воды уходит вверх и оплавляет стенку скважины. По мере заглубления бура увеличивается давление воды на забое и сжимает воздух в трубке 3. Это давление передается по трубке 5 на датчик давления MPX-5050DP фирмы Моторола для записи на компьютер.

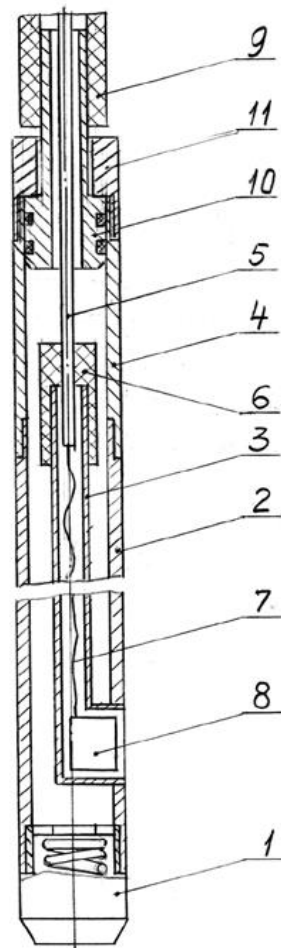


Рисунок 1.12 – Схема термобура.

1 Коронка	5 Фторопластовая трубка	9 Буровой шланг
2 Корпус	6 Резиновая манжета	10 Штуцер
3 Трубка	7 Провод	11 Гайка
4 Проставка	8 Датчик температуры	

Датчик температуры (микротермистор МТ-54«М» П24.681.000ТУ) соединен проводами, проложенными в трубке 5, с блоком электроники в измерительном боксе.

Использование установки УВБЛ для бурения торосов резко увеличило объем получаемой информации. Ручная обработка первичных данных при таких объемах не обеспечивает своевременную подачу предварительных материалов для их дальнейшего анализа и обработки. Переход на полуавтоматическую обработку первичных данных требует уменьшения разброса скорости бурения, что может быть достигнуто усовершенствованием конструкции буровых коронок.

Были проведены испытания трех вариантов термобуровых коронок на специально подготовленном модельном льду.

При проведении испытаний использовалось следующее оборудование:

- установка водяного термобурения льда УВБЛ;
- термобуры электрический и водяной со сменными коронками трёх модификаций;
- ручной кольцевой бур;
- термометры для измерения температуры воздуха, льда и воды.

Испытания проводились в ледовом бассейне ААНИИ в период с 25.04.07 по 8.05.07. В задачу подготовки исследований входило создание разнообразных моделей ледяных образований с различной структурой и характеристиками с целью выявления изменений скорости бурения в зависимости от физико-механических характеристик льда. В результате был подготовлен ледовый полигон наслоенного льда размером 5×7 м толщиной 0,42–0,75 м (рисунок 1.13а), на котором размещались 30 участков с модельным льдом различной структуры и свойств, а также отдельно расположенное лабораторное торосистое образование. Для ускорения его смерзания в нижней части и поверх ледяных обломков были установлены ледяные пластины, вырезанные из однослойного льда.

На подготовленном массиве наслоенного льда кольцевым буром диаметром 220 мм выбуривались керны льда различной длины, а сформированные скважины заполнялись льдом, ледяной крошкой и стружкой, различными по своему фракционному составу. Таким образом создавалось подобие водно-шугового льда, весьма распространенного в натуральных полях сморози и торосах (рисунок 1.13б). Основные отличия льда в этих скважинах были связаны с формированием их верхнего слоя. Были сформированы четыре основных его типа: когда весь водно-шуговой слой оставался открытым для промерзания, закрывался мелкими обломками льда, ледяной пластиной толщиной 14–15 см, либо фрагментом ледяного керна.



а



б

Рисунок 1.13 – Наслоенный лабораторный лёд в ледовом бассейне ААНИИ (а) и приготовление лабораторного водно-шугового льда (б)

Для создания воздушных промежутков в другой части скважин на нижние подсовы устанавливались пластиковые емкости либо в виде полых цилиндров, либо с прослойкой пресного льда. Однако эти воздушные пустоты в моделированном льду получились некрупными по своим размерам из-за интенсивной инфильтрации воды из бассейна через подсовы.

Послойные значения плотности наслоенного конжеляционного льда были характерны для периода его формирования, что соответствует значениям 900–902 кг/м³. При этом значение последней соответствовало температуре замерзания воды в бассейне соленостью 13,6‰. В воде с такой соленостью обычно формируется распрессенный лед, соленость которого в зависимости от температуры намерзания изменяется в незначительных пределах, и, как правило, не превышает 2,0‰. Плотность пресного льда достигала 910–912 кг/м³, в то время как в слоях водно-шугового льда ее значение изменялось в пределах 860–870 кг/м³. К началу экспериментов бассейн был отеплен, поэтому при практически однородном вертикальном распределении температуры и солености льда решающее влияние на скорость проходки термобура приобрели значения плотности различных слоев льда.

Бурение льда проводилось поочередно электробуром и тремя видами водяных буровых коронок на всех характерных скважинах ледового полигона и

макете торосистого образования. В таблице 1.3 представлены технические характеристики коронок. Во время бурения фиксировались и поддерживались постоянными температура и давление подаваемой в бур воды, а также контролировалась температура воздуха в бассейне. Всего было выполнено 53 бурения с записью скорости на компьютер.

Таблица 1.3 – Основные технические характеристики водяных буровых коронок

Техническая характеристика коронки	Коронка №1	Коронка №2	Коронка №3
Число сопел	18	30	18
Размер сопел, мм	1×0,4	0,8×0,2	1×0,5
Угол расхождения струй, град.	50	60	45
Размер центрального отверстия, мм	-	1,7	-
Наружный диаметр, мм	21	24	21
Суммарная площадь сечения сопел, см ²	0,082	0,042	0,09
Расход воды при давлении 8,5 кг/см ² , л/мин	7,0	7,5	8,5

Графики скорости бурения отражали особенности бурения льда коронкой той или иной модификации и позволили численно выразить их характеристики. Для каждого типа коронки были определены скорость и плавность хода коронки при бурении всех видов модельного льда. Результаты испытаний коронок на разном льду приведены в таблице 1.4.

Они показывают, что более высокие скорости бурения и величины стандартного отклонения скорости бурения от среднего значения наблюдаются у коронки №3, более низкие у коронки №2 и средние у коронки №1. Эти коронки отличаются между собой количеством и размерами пазов и углом расхождения выпускаемых струй воды (см. таблицу 1.3). Следует отметить, что указанные различия в скоростях бурения наиболее выражены при бурении неоднородного шугового льда. Подобный лед наблюдается, как правило, в полостях КС, киле тороса и разрушающемся тающем льду. Неравномерность скорости бурения в этих участках затрудняет полуавтоматическую обработку записей. Для того

Таблица 1.4 – Результаты испытаний коронок на льду разного типа

№ линии полигона	Номер коронки	Параметр бурения	Тип модельного льда				
			Верхняя пластина	Сморозь обломков	Сморозь обломков с шугой	Шуга	Нижняя пластина торосистого образования
2	1	Скорость, см/с	-	4,21	3,4	5,72	-
		Максимальное отклонение скорости, см/с	-	7,15	8,6	10,0	-
	2	Скорость, см/с	-	2,1	1,9	2,15	-
		Максимальное отклонение скорости, см/с	-	3,0	3,5	4,5	-
	3	Скорость, см/с	-	3,5	3,2	5,7	-
		Максимальное отклонение скорости, см/с	-	17,2	14,3	14,3	-
	Эл. бур	Скорость, см/с	-	0,4	0,3	0,51	-
		Максимальное отклонение скорости, см/с	-	0,45	0,4	0,71	-
5	1	Скорость, см/с	4,72	-	-	6,0	-
		Максимальное отклонение скорости, см/с	12	-	-	14	-
	2	Скорость, см/с	4,13	-	-	3,39	-
		Максимальное отклонение скорости, см/с	9,44	-	-	9,44	-
	3	Скорость, см/с	4,72	-	-	5,9	-
		Максимальное отклонение скорости, см/с	33,0	-	-	30,6	-
Торосистое ледяное образование	1	Скорость, см/сек	3,32	-	4,15	-	-
		Максимальное отклонение скорости, см/с	4,62	-	13,20	-	-
	2	Скорость, см/с	3,32	-	4,5	-	5,0
		Максимальное отклонение скорости, см/с	10,8	-	20,0	-	13,3
	3	Скорость, см/с	6,64	-	8,3	-	-
		Максимальное отклонение скорости, см/с	21,0	-	29,8	-	-

чтобы обеспечить приемлемую скорость бурения и равномерность движения бура, необходима разработка либо универсальной коронки для бурения на торосах всех видов, либо двух коронок, одна из которых предназначена для бурения на холодных торосах с большим КС, другая для бурения разрушающихся торосов с большим количеством шуги и обломков льда.

Анализ результатов испытаний показывает, что при бурении тающего льда целесообразно использовать коронку с большим количеством пазов и большим углом расхождения струй, а при бурении плотного смороженного льда – более производительную коронку с небольшим углом расхождения струй, обеспечивающую высокую скорость бурения. В результате проведенной работы были получены зависимости скорости бурения и равномерности хода бура от количества пазов в коронке и от угла расхождения струй. Они явились исходными данными для дальнейшего усовершенствования конструкции коронок с целью улучшения их технических характеристик. Это позволило разработать коронку нового типа [59], обеспечивающую наряду с достаточной скоростью бурения минимальные ее колебания, что, в свою очередь, даст возможность в будущем автоматизировать обработку записей бурения. Схема буровой коронки водяного термобура и конфигурация водяных струй приведены на рисунке 1.14.

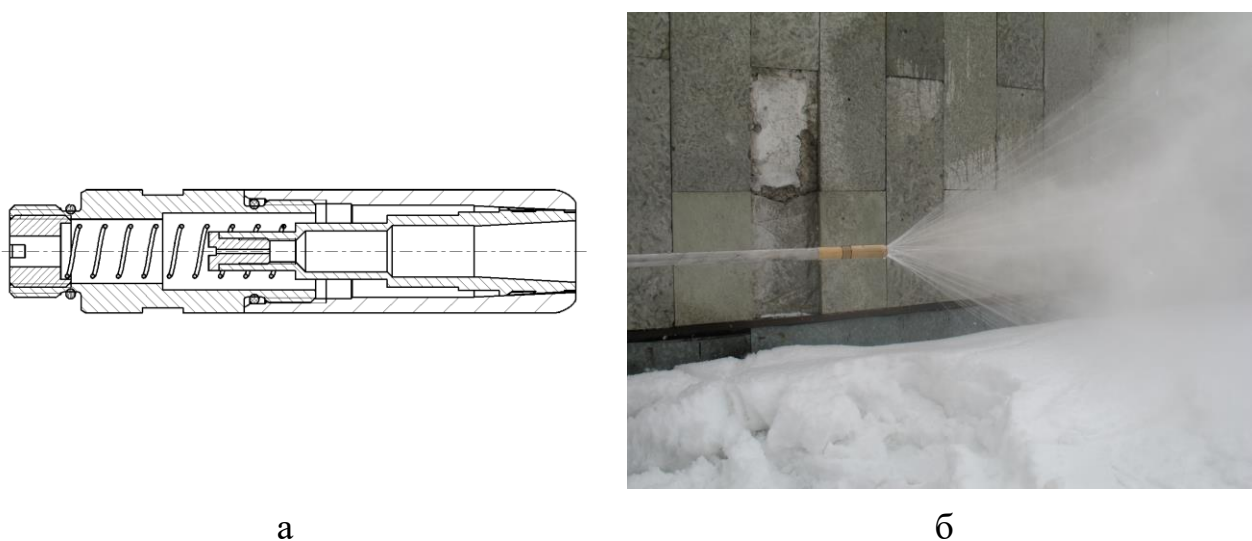


Рисунок 1.14 – Схема буровой коронки водяного термобура (а) и конфигурация водяных струй (б).

Если стоит задача не плавность хода термобура, а скорость бурения, то используется буровая коронка вытянутой параболической формы, в которой реализован механизм отсечки поступления воды в момент, когда носок коронки попадает в полость [56]. В этом случае плавление льда производится боковыми стеками коронки. Такая функция коронки обеспечивает фиксирование границ полостей по скачкам на записях давления воды в системе.

Измерительный бокс

Измерительный бокс предназначен для записи параметров бурения и содержит датчик угловых перемещений абсолютного типа (ЛИР-ДА158) с частотой опроса 100 Гц, измеряющий угол поворота измерительного колеса, датчик температуры воды (термистор), подаваемой в буровой шланг, блок приема и регистрации информации от датчиков (логгер), автономный блок электропитания на базе морозостойкого Li-ion (Li-polymer) аккумулятора с контролем разрядки и возможностью зарядки в блоке. Логгер изготовлен на базе микроконтроллерной техники и обеспечивает прием, регистрацию и первичную обработку данных от датчика температуры и датчика ЛИР о скорости движения водяного термобура в ледовой скважине и температуре жидкости, используемой для бурения, а также накопление обработанных данных на встроенной энергонезависимой карте памяти и оперативную передачу их на внешнее вычислительное устройство (планшет). Он работает в трёх режимах: «ОЖИДАНИЕ», «ИЗМЕРЕНИЕ» и «СЧИТЫВАНИЕ ДАННЫХ». Логгер оснащен цифровым индикаторным табло, расположенным на верхней крышке устройства. На табло выводится информация о времени, величина напряжения батареи питания, данные о глубине погружения бура и один из параметров бурения, в частности температура буровой жидкости. Логгер имеет таймер даты и времени с возможностью предустановки для синхронизации процесса начала и окончания цикла бурения. Все измерительные каналы логгера имеют защиту от статического электричества, а аналоговые каналы еще и фильтр нижних частот с $f_{\text{среза}} \leq 10$ Гц. Всё оборудование размещается в переносном, защищенном от попадания внутрь воды, боксе, изготовленном из алюминиевого сплава и состоящем из двух

отсеков. Схема бокса приведена на рисунке 1.15. В верхнем отсеке с откидывающейся верхней крышкой расположены логгер 1 и датчик ЛИР 2. Водяная часть измерительного бокса расположена в нижней части контейнера и предназначена для размещения разделительной коробки 3 и водяной арматуры. К разделительной коробке присоединяется подводящий шланг 4 через кран 5, перекрывающий поступление горячей воды в термобур, и буровой шланг 6. В разделительной коробке размещены выходы датчиков давления воды над коронкой, температуры рабочей воды и температуры талой воды. Патрубки, соединяющие подводящий и буровой шланги и разделительную коробку, проложены таким образом, чтобы использовать подаваемую в буровой шланг горячую воду для подогрева внутреннего объема бокса при низкой температуре наружного воздуха.

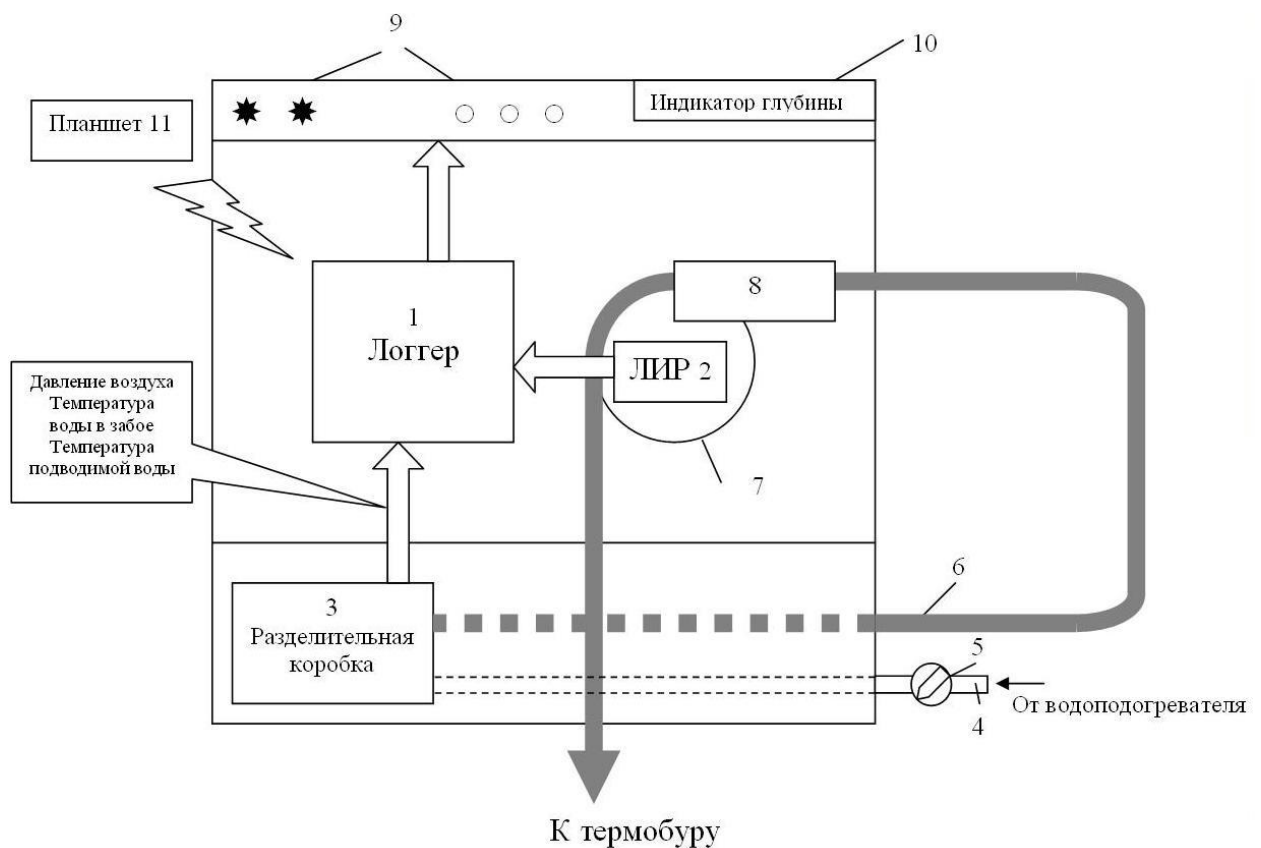


Рисунок 1.15 – Схема измерительного бокса.

- | | | |
|---------------------------|-------------------------|----------------------|
| 1. Логгер | 5. Запорный кран | 9. Панель управления |
| 2. Датчик ЛИР | 6. Буровой шланг | 10. Индикатор |
| 3. Разделительная коробка | 7. Измерительное колесо | 11. Планшет |
| 4. Подводящий шланг | 8. Лоток | |

Механический узел преобразования линейного перемещения бурового шланга в угловое перемещение оси датчика ЛИР расположен на боковой поверхности бокса и состоит из:

а) рабочего колеса 7 с канавкой по ободу, проточенной под диаметр бурового шланга;

б) прижимного ролика, размещенного на подвижном рычаге и обеспечивающего с помощью цилиндрической пружины прижим бурового шланга к рабочему колесу с силой, исключающей проскальзывание бурового шланга относительно рабочего колеса;

в) демпферной муфты, обеспечивающей передачу вращения рабочего колеса на ось датчика ЛИР без дребезга;

г) направляющего лотка 8, образованного набором роликов и экраном, обеспечивающего движение бурового шланга вдоль канавки рабочего колеса.

На верхней крышке бокса установлена панель 9, на которой расположены кнопки управления работой логгера, сигнальные лампы, отражающие режим работы аппаратуры, а также цифровой индикатор логгера 10. Устройство имеет возможность подключения модуля GPS и регистрации координат места бурения на моменты начала и окончания режима «ИЗМЕРЕНИЕ». Объем внутренней памяти логгера достаточен для хранения данных от датчиков, полученных в течение не менее восьми часов непрерывной работы аппаратуры. Максимальное число записанных файлов – сто. Бокс содержит конструктивный элемент в виде штыка, обеспечивающий устойчивое положение его на неровной снежно-ледяной поверхности. Для удобства переноски измерительный бокс снабжен ремнем нерегулируемой длины.

Включение логгера осуществляется тумблером. Он переходит в режим «ОЖИДАНИЕ», при котором на индикаторе отображается нулевая глубина, время, уровень заряда батареи, значение одного из заранее заданных параметров, например, температуры рабочей воды, количество записей в памяти.

Термобуром выплавляется лунка для помещения в нее штыка бокса. Бокс устанавливается на место бурения так, чтобы было удобно работать с ним и

буровым шлангом. Кран бурового шланга перекрывается, и термобур по возможности вертикально устанавливается на забой. Нажатием кнопки «СТАРТ/СТОП» логгер переводится в режим «ИЗМЕРЕНИЕ». Кран возвращается в открытое положение и начинается бурение скважины. В течение режима «ИЗМЕРЕНИЕ» последовательно опрашиваются датчики: ЛИР с частотой 100 Гц, датчики температуры рабочей и талой воды, а также два резервных аналоговых (0–5 В) измерительных канала с частотой 1 Гц.

Момент перехода точки касания измерительного колеса с корпуса термобура на буровой кабель отмечается на записи нажатием кнопки «МЕТКА» на крышке устройства. После этого буровой шланг заправляется под прижимной ролик измерительного колеса. Также, если нужно отметить какое-нибудь событие во время бурения – нажатие кнопки «МЕТКА» ставит метку на записи. При какой-либо задержке/остановке процесса бурения в течение двух секунд предусмотрена сигнальная реакция логгера.

Как только бурение скважины закончено, логгер нажатием кнопки «СТАРТ/СТОП» переводится в режим «ОЖИДАНИЕ», вся информация записывается в файл и по интерфейсу Bluetooth передаётся на внешнее устройство 11 (планшет), где она обрабатывается и на экран выводится график скорости бурения в зависимости от глубины скважины. Логгер готов к бурению следующей скважины.

Считывание данных с логгера производится по USB-кабелю на компьютер. Занесение калибровочных коэффициентов, используемых при преобразовании данных с датчиков в физические значения и определённых заранее в лабораторных условиях, в память логгера производится так же с персонального компьютера по кабелю.

Файл исходных данных для каждой точки бурения содержит четыре колонки цифр: в первой колонке глубина погружения бура, во второй – время от начала записи, в третьей – давление в забое или температура рабочей воды на выходе из подводящего шланга и в четвертой – метка (0 или 1), когда бур погружается до глубины 5, 10, 15 м и т. д., определяемой по отметкам на буровом

шланге (кабеле). Метка на записи ставится нажатием кнопки на измерительном боксе и может отмечать любое событие во время бурения. Запись бурения одной точки может состоять из нескольких файлов. Один файл может содержать запись бурения нескольких точек.

1.3.3 Резание льда горячей водой

Во время проведения полевых работ при комплексном исследовании торосистых ледяных образований для выполнения экспериментов по прочностным характеристикам ледяного покрова требуется изготовление ледяных консолей (клавишей). Довольно часто большая толщина льда не позволяет использовать для этой цели пилу. Для более эффективной работы было предложено использовать водяной подогреватель УВБЛ в комплекте с модернизированными водяными ледорезами [60, 111], разработанными ранее в ААНИИ. Установка для водяного бурения льда УВБЛ–2 в комплекте с водяным ледорезом показана на рисунке 1.16.



Рисунок 1.16 – Общий вид установки при работе с водяным ледорезом.

Работа термобурового оборудования потребовала от установки УВБЛ–2 возможности регулирования отдаваемой тепловой мощности в значительно более широком диапазоне: от минимальной – при работе одним постом, до предельно

максимальной – при работе ледорезов. Для обеспечения бесперебойной работы установки и поддержания постоянной температуры рабочей воды были подобраны индивидуальные режимы работы установки для каждого вида работ.

1.4 Экспериментальная проверка зависимости скорости термобурения от физических характеристик льда, веса термобура и наличия грязевых включений во льду

1.4.1 Электротермобурение

Теоретический анализ основных процессов, управляющих режимом термобура при проходке льда и характеризующих условия в толще льда как впереди движущегося термобура, так и у боковых стенок скважины, сделал И.А. Зотиков в своей книге [33]. Определение внутреннего строения торосов и стамух с помощью термобурения подразумевает знание зависимостей параметров бурения, в первую очередь его скорости, от физических характеристик льда, слагающего эти ледяные образования. Для расчета этих зависимостей необходимо построить математическую модель контактного бурения-плавления льда нагревательной коронкой термобура. Такая модель контактного плавления существует и подробно рассмотрена в работах [119, 136–137]. Там же приводится и методика расчета основных характеристик бурения плавлением при заданных конструктивных параметрах нагревательной коронки. Рабочая поверхность коронки (рисунок 1.3) представляет собой поверхность вращения вокруг оси z с образующей $\Gamma(r)$, уравнение которой определяется формой коронки и является исходным для расчета. При решении задачи моделирования процессов теплопереноса распределение плотности теплового потока на поверхности нагревательной коронки или ее температуры считается заданной. Конструкция нагревательной коронки термобура ААНИИ позволяет предположить, что тепловой поток равномерно распределен по миделеву сечению нагревателя и на ее рабочей поверхности пропорционален величине $\frac{dr}{dS}$, где S – длина дуги образующей.

Одним из условий данного теоретического расчета является постоянство теплофизических характеристик плавящегося твердого тела. Однако теплоемкость соленого льда с повышением его температуры возрастает и при температуре таяния стремится к бесконечности [66, 208]. В отличие от пресного льда, где

поступающее в него тепло идет на прогрев до температуры таяния, а затем на плавление, в соленом льду процесс плавления начинается одновременно с прогревом. Когда температура соленого льда возрастает, внутри льда становятся больше ячеек с рассолом, увеличивается их объем, а концентрация рассола уменьшается за счет плавления льда. Этот процесс продолжается, пока не растает весь лед. Для успешного применения теоретического расчета к бурению соленого льда данное обстоятельство учтено автором следующим образом.

Количество теплоты Q_s , требуемое для плавления единицы массы соленого льда с некоторой начальной температурой t_i , определяется формулой

$$Q_s = (L - c_i t_i) \left(1 - \frac{\xi}{\alpha t_i} \right) + \frac{\xi (c_w - c_i)}{\alpha} \ln \left(\frac{\xi}{\alpha t_i} \right), \quad (1.5)$$

где L – удельная теплота плавления; c_i , c_w – удельные теплоемкости льда и расплава; ξ – солёность льда в относительных единицах, $\alpha = -1,8 \cdot 10^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ [212].

Величина $(L - c_i t_i)$ – это количество теплоты, требуемое для плавления единицы массы пресного льда с некоторой начальной температурой t_i . Второе слагаемое в формуле (1.5) не превосходит 1% от первого в диапазоне солёностей и температур исследуемого нами льда. Таким образом, солёность льда с небольшой погрешностью отражается на поступающем в лед тепловом потоке

наличием множителя $\left(1 - \frac{\xi}{\alpha t_i} \right)$, использование которого будет правомерно в данном расчете. Поэтому, чтобы учесть солёность льда, достаточно в ту часть расчета, где определяется количество теплоты, поступающее к поверхности плавления, к соответствующему выражению добавить множитель $\left(1 - \frac{\xi}{\alpha t_i} \right)$.

Влияние солёности льда на его теплопроводность не так существенно, и учет зависимости теплопроводности от солёности льда не приводит к заметному изменению параметров процесса контактного плавления (не более 0,02%). Для упрощения расчета принято решение считать теплопроводность постоянной.

Зависимость динамического коэффициента вязкости расплава от температуры [40, 79] аппроксимируется полиномом. Для морского льда вязкость расплава практически не отличается от вязкости пресной воды [79].

Эксперименты проводились с помощью установки для электротеплового бурения льда (см. рисунок 1.1). Для исследования зависимости скорости бурения от веса термобура в процессе экспериментов на его верхнюю часть навешивались утяжелители, в результате чего масса бура принимала дискретные значения: 2,1, 2,6, 3,25 и 4,35 кг.

В условиях полевой базы «Ладога» были приготовлены следующие образцы льда:

- лабораторный лед соленостью от 2,7 до 7,4‰;
- монокристалл;
- естественный пресноводный озерный лед.

Все образцы льда были выдержаны при температурах от 0 до -11 °С.

Эксперимент проводился следующим образом. На пульте управления устанавливалась необходимая мощность, подаваемая на термобур, и с помощью утяжелителя выбирался вес бура. Образец льда вынимался из холодильной камеры (термостата) и устанавливался на специальную подставку. На него опускался термобур, подавалась мощность, и производилось бурение образца с записью скорости на компьютер. Предварительно измерялись вес образца и габаритные размеры для определения его плотности. Температура образца соответствовала температуре холодильной камеры. Подаваемая мощность (напряжение и сила тока), вес бура, температура льда фиксировались в рабочем журнале. Каждый опыт соотносился с соответствующим файлом записи скорости.

Всего было сделано 145 записей скорости бурения, из них 58 – на соленом льду, 54 – на монокристалле, 33 – на пресноводном льду. На рисунке 1.17 приведен пример записи скорости бурения образца льда в зависимости от глубины. При обработке записей скорости учитывалось, что прогрев нагревательной коронки термобура происходит постепенно, скорость погружения

бура нарастает до некоторого значения, после чего режим бурения становится квазистационарным. Скорость, приобретаемая буром на этом участке, осреднялась, и в дальнейшем анализе использовалось именно это значение скорости.

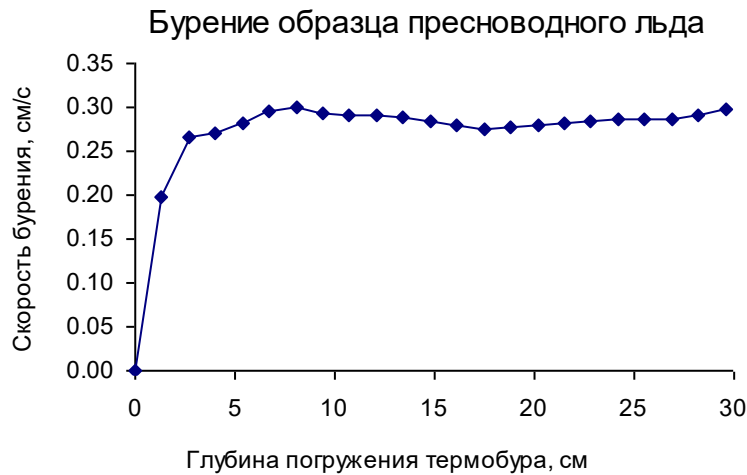


Рисунок 1.17 – Пример записи скорости бурения
Мощность 1380 Вт, температура льда -6°C .

Как отмечалось выше, количество тепла, выделяемое в нагревательной коронке термобура в единицу времени, т. е. тепловая мощность, разделяется на два потока: основная тепловая мощность P_H направлена в носок и идет на прогрев и плавление льда (см. рисунок 1.3б). Остальная часть тепловой мощности P_B рассеивается через боковую стенку коронки в окружающий ее воздух или талую воду. Отношение тепловой мощности P_H к общей тепловой мощности дает коэффициент полезного действия коронки:

$$K = P_H / (P_H + P_B). \quad (1.6)$$

Поскольку величина K для используемой нами нагревательной коронки неизвестна, а в общем случае, возможно, зависит не только от конструктивных особенностей коронки, но и от других факторов, изучению K было уделено серьезное внимание. Для этого был проведен численный эксперимент, который

заклучался в следующем. Для каждого значения скорости, полученного в результате бурения образца льда, был произведен расчет мощности, необходимой для достижения этой скорости, с учетом веса бура, формы рабочей поверхности коронки и следующих характеристик льда: температуры, солености, плотности, удельного содержания воздушных пузырьков. Теплофизические характеристики льда и расплава были взяты из литературных источников [36, 66, 78, 182]. Отношение вычисленной мощности к реально подаваемой на коронку было принято за коэффициент K . Таким образом, в результате выполнения численного эксперимента был получен массив значений K для выбранной коронки в зависимости от всех вышеперечисленных параметров, плюс в зависимости от реально прилагаемой мощности, скорости бурения, рассчитанных температуры и толщины пленки талой воды между коронкой и льдом.

Распределение тепловых потоков от нагревательного элемента к рабочей поверхности коронки и ее боковой поверхности определяется ее конструкцией, и, в некоторой степени, температурой омывающей эти поверхности жидкости. В данном случае это расплав между рабочей поверхностью и льдом и расплав в скважине. Коэффициент корреляции мощности, подаваемой на коронку, и температуры расплава равен 0,85, т.е. температура расплава под коронкой определяется в основном мощностью. Чем выше вес бура, тем влияние мощности на температуру расплава слабее. Это объясняется тем, что увеличение веса бура приводит к уменьшению толщины пленки расплава под коронкой и, соответственно, к улучшению передачи тепла от коронки в лед и уменьшению температуры расплава. Необходимо также отметить, что с понижением температуры льда среднерасходная температура расплава, т.е. средняя по сечению пленки расплава на краю коронки, уменьшается. Эта зависимость тем сильнее выражена, чем больше вес бура.

Проанализировав зависимость K от мощности для трех диапазонов температур льда ($0...-4$ °С, $-5...-7$ °С, $-9...-11$ °С), можно отметить, что она определяется теми точками, которые соответствуют более холодному льду. Наиболее сильно выраженная зависимость к.п.д. от мощности наблюдается при

температуре льда $-9...-11$ °С. При более высоких температурах льда эта зависимость почти не заметна. При высоких температурах льда коэффициент K определяется температурой расплава. При более низких температурах льда начинает сказываться отвод тепла от боковой поверхности коронки. Чем холоднее лед, тем быстрее охлаждается талая вода, образующаяся при бурении и омывающая коронку, и тем эффективнее происходит отвод тепла с боковой поверхности коронки.

Для практического применения коэффициента K в дальнейших расчетах было принято решение аппроксимировать зависимости K от мощности прямыми линиями в трех вышеуказанных температурных диапазонах.

Были рассчитаны зависимости скорости бурения от подаваемой на термобур мощности с учетом зависимостей K от мощности и сопоставлены с экспериментальными данными. Пример такого сопоставления для соленого льда при температуре -3 °С и весе бура 3,25 кг приведен на рисунке 1.18. Точками нанесены измеренные значения скорости бурения, сплошной линией обозначена расчетная кривая. Для сравнения пунктирными линиями обозначены расчетные кривые: верхняя – для веса бура 2,6 кг и нижняя – для 2,1 кг. Как показывают расчеты и подтверждают эксперименты, вес бура не оказывает заметного влияния на скорость бурения. Его влияние сильно при малых весах бура, менее 1 кг. Но даже при весе бура 2,1 кг и более, чем больше вес, тем тоньше слой расплава и лучше теплоотдача с поверхности коронки в лед и, следовательно, выше скорость бурения.

Расчеты показали [119], что относительная доля тепловой энергии, рассеиваемой в твердой фазе, уменьшается с ростом скорости плавления и уменьшением параметра удлиненности, т.е. соотношением высоты и диаметра коронки. Для скоростей плавления, соответствующих льду, и параметра удлиненности коронки термобура ААНИИ, равного $1/7$, доля рассеиваемой тепловой энергии становится пренебрежимо малой.

Влияние температуры льда на скорость бурения исследовалось на монокристалле льда, чтобы исключить влияние других характеристик льда.

Эксперименты показали, что это влияние невелико, поскольку основное количество тепла идет на плавление, и только небольшая часть идет на прогрев льда от исходной температуры до температуры плавления. При понижении температуры льда на 10 °С скорость бурения уменьшается примерно на 14%. Однако в данном случае необходимо учитывать, что с понижением температуры льда уменьшается к.п.д. коронки, и, соответственно, меньшее количество тепла поступает к ее рабочей поверхности. Анализ этого обстоятельства показал, что снижение скорости бурения, связанное с более низкой температурой льда, вполне сопоставимо с пропорцией распределения тепла при плавлении льда.

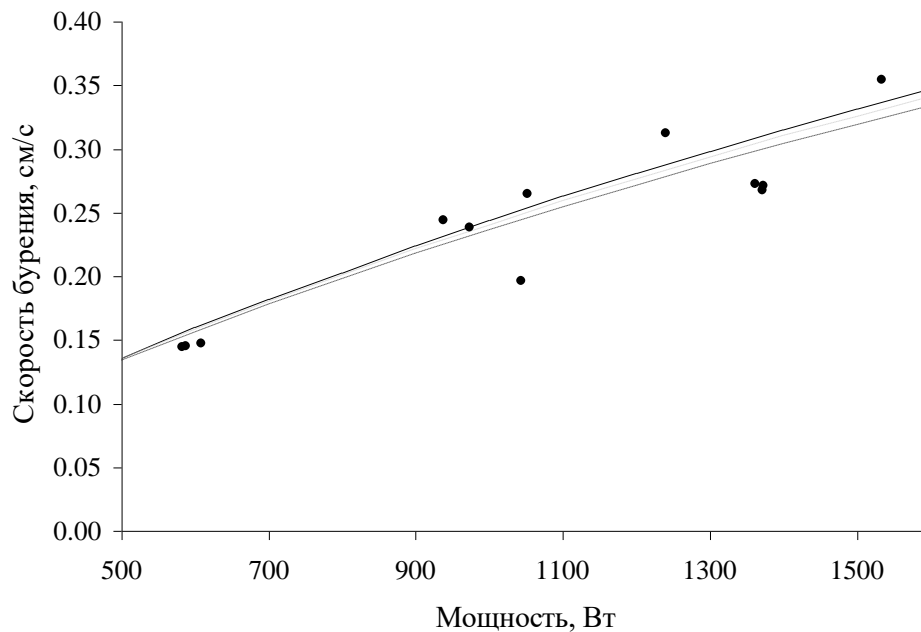
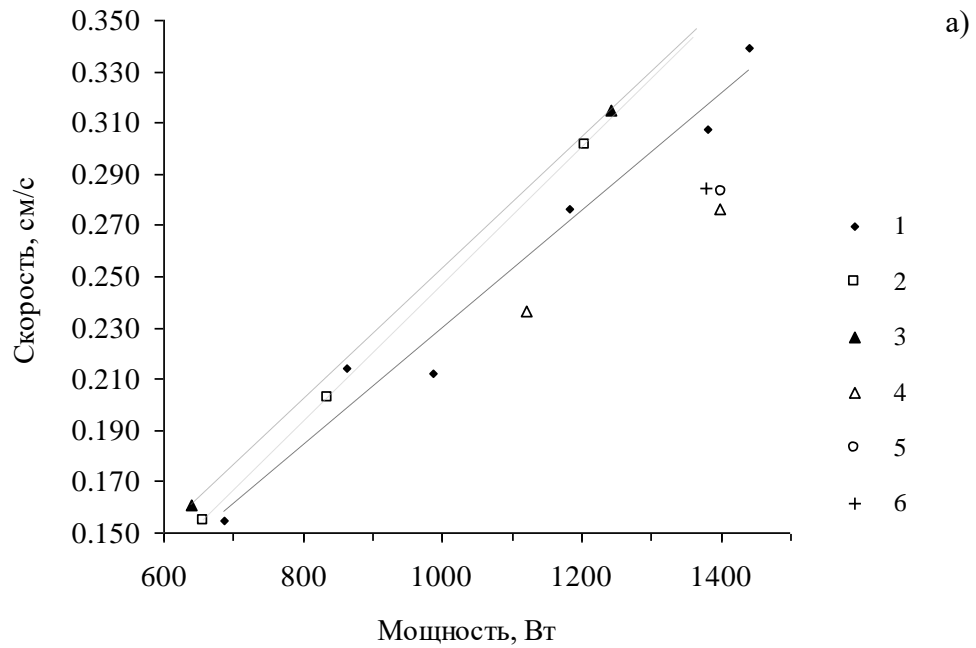


Рисунок 1.18 – Зависимость скорости бурения льда от подаваемой электрической мощности

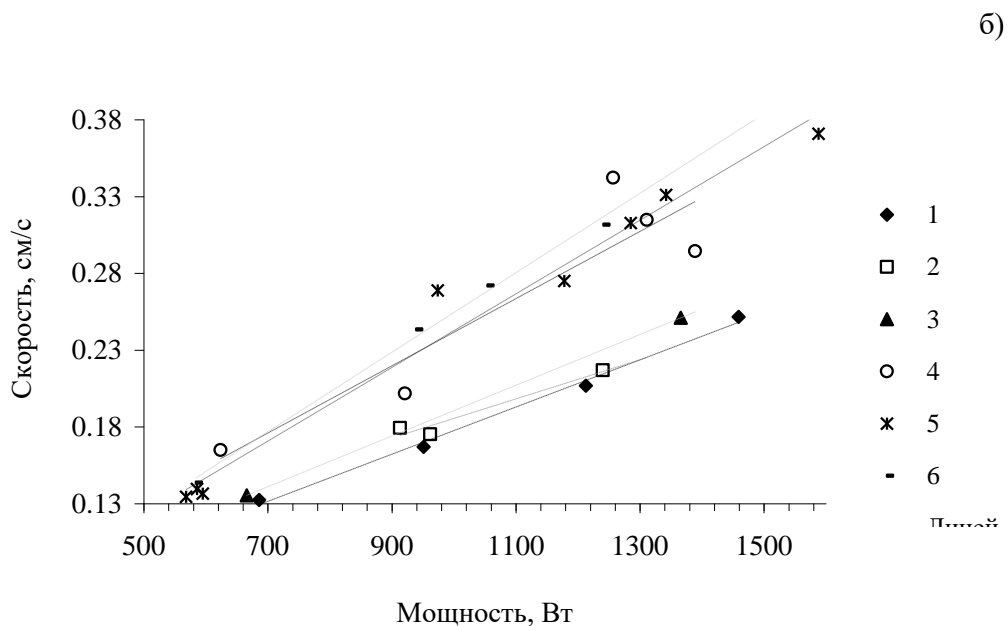
Соленость 2,7‰ при температуре -3°C . Точками нанесены измеренные значения скорости бурения, сплошной линией обозначена расчетная кривая. Для сравнения пунктирными линиями обозначены расчетные кривые: верхняя – для веса бура 2,6 кг и нижняя – для 2,1 кг.

Рисунок 1.19 иллюстрирует влияние солености (а) и температуры льда (б) на скорость электротеплового бурения. Скорость бурения соленого льда выше скорости бурения пресноводного пропорционально удельному содержанию ячеек



а) Соленость 7,0 ‰, плотность 892 кг/м³, температура льда -6 °С.
Для сравнения даны значения скорости бурения пресноводного льда такой же плотности и температуры.

1 – 2,1 кг (сол.); 2 – 2,6 кг (сол.); 3 – 3,25 кг (сол.);
4 – 2,1 кг (пресн.); 5 – 2,6 кг (пресн.); 6 – 3,25 кг (пресн.)



б) Соленость 7,4 ‰, плотность 856 кг/м³, температура льда -3 °С.
Соленость 5,8 ‰, плотность 869 кг/м³, температура льда -10 °С.

1 – 2,1 кг (-10 °С); 2 – 2,6 кг (-10 °С); 3 – 3,25 кг (-10 °С);
4 – 2,1 кг (-3 °С); 5 – 2,6 кг (-3 °С); 6 – 3,25 кг (-3 °С)

Рисунок 1.19 – Экспериментальные зависимости скорости бурения соленого льда от мощности при разных весах бура

с рассолом (см. формулы 1.2 и 1.4). Тепловой поток, распространяясь в пресный лед впереди нагревательной коронки, прогревает его, доводя до температуры плавления. При бурении же соленого льда тепловой поток прогревает лед, но также и происходит увеличение жидкой фазы льда, т.е. плавление льда не только на границе раздела фаз лед–расплав, но и внутри льда. Приближение нагревательной коронки вызывает лавинообразное ускорение этого процесса. За счет наличия ячеек с рассолом и происходит увеличение скорости бурения по сравнению с пресным льдом.

Зависимость приведенной скорости бурения, т.е. скорости на единицу подаваемой мощности, от плотности льда приведена на рисунке 1.20. Плотность льда ρ_i в терминах формулы (1.2) выражается как:

$$\rho_i = \rho(1 - a - s) + \rho_w s. \quad (1.7)$$

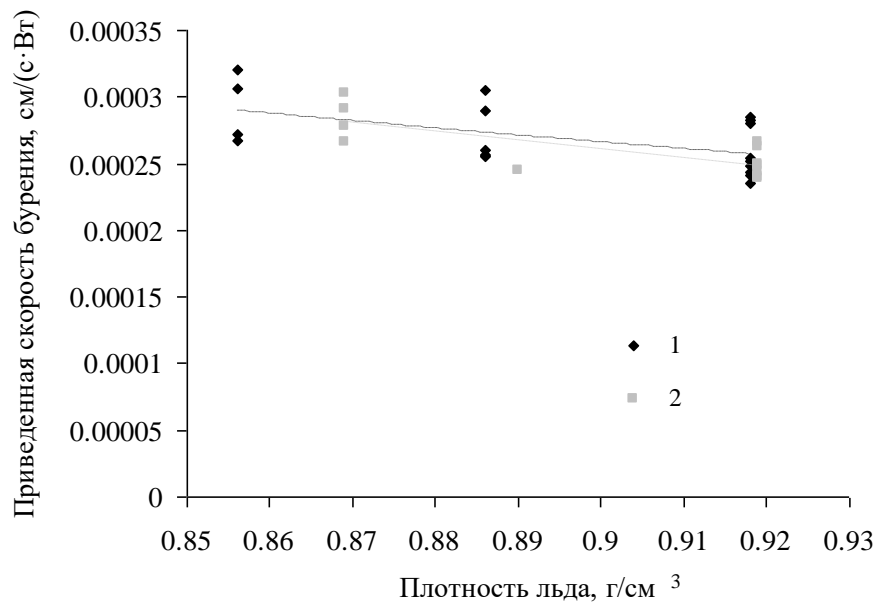


Рисунок 1.20 – Зависимость приведенной скорости (скорости на единицу мощности) от плотности льда

Температура льда: 1 – 0...–3 °С, 2 – –9...–11 °С.

Согласно формуле (1.4) закон изменения приведенной скорости бурения в зависимости от плотности льда есть степенная функция, однако небольшой

диапазон рассматриваемых значений плотностей не позволяет выявить эту зависимость на графике. С понижением температуры льда влияние плотности льда на приведённую скорость бурения усиливается.

Модификации формы рабочей поверхности коронок термобура ААНИИ не дают сколько-нибудь заметного отличия по скорости бурения.

Полученные численные оценки очень полезны для более полного понимания процесса контактного плавления льда. Знание закономерностей влияния параметров бурения (электрической мощности и веса бура) и физических характеристик льда на скорость бурения, к.п.д. нагревательных коронок термобура позволяют более четко ставить обратную задачу: определение по скорости бурения физических характеристик льда.

Для исследования влияния наличия во льду минеральных и органических включений на скорость электротермобурения в лабораторных условиях была проведена серия опытов. Для каждого опыта были приготовлены образцы пресного льда следующим образом. На верхнюю поверхность каждого образца (одинакового размера) был равномерным слоем нанесен один из видов минеральных и органических включений равного объема. В их качестве использовались гравий, песок, мелкая фракция песка, глина и органика (водоросли). Толщина слоя колебалась в пределах 1...3 мм. Для лучшего примерзания все включения были пропитаны водой. Сверху были приморожены также куски пресного льда. Таким образом, после выдержки образцов при температуре $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$ в морозильной камере были произведены бурение образцов и запись на компьютер процесса преодоления электротермобуром грязевой прослойки во льду.

При достижении термобуром грязевой прослойки его скорость резко уменьшалась вплоть до остановки (рисунок 1.21). Крупные частицы, особенно гравий, прогреваясь нагревательной коронкой, вплавлялись в лед и продолжали двигаться впереди коронки, резко уменьшая теплоотвод с ее поверхности. Происходило вскипание талой воды под носком коронки, что было заметно по характерному шуму и вертикальной вибрации термобура. В случае, когда в

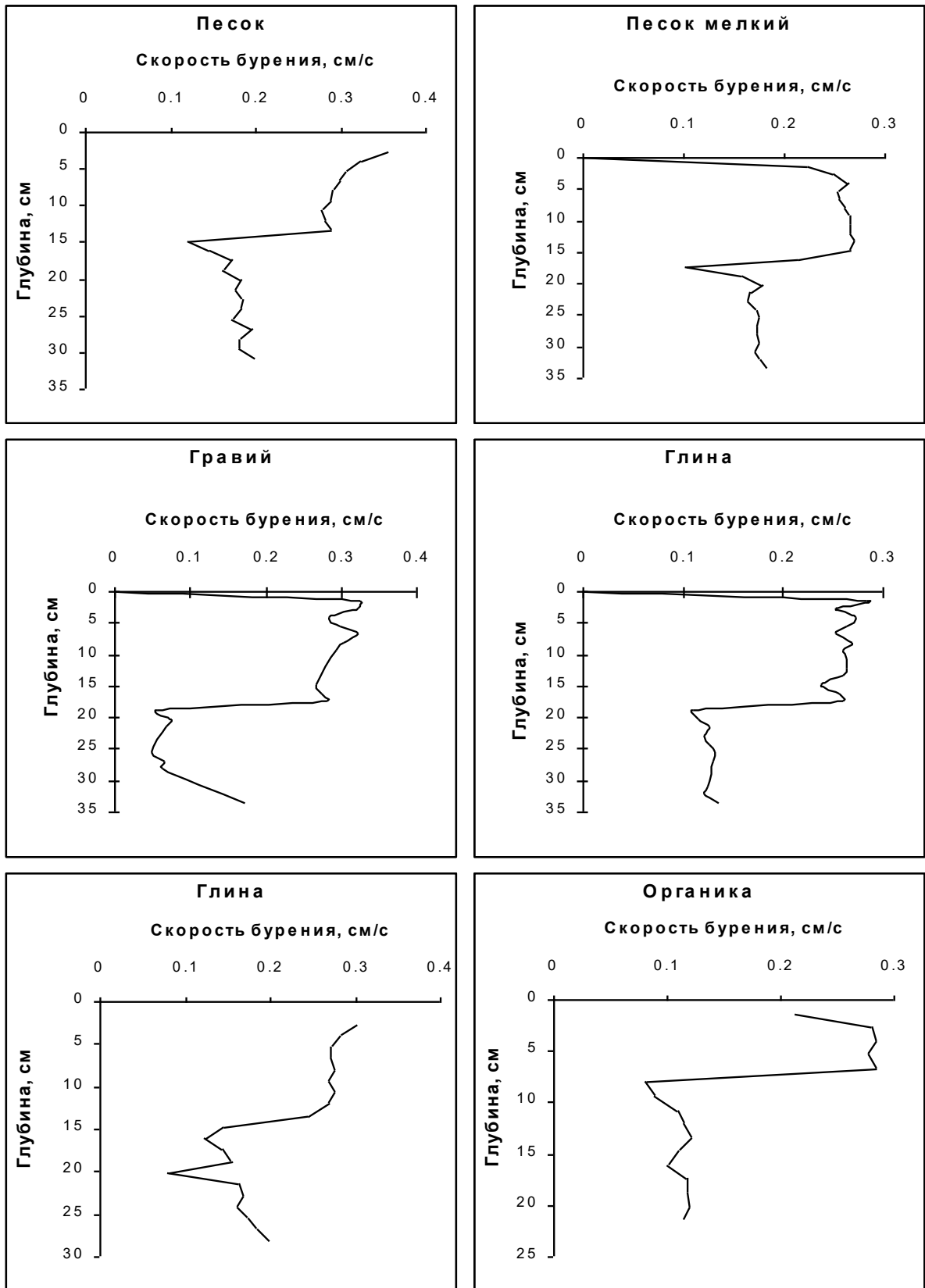


Рисунок 1.21 – Зависимость скорости электротермобурения от наличия во льду минеральных и органических включений

качестве минеральных включений использовались крупный песок или гравий, амплитуда вертикальной вибрации достигала 1 мм. Частицы мелкого песка и глины достаточно легко уносились из забоя талой водой, особенно при ее вскипании. Происходила самоочистка забоя. При наличии крупных частиц самоочистка забоя происходила не полностью. Наличие во льду водорослей показало сходную картину.

Самоочистка забоя при прохождении термобуром грязевых прослоек определяется возможностью удаления грязевых частиц из зоны забоя. Вскипающая под носком коронки талая вода уносит частицы включений, которые в дальнейшем остаются в талой воде скважины в виде взвеси.

Грязевая взвесь остается в скважине или уходит в стороны, если прослойка находится не внутри льда, а на дне полости. Большое значение при этом имеет форма рабочей поверхности нагревательной коронки. Параболическая форма нагревательной коронки, являющаяся оптимальной для теплового бурения [119], при бурении образует пленку талой воды минимальной толщины, поэтому расплавом будут уноситься только самые мелкие частицы, а более крупные будут оставаться перед носком коронки, ухудшая теплопередачу. Для преодоления грязевых прослоек наилучшей будет коническая форма нагревательной коронки, хотя ее к.п.д. меньше, чем параболической. Коническая коронка формирует забой, форма которого повторяет форму коронки, но его стенки более пологи, и ширина зазора между коронкой и льдом увеличивается с расстоянием от носка коронки. Это позволяет талой воде уносить из забоя наряду с мелкими и более крупные частицы. При вскипании талой воды под носком коронки этот процесс происходит более эффективно. Самоочистка забоя происходит быстрее, если грязевые включения располагаются на дне полости, особенно на ровной поверхности. К примеру, на графике рисунка 1.22 на горизонте 138 см характер изменения скорости погружения электротермобура показывает наличие осадка на дне полости. Поскольку скорость термобура довольно быстро восстановилась до среднего значения, по-видимому, количество осадка небольшое, и он имеет мелкодисперсную структуру.

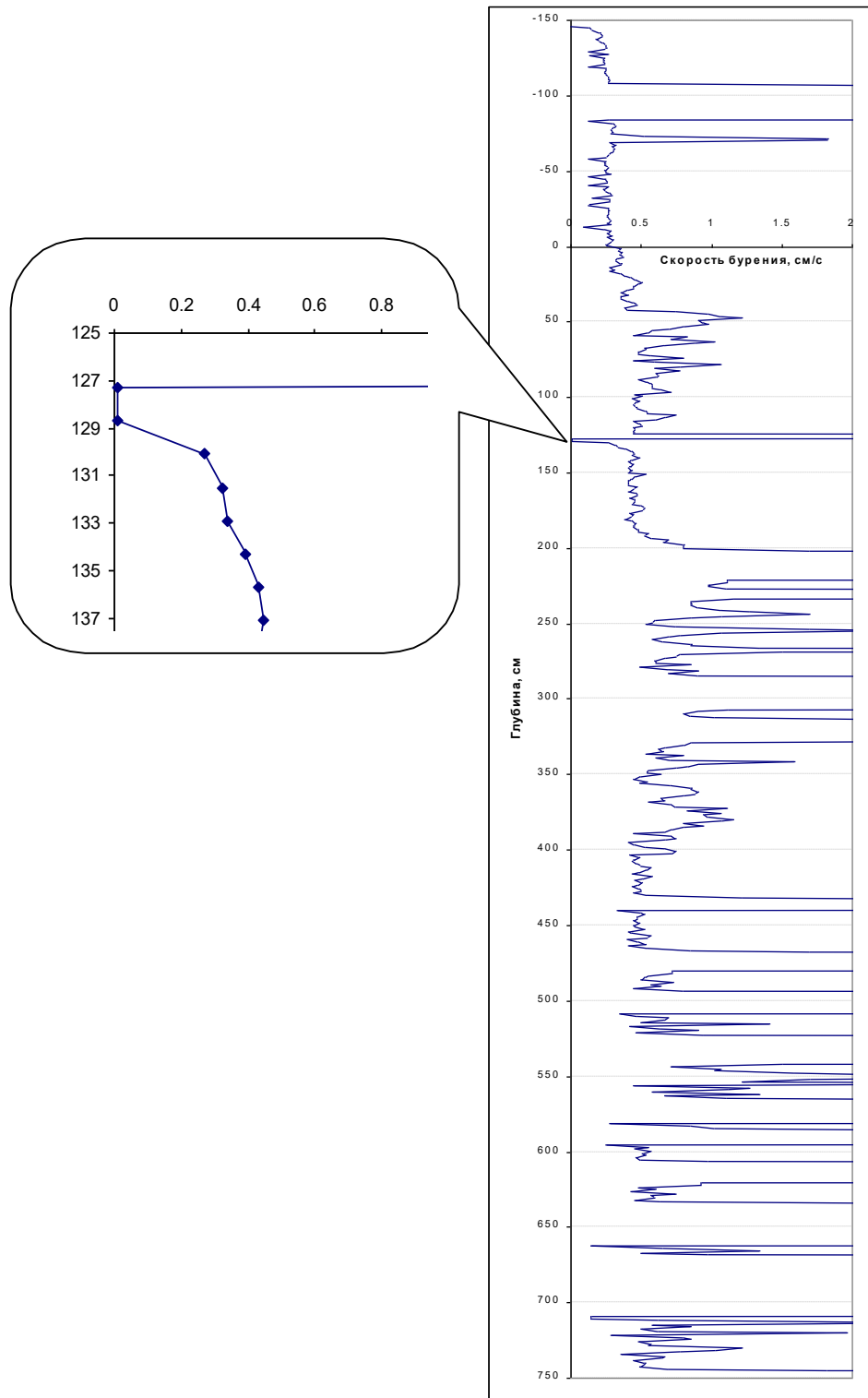


Рисунок 1.22 – Скорость бурения тороса в припае на шельфе о. Сахалин в 1998 г.

В случае затруднённой самоочистки забоя для продолжения бурения производят ряд последовательных подъёмов бура на 5–10 см и опусканий его на забой. При этом происходит активное образование грязевой взвеси, постепенное удаление грязи из забоя, и скорость бурения восстанавливается.

1.4.2 Бурение горячей водой

Экспериментальные работы по исследованию зависимостей скорости водяного бурения от физических характеристик льда проводились с помощью установки для бурения льда горячей водой (см. рисунки 1.6 и 1.7) в условиях полевой базы «Ладога». Были приготовлены следующие образцы льда:

- соленый лабораторный конжеляционный лед;
- соленый лабораторный шуговой лед;
- естественный пресноводный озерный лед.

Эксперимент проводился следующим образом. Образцы льда вынимались из холодильной камеры (термостата), устанавливались друг на друга с небольшим зазором и фиксировались специальной конструкцией. На нее опускался термобур, подавалась горячая вода, и производилось бурение с записью скорости на компьютер. Предварительно измерялись вес образцов и их габаритные размеры для определения плотности. Подаваемая тепловая мощность (температура и расход горячей воды) и вес бура были постоянными.

Пример такой записи бурения трех различных образцов льда приведен на рисунке 1.23. Резкие увеличения скорости на записи соответствуют провалам термобура в воздушных прослойках. Скачкообразное движение термобура связано с наличием неоднородностей во льду. Особенно это заметно на шуговом льду, где много пор, заполненных воздухом и рассолом. Несмотря на то, что толщина прослоек между образцами льда была одинакова, длина участка провала термобура при переходе из шугового льда в конжеляционный заметно больше, чем из конжеляционного в пресноводный. Это связано с тем, что струи горячей воды глубже проникают в пористый лед, и, хотя сам термобур еще не вышел из льда, пробившиеся струи воды выплавляют в нижележащем образце льда небольшую лунку, увеличивая тем самым ширину свободного участка. Этот же эффект в меньшей степени проявляется при переходе термобура из конжеляционного льда в пресноводный. Сглаженная скорость бурения шугового льда постепенно возрастает. По-видимому, это связано с процессом

механического разрушения льда под действием силы инерции термобура, накладывающимся на плавление. Этот эффект проявлялся при бурении большинства образцов лабораторного льда, особенно льда высокой пористости. В этих случаях движение термобура становится более плавным, аналогично другому крайнему случаю – бурению пресного монолитного льда.

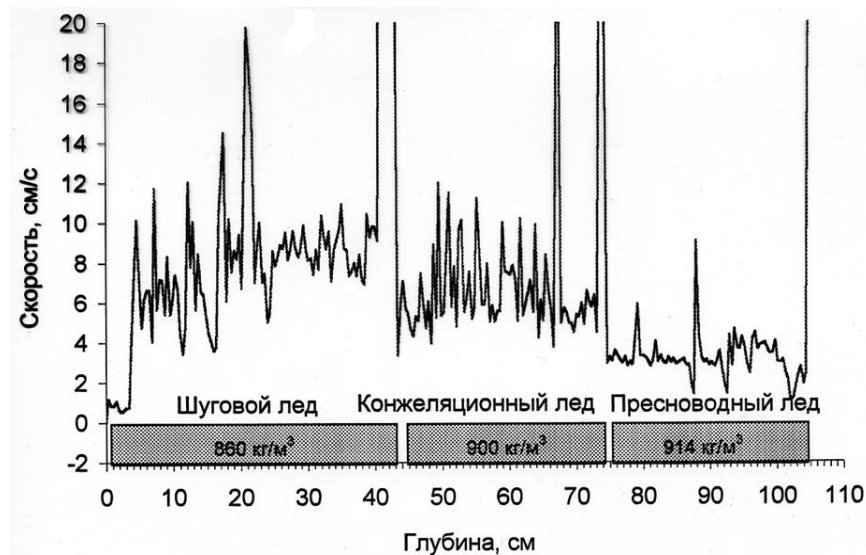


Рисунок 1.23 – Скорость водяного бурения различных образцов льда

Специально проведенные в ледовом бассейне ААНИИ опыты показали, что глубина выплавляемой струями воды лунки в нижележащем льду при переходе бура из одного блока льда в другой, существенно меньше, если промежуток между ними заполнен водой.

Рисунок 1.24 иллюстрирует влияние солёности и плотности льда на скорость водяного бурения. В качестве значения скорости взяты средние значения скорости по образцу. Несмотря на большой разброс точек, заметно отличие скорости бурения соленого льда от скорости бурения пресного, особенно при низких плотностях льда. Сказывается наличие в соленом льду ячеек с рассолом. Необходимо иметь в виду, что скорость бурения зависит от пористости льда, а не от физической плотности. Так, лед высокой солёности с малым наличием воздушных включений будет иметь высокую плотность, но бурение его будет проходить с большой скоростью.

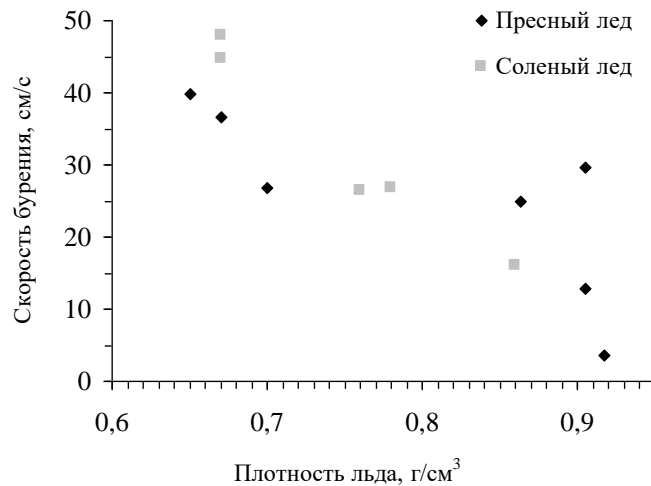


Рисунок 1.24 – Влияние плотности льда на скорость водяного бурения

Температура льда не оказывает существенного влияния на скорость водяного бурения. В среднем проявляется небольшое уменьшение скорости бурения холодного ($-10\text{ }^{\circ}\text{C}$) льда, но большой разброс экспериментальных данных не позволяет сделать более определенные выводы. Возможная связь этого обстоятельства с процессом плавления льда струями горячей воды и формированием скважины требует отдельного теоретического исследования, которое выходит за рамки настоящей работы.

К сожалению, выигрыш в скорости водяного бурения по сравнению с электротепловым влечет за собой проигрыш в мобильности установки для водяного бурения.

Выводы из первой главы:

1. Обоснован способ определения внутреннего строения торосов с помощью термобурения.

2. При участии автора разработаны и внедрены устройства для электрического и водяного бурения скважин во льду, позволяющие с высокой точностью фиксировать встречающиеся пустоты.

3. При участии автора разработаны, изготовлены и в течение ряда лет успешно эксплуатируются установки для водяного и электротермобурения льда с записью параметров бурения.

Таким образом, в результате выполненной работы решена проблема разработки специальных средств и методов, осуществляющих одновременно с проникновением внутрь торосистого образования получение характеристик его внутреннего строения. Предложен **новый класс** технических средств термобурения для определения морфометрических параметров географических объектов. Ниже рассмотрена методология его использования.

2 МЕТОДОЛОГИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ТОРОСИСТЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

2.1 Методика исследования торосов с помощью теплового бурения льда (обработка и интерпретация записей параметров бурения)

2.1.1 Методика обработки записей скорости бурения

На этапе подготовки данных для дальнейшей обработки все данные приводятся в строгое соответствие точкам бурения. При необходимости данные из нескольких файлов «склеиваются» в один или, наоборот, разделяются на несколько отдельных блоков. Во время бурения термобур иногда приходится поддвигать вверх, и тогда на записях нарушается монотонное возрастание глубины. Поэтому участки на записях, где термобур двигался в обратном направлении, т.е. вверх, вырезаются. Иногда могут наблюдаться проскальзывания корпуса бура относительно измерительного колеса преобразователя, что отражается на записи как кратковременные остановки бура. По меткам на записи проверяется соответствие реальной и записанной глубины погружения бура и при необходимости производится корректировка записанной глубины. Эти операции проводятся вручную.

При обработке данных термобурения определяются величина надводной и подводной части ледяного покрова, границы консолидированного льда торосов, границы пустот, участки льда различной пористости.

В настоящее время в ААНИИ принято при определении внутреннего строения торосов и стамух выделять области плотного льда, рыхлого льда и пустот. Под рыхлым льдом понимается область, заполненная мелкими кусками льда, смерзшимися между собой в местах контактов, а также переход бура из плотного льда в пустоту (полость).

Определение пустот

Наличие в торосах и стамухах льда различной пористости, а также пустот, заполненных снегом, шугой, водой или воздухом, в которых движение термобура резко ускоряется, приводит к большому разбросу скорости погружения

термобура. Этот разброс иллюстрируют гистограммы, приведенные на рисунках 2.1 и 2.2.

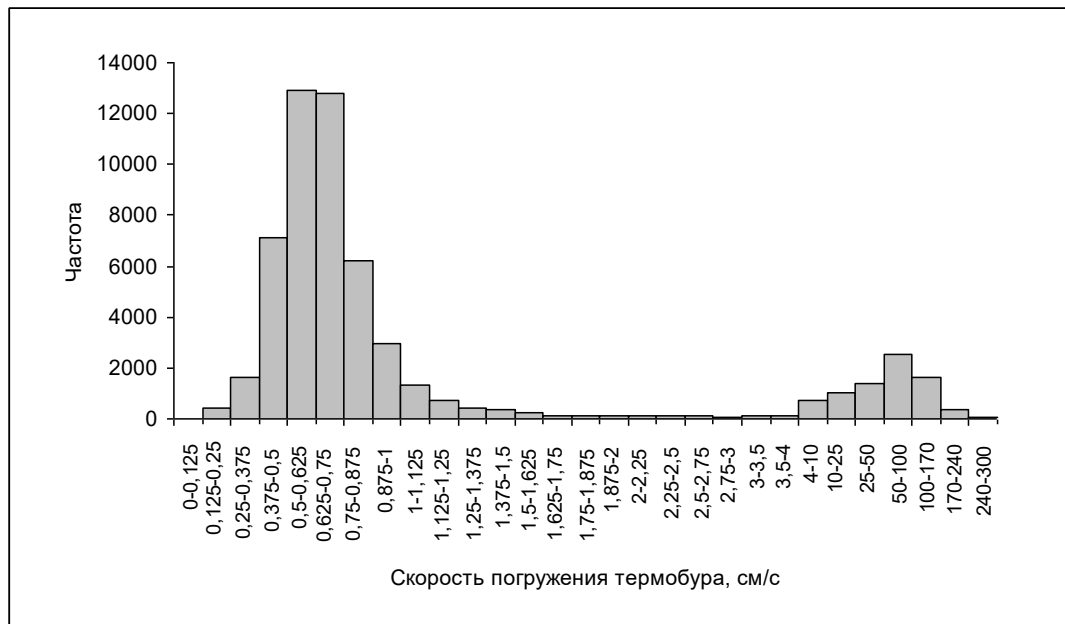


Рисунок 2.1 – Распределение скоростей погружения электротермобура на примере данных бурения торосов Печорского моря в 1999 г.

Двумодальность распределения скоростей электротермобура говорит о том, что гистограмма отражает два различных процесса: первый пик гистограммы описывает движение бура во льду, второй, значительно более растянутый пик – свободное падение бура в пустотах и воздушных прослойках между кусками льда, составляющими торос. Поскольку минимум гистограммы в промежутке между этими пиками имеет пологий характер, определить по нему граничную скорость перехода бура из льда в пустоту затруднительно. Следовательно, необходимо взять скорость, соответствующую минимуму гистограммы в промежутке между модами, и в дальнейшем исключить из рассмотрения все скорости больше этой. В данном примере 99% всех значений оставшихся скоростей имеют верхний предел 2,54 см/с. Таким образом, можно принять это значение скорости в качестве граничного и считать, что скорость бура выше 2,54 см/с означает, что бур попал в полость или вышел в море. Участки со скоростью выше 2,54 см/с на записи скорости идентифицируются как пустоты.

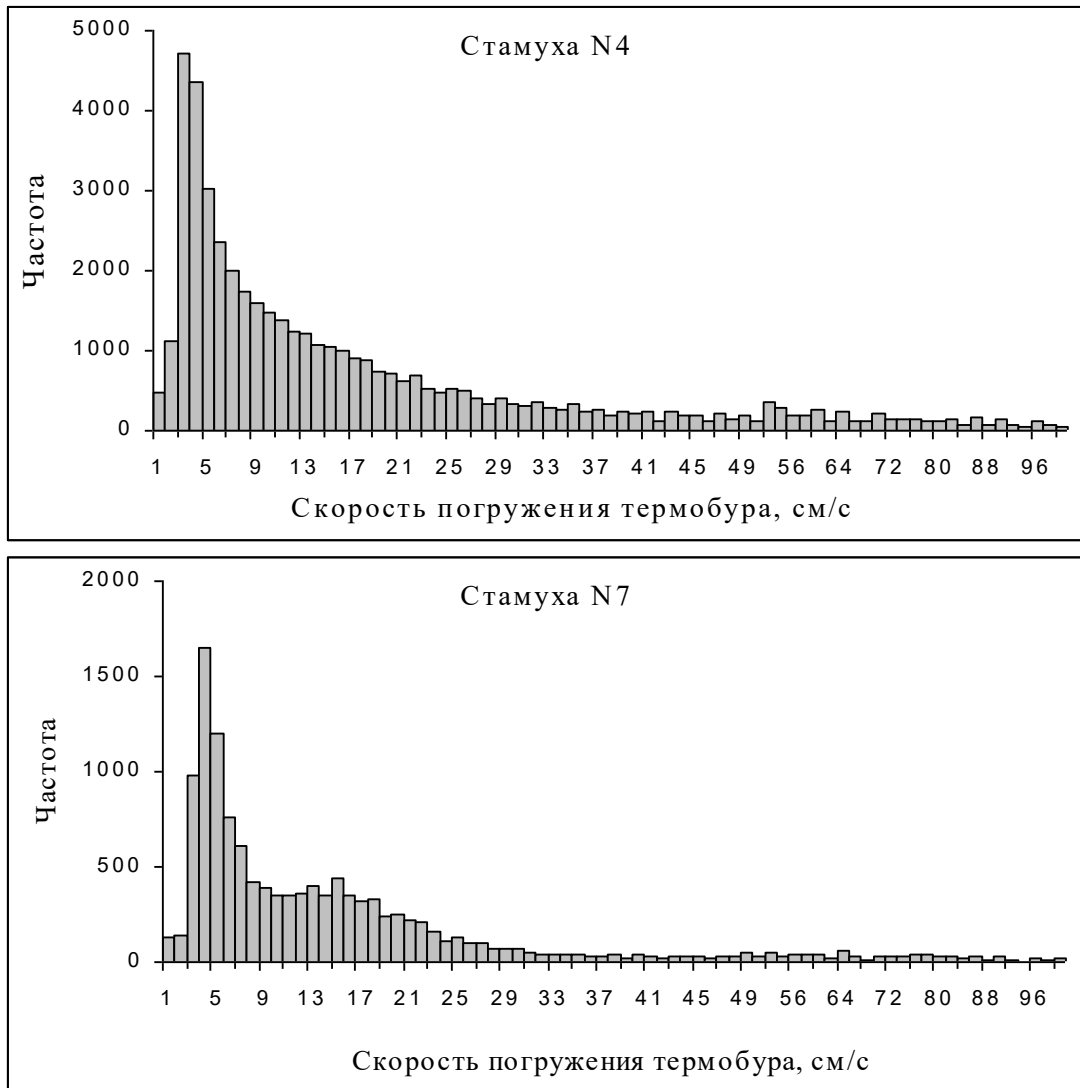


Рисунок 2.2 – Гистограмма распределения скоростей бура при водяном бурении

Этот критерий достаточно хорошо работает при обработке записей электротермобурения, при котором скорость движения бура во льду распределена в довольно узком диапазоне – до 2–2,5 см/с. Обработка записей с помощью этого критерия проста, поэтому может применяться и для водяного бурения. Однако для водяного бурения возникает проблема определения этого граничного значения скорости, при превышении которого можно считать, что бур переходит из льда в полость.

Как видно из рисунка 2.2, указать определенно граничную скорость перехода водяного бура из льда в полость затруднительно. Тем не менее, от выбора граничной скорости зависит, насколько корректно будет определена пористость тороса. На рисунке 2.3 приведены примеры распределения пористости

тороса по глубине, рассчитанные с разными значениями граничной скорости. Средняя пористость, определенная по этим распределениям, равняется 27% для граничной скорости 17 см/с и 10% – для 35 см/с.

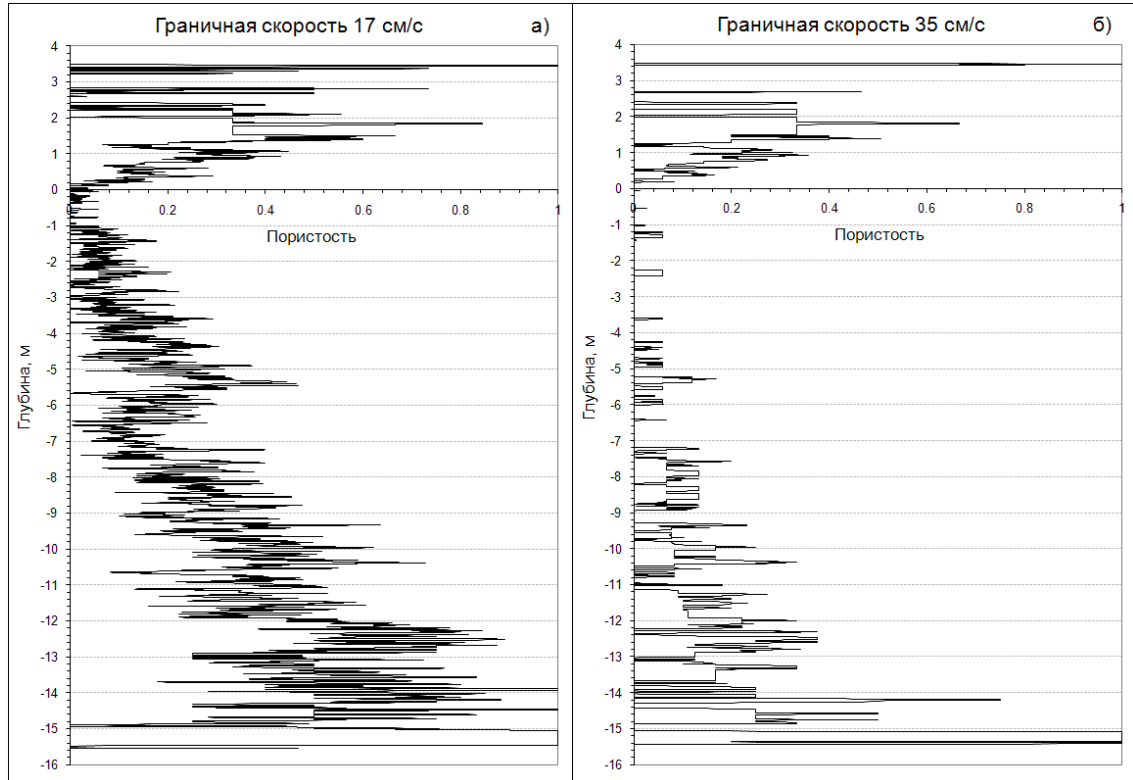


Рисунок 2.3 – Распределения пористости тороса по глубине, рассчитанные по критерию граничной скорости выделения пустот, равной: а – 17 см/с, б – 35 см/с

На рисунке 2.4 приведена рассчитанная по записям бурения пористость тороса в зависимости от значения граничной скорости на примере данных, полученных в Каспийском море в 2008 г.

Был проведен численный эксперимент, в котором рассчитывалась пористость тороса при различных значениях граничной скорости. Результаты эксперимента иллюстрирует рисунок 2.5. Из рисунка видно отличие результатов применения критерия граничной скорости для разных способов бурения. Для электротермобурения этот критерий оправдан, т.к. фактически, если выбрать граничную скорость выше некоторого предельного значения (например, 1,5 см/с), то рассчитанная пористость тороса практически не будет зависеть от значения граничной скорости. Это говорит о том, что рассчитанная пористость близка к

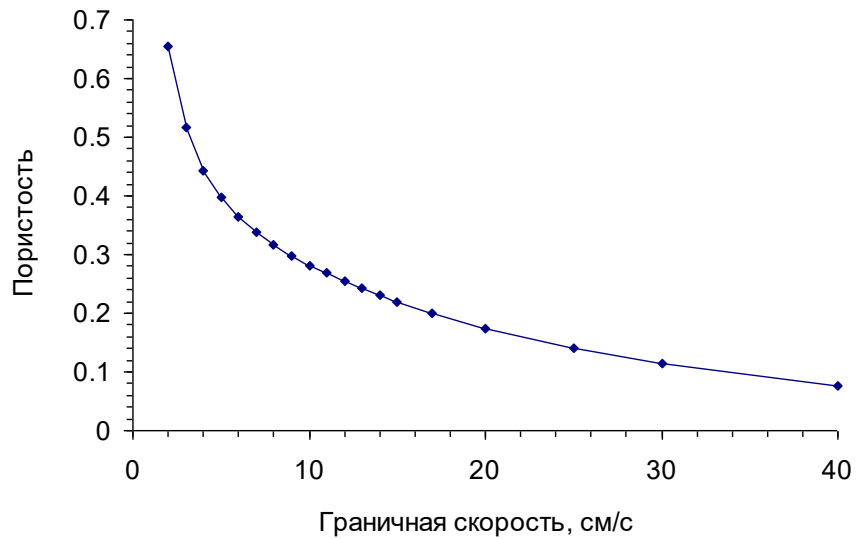


Рисунок 2.4 – Зависимость рассчитанной по записям бурения пористости тороса от граничной скорости при водяном бурении

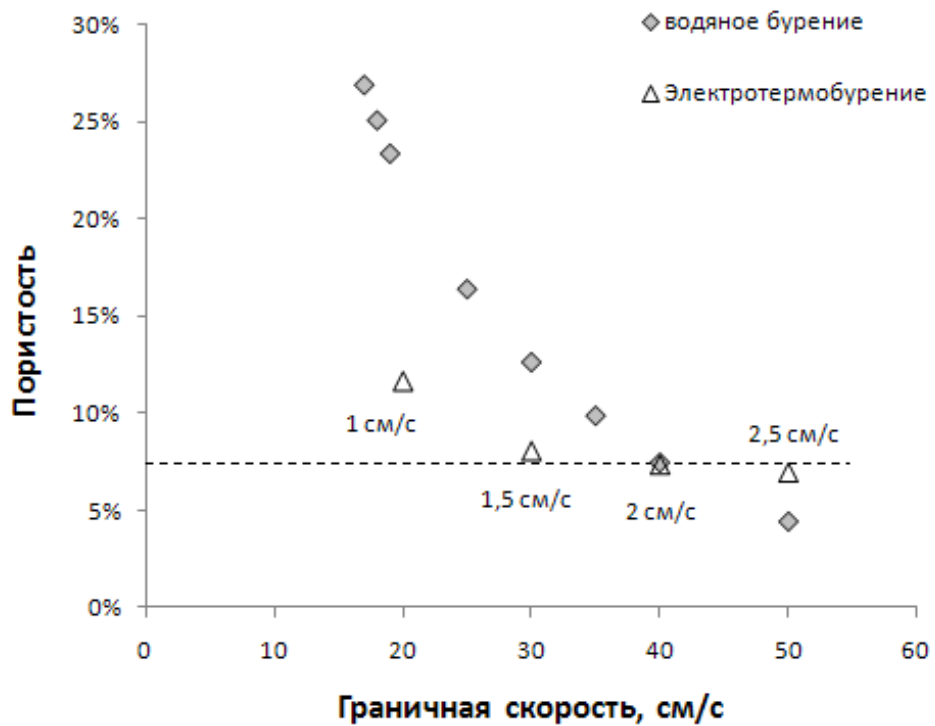


Рисунок 2.5 – Зависимость рассчитанной пористости тороса от выбора значения граничной скорости

Для сравнения нанесены значения пористости, рассчитанные для различных граничных скоростей при электротермобурении (значения граничных скоростей указаны под значками). Пунктирной линией обозначена пористость, рассчитанная по данным электротермобурения для граничной скорости 2 см/с. Ее значение равняется 7,4%.

истинной пористости тороса. Совсем другая картина для водяного бурения. Наклон зависимости расчетной пористости мало меняется с изменением значения граничной скорости. Следовательно, не подобрать такого предельного значения скорости, выше которого расчетная пористость не зависела бы от значения граничной скорости.

Таким образом, успешно применяемый для электротермобурения критерий граничной скорости в случае водяного бурения не работает. В этом случае более эффективно применить критерий ускорения бура. При попадании бура в пустоту его скорость начинает равномерно нарастать. Однако из-за наличия бурового кабеля (шланга), а также сопротивления среды ускорение бура меньше ускорения свободного падения. Таким образом, на графике скорости выделяются участки, где ускорение бура положительно и имеет величину больше некоторой заданной величины на продолжительном участке, длина которого определяется разрешающей способностью буровой коронки. Это участки разгона бура, т.е. провалы в пустоту. Нижняя граница пустоты определяется по резкому замедлению бура. На рисунке 2.6 приведен пример выделения на записи водяного бурения участков продолжительного ускорения бура, и, таким образом, границ пустот.

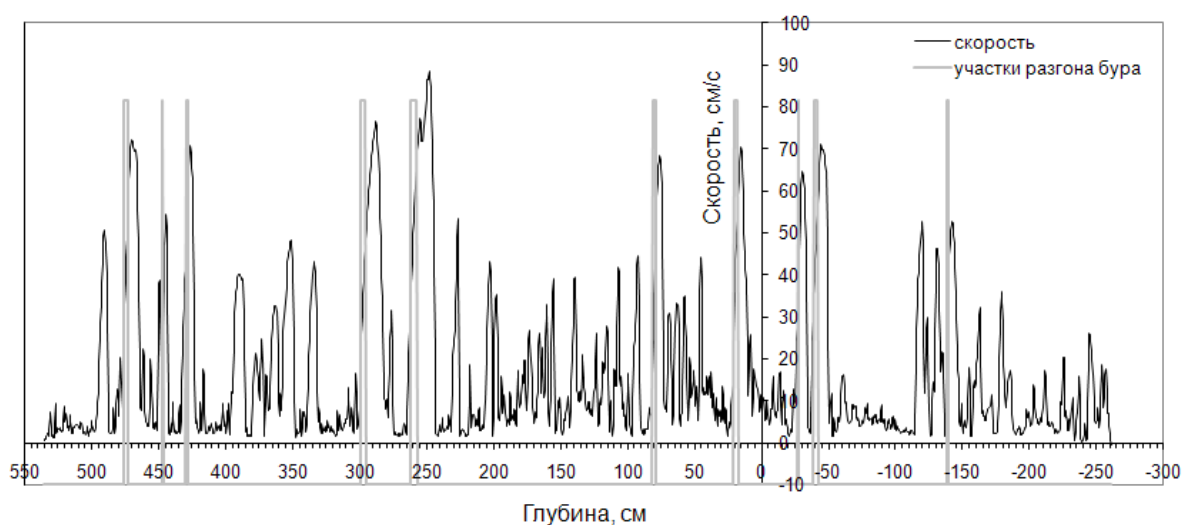


Рисунок 2.6 – Пример выделения на записи водяного бурения участков продолжительного ускорения бура, и, таким образом, границ пустот

Определение участков плотного и рыхлого льда

В настоящее время подход к определению участков плотного и рыхлого льда по записям электрического бурения следующий [107, 177]. На большинстве записей скорости бурения методом экспертных оценок, основанных на результатах тестового бурения образцов льда, выделяются участки плотного и рыхлого льда. Объединив значения скоростей бура на участках плотного льда и на участках рыхлого льда в два массива, строятся распределения скоростей бурения плотного и рыхлого льда (пример на рисунке 2.7а, б). Эти распределения близки к нормальному.

Критерий определения участков плотного и рыхлого льда следующий. Скорость погружения термобура меньше некоторой граничной скорости соответствует плотному льду. Промежуточные участки, идентифицированные ранее как лед, на которых скорость бура выше граничной скорости, идентифицируется как рыхлый лед, т.е. лед высокой пористости или участок перехода бура из плотного льда в пустоту. Граничной скоростью будет такая скорость, принадлежность которой к массиву скоростей плотного льда и к массиву скоростей рыхлого льда равновероятна [39].

Графически это означает, что площадь под кривой плотности распределения скоростей бурения плотного льда в диапазоне скоростей ниже граничной будет равна площади под кривой плотности распределения скоростей бурения рыхлого льда в диапазоне скоростей выше граничной скорости (рисунок 2.7в). Для практического определения этой граничной скорости достаточно подсчитать процентиля для обоих распределений.

В приведенном примере процентиль порядка 0,95 распределения скоростей бурения плотного льда и процентиль порядка 0,05 распределения скоростей бурения рыхлого льда дают одинаковую скорость 0,55 см/с, которая и будет граничной. Значение 0,05 будет соответствующим уровнем значимости данного критерия. Выбранное значение скорости в качестве критерия плотного льда будет определяться непосредственно рассматриваемыми данными.

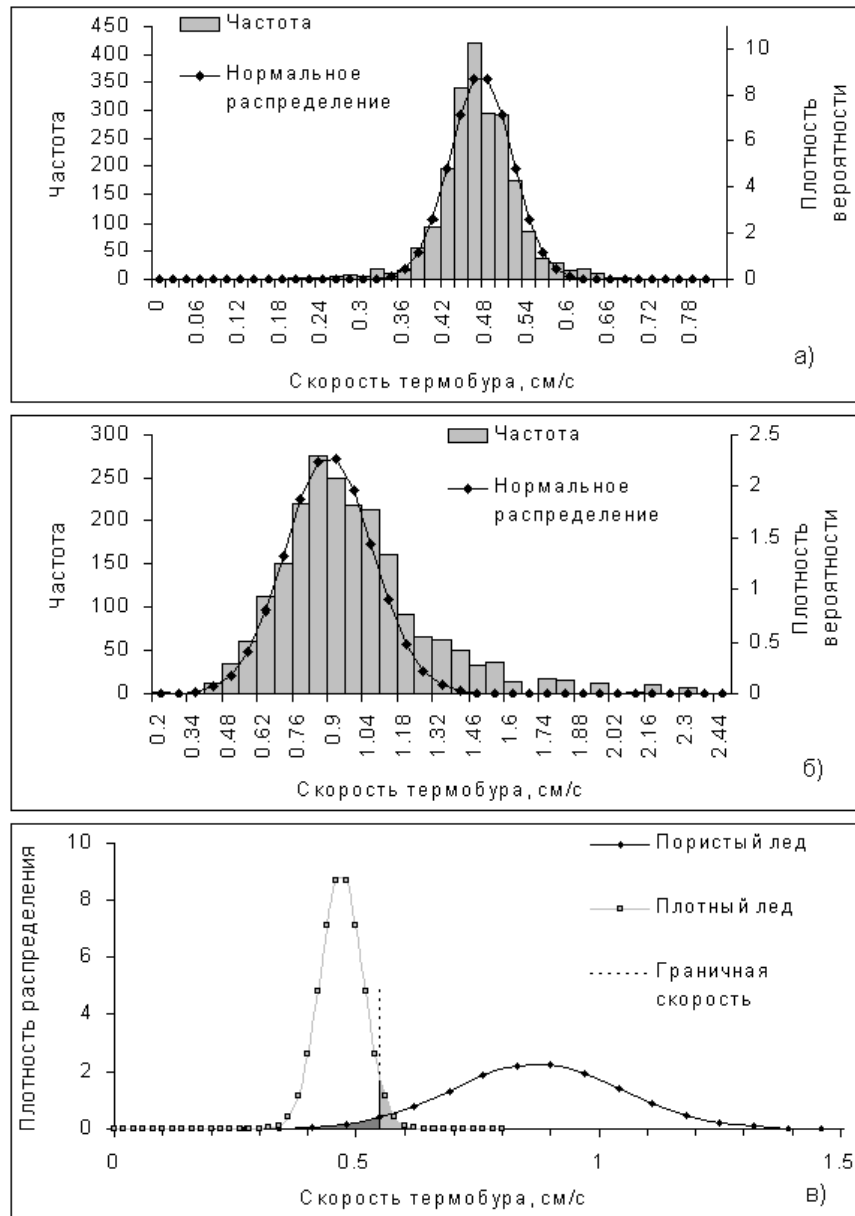


Рисунок 2.7 – Гистограммы скоростей бурения плотного (а) и рыхлого (б) льда торосов Печорского моря (1999 г.), аппроксимированные нормальным законом распределения (в)

При водяном бурении из-за специфики расплавления льда струями воды область рыхлого льда представлена на записях скорости бурения чередованием участков плотного льда и мелких провалов. За граничную величину участков плотного льда принята минимальная толщина блоков льда, составляющих парус тороса или стамухи. Встречающаяся во время бурения область, в которой чередуются участки льда и пустоты с размерами меньше граничной, идентифицируется как область, заполненная рыхлым льдом. Участки, где бурение

идет без провалов, но его скорость существенно выше, чем скорость бурения плотного льда, идентифицируются как межблоковые пространства, заполненные полусмерзшейся шугой [97], или как переход бура из льда в пустоту.

При обработке материалов учитывается вся возможная информация о ходе бурения. Примеры приведены на рисунке 2.8. В некоторых случаях даже при бурении плотного льда на записях присутствуют провалы термобура. Это могут быть каверны или особенности текстуры льда, влияющие на скорость водяного бурения. В приведенном на рисунке 2.8а примере во время бурения было отмечено, что смесь талой и отработанной воды находилась в скважине, и избыток ее растекался по верхней поверхности льда до момента выхода термобура в море, после чего уровень воды в скважине опустился до уровня моря. Это указывает на то, что каверны, зафиксированные термобуром на горизонте $-278\dots-299$ см, не связаны с морем и находятся внутри консолидированного льда. На рисунке 2.8б приведен пример использования дополнительной информации о строении льда на основе кернового бурения в данной точке. В случае противоречивой информации, как в данном примере, за основу взята информация о строении льда по керну.

Показательный пример интерпретации данных приведен на рисунке 2.9. Однозначно выделены крупные (больше 10 см) пустоты. Несколько чередующихся ледяных блоков небольшой толщины и небольших пустот объединены в слой рыхлого льда (рисунок 2.9, горизонт $-2,01\dots-2,71$ м). В данном случае слой рыхлого льда характеризует не только степень разрушенности блоков льда, а наличие в толще тороса мелкобитого льда. Отдельные небольшие провалы термобура трактуются как каверны, но в некоторых случаях, например, в районе уровня воды, как промежутки между блоками льда. Пример такого случая представлен на горизонте -401 см. Сравнив характер погружения термобура выше и ниже этого небольшого провала, сделано заключение, что здесь расположена граница между блоками льда.

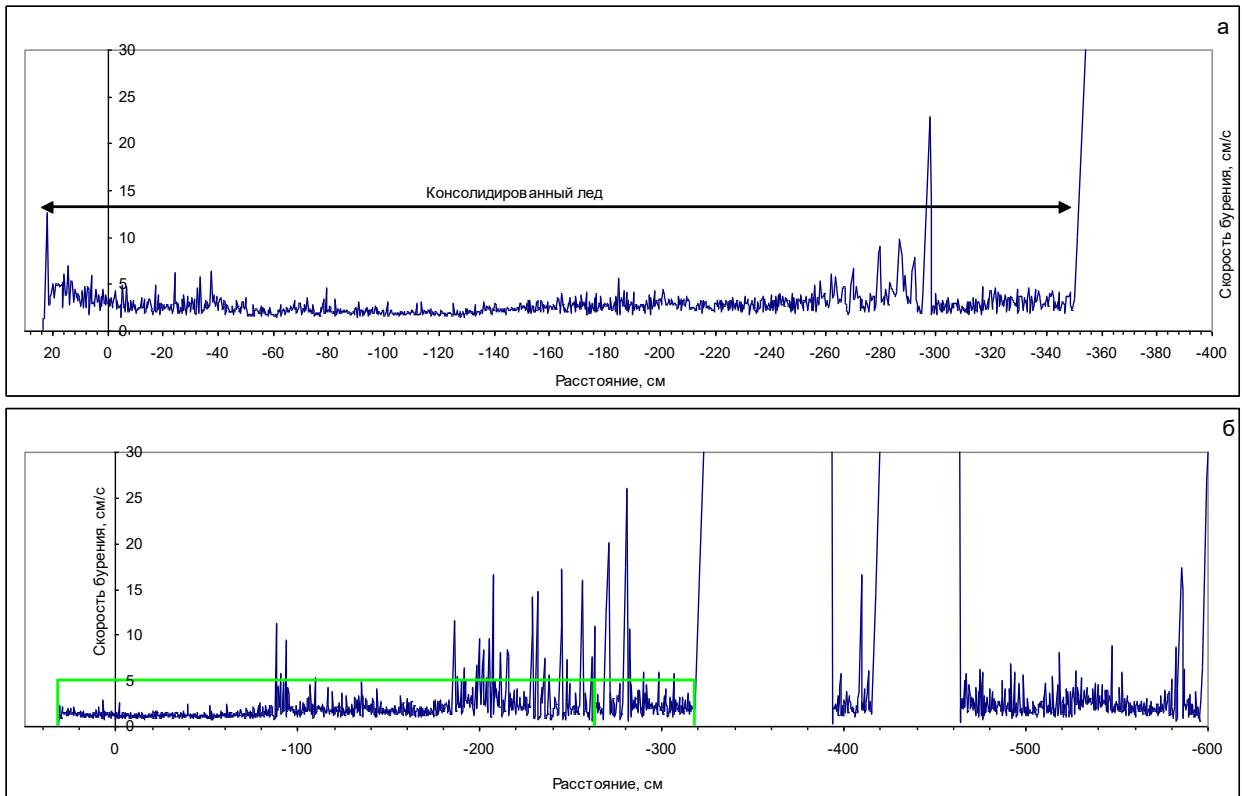


Рисунок 2.8 – Графики бурения торосов

Зеленой линией обозначен керн, состоящий из плотного льда. На горизонте -263 см разлом керна.

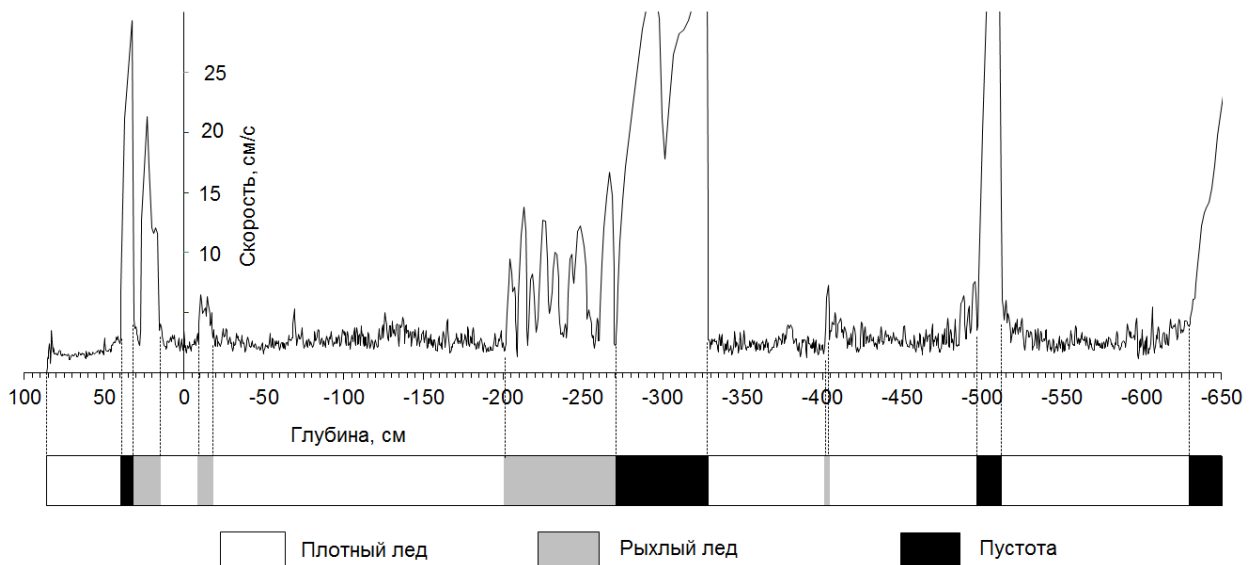


Рисунок 2.9 – Пример интерпретации данных водяного бурения

На некоторых записях имеют место участки, не отмеченные как провал бура, но отличающиеся значительно повышенной скоростью погружения бура.

Такие участки также интерпретируются как рыхлый лед (пример на рисунке 2.9 на горизонте $-0,09\dots-0,18$ м).

2.1.2 Методика определения расположения границ КС.

Как уже говорилось, КС торосистого образования – это слой плотного (твердого) льда с верхней границей в районе ватерлинии, образовавшийся в результате воздействия холода и замерзания воды в промежутках между блоками всторошенного льда и включающий в себя эти блоки, с прочностью, близкой к прочности ровного льда.

Исследователями разных стран проводились работы по изучению нарастания и характеристик КС торосов. Чаще всего КС определяется по результатам бурения, иногда – по взятым кернам и по температурным измерениям, что более достоверно, но и более трудоемко.

Экспериментальные исследования нарастания толщины КС проводили К. Хойланд и С. Лосет [156–157], Г.А. Сурков [224, 227], Е. Гордиенко [23], В. Харитонов и др. [114]. Однако до сих пор нет единого мнения о расположении границ КС торосов и стамух. Мнения среди леδοисследователей о том, как определять границы КС, разделились. Чаще всего авторы основывают свои предложения на водонепроницаемости КС. Также учитывается и возможность доступа холода к КС и соответствующее нарастание его толщины. Таким образом, решение проблемы определения толщины КС тороса или стамухи является существенным моментом развития знаний о внутреннем строении этих ледяных образований.

Консолидированная часть льда водонепроницаема, поэтому при тепловом бурении-плавлении в скважине находится талая вода. Эта вода вытекает из скважины и растекается по верхней поверхности консолидированного льда. Определение границ консолидированного льда производится по записи скорости бурения и измерения уровня воды в скважине. Если верхняя граница КС располагается выше уровня моря, в момент выхода бура в пористый несморженный лед уровень воды в скважине понизится и установится на уровне

моря. По изменению уровня воды выделяются границы консолидированного водонепроницаемого льда, которые уточняются по расположению участков рыхлого льда и пустот во льду, определяемому по скорости бурения (пример на рисунке 2.10). Определение уровня воды в скважине производится с помощью датчика давления, установленного на термобуре на расстоянии h от торца буровой коронки. Ход изменения давления воды в скважине показан на рисунке линией, где точками отмечено измеренное давление в условных единицах. При заглублении термобура в КС на высоту расположения датчика давления h , последний начинает показывать нарастание давления воды (первая пунктирная линия). Как только термобур проходит КС, и вода из скважины просачивается в полость, сообщающуюся с морем, уровень воды в скважине сравнивается с уровнем моря. Горизонт отклонения графика давления воды от первой пунктирной линии дает положение нижней границы КС. После этого по мере движения бура давление воды опять начнет повышаться соответственно глубине погружения бура (вторая пунктирная линия). Соотнеся характер изменения давления воды в скважине с соответствующей скоростью погружения бура, можно сделать заключение, что в данном примере верхняя граница КС расположена на горизонте 22 см. Нижняя граница располагается на горизонте -22 см, где повышение скорости бурения показывает наличие рыхлого льда.

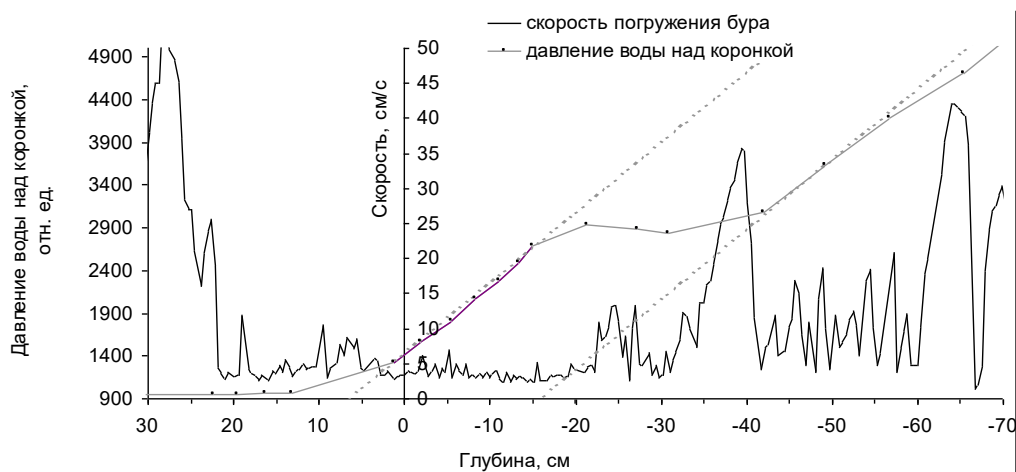


Рисунок 2.10 – Пример определения границ консолидированного слоя по записи скорости бурения и давления воды над коронкой (фрагмент записи)

Пунктирными линиями обозначен ход нарастания давления воды над коронкой

Предлагаемая методика определения границ КС ограничена случаями расположения верхней его границы выше уровня моря. В остальных случаях нижняя граница КС определяется либо только по записи скорости погружения бура в соответствии с выбранным критерием выделения плотного и рыхлого льда, либо в сочетании термобурения с измерением температуры тороса.

Ход температуры кия тороса по глубине показывает однозначное расположение нижней границы КС на горизонте, ниже которого наблюдается гомотермия. Измерение температуры в скважине производится с помощью разработанного термозонда [64, 115] и является разовым, исключительно для определения положения нижней границы КС. После измерения температуры термозонд извлекается из скважины, т.к. его полиэтиленовая оболочка не смерзается со льдом. На рисунке 2.11 в качестве примера приведены профили температуры и скорость бурения в четырех скважинах в торосе на ледовой базе Барнео в 2013 г.

Способ определения расположения нижней границы КС торосов и стамух при электротермобурении заключается в том, что одновременно с бурением производят отсос талой воды с края рабочей части нагревательной коронки [62]. Эта вода по шлангу подается на поверхность льда к месту нахождения оператора бурения, с тем, чтобы он мог визуально контролировать наличие и интенсивность потока жидкости. Мощность насоса должна быть подобрана так, чтобы вся талая вода, образующаяся при бурении, откачивалась вверх. Таким образом, во время бурения паруса и КС торосистого образования оператор бурения визуально фиксирует наличие на выходе насоса воздушно-водяной смеси. Как только термобур проходит сквозь КС, в скважине появляется морская вода, и на выходе насоса появляется постоянный поток воды. В этот момент оператор бурения ставит отметку на компьютерной записи скорости бурения нажатием специальной кнопки.

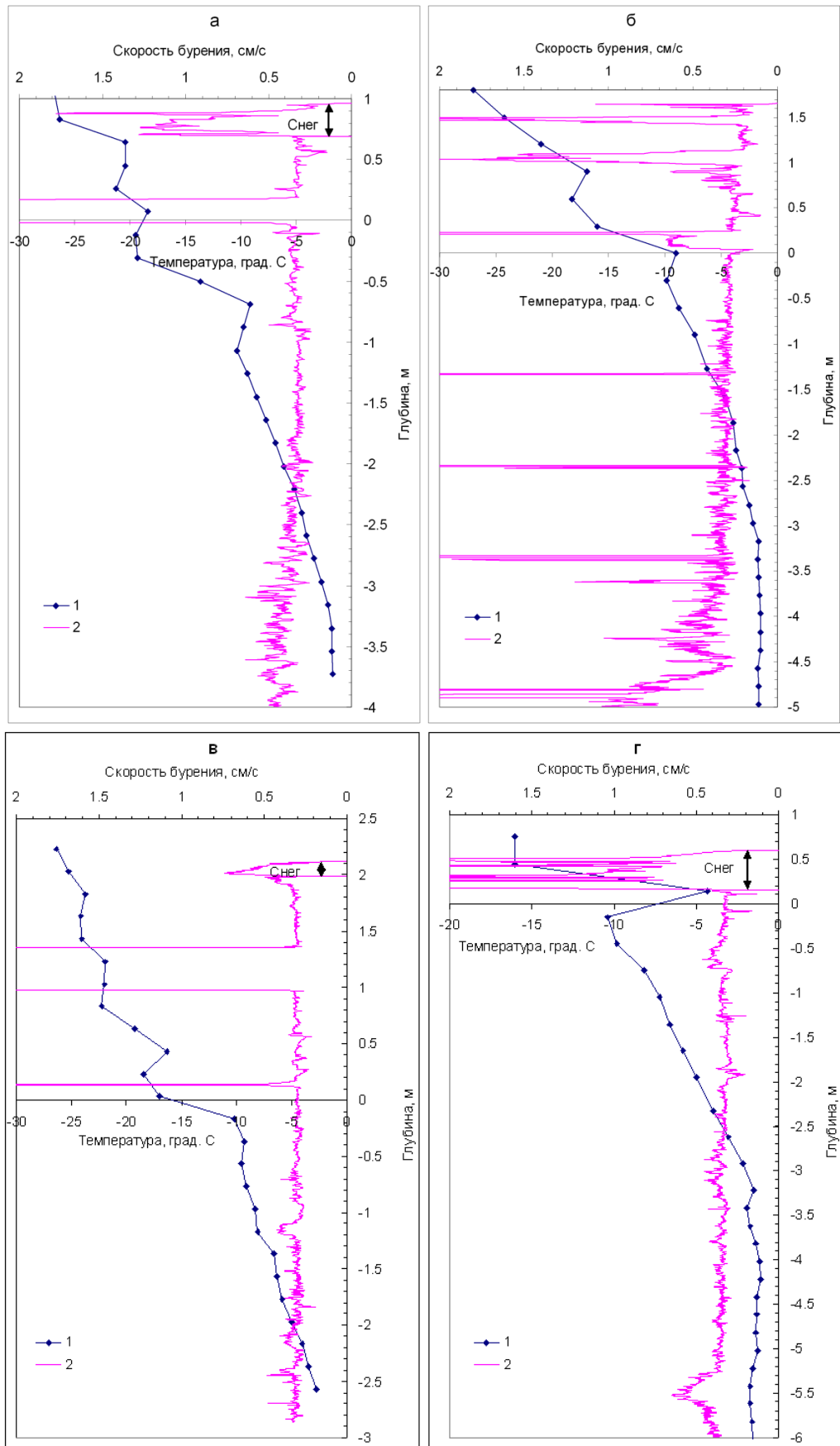


Рисунок 2.11 – Температура тороса. 1 – температура, 2 – скорость бурения
 Температура измерялась в четырех скважинах. Поверхность ледяного покрова превышала уровень моря на высоту от 0,16 м (г) до 1,96 м (в). Толщина снежного покрова (показан стрелками) колебалась от 0,16 м (б) до 0,44 м (г)

При последующей обработке этих данных на компьютере сопоставляется зависимость скорости бурения с отметкой оператора о наличии постоянного потока воды с учетом времени прохода воды из скважины по шлангу до выхода из насоса. Изменение скорости бурения, соответствующее переходу бура из плотного льда в рыхлый лед или пустоту, ближайшее к метке, определяется как выход бура из КС. Соответственно, глубина перехода термобура из плотного льда в рыхлый лед или пустоту определяется как глубина расположения нижней границы КС.

Осуществление данного способа исследования КС торосов и стамух производится путем модернизации электротермобура для возможности отсоса талой воды с края нагревательной коронки и подачи ее по шлангу на поверхность льда. Электропитание насоса для откачки воды осуществляется от того же генератора, что и электротермобур. Насос располагается в непосредственной близости от оператора бурения с тем, чтобы он мог постоянно контролировать интенсивность потока воды на выходе из насоса.

Существует еще один способ определения расположения нижней границы КС торосов и стамух при электротермобурении – по солености талой воды [63]. Аналогично предыдущему способу, одновременно с бурением производят отсос талой воды с края рабочей части нагревательной коронки. Отличие заключается в том, что в этом случае осуществляют не контроль наличия и интенсивности потока жидкости, а измеряют ее соленость. При выходе термобура из КС в неконсолидированную часть киля насос начнет закачивать смесь талой воды и окружающей морской воды. Соленость талой воды составляет единицы промилле, в то время как соленость морской воды в большинстве морей и океанов превышает 30‰. При последующей обработке записей на компьютере сопоставляются зависимости скорости бурения и солености талой воды от глубины с учетом времени прохода воды из скважины по шлангу до измерителя солености. Изменение скорости бурения, соответствующее переходу бура из плотного льда в рыхлый лед или пустоту, ближайшее к резкому изменению солености талой воды, определяется как выход бура из КС. Соответственно,

глубина перехода термобура из плотного льда в рыхлый лед или пустоту определяется как глубина расположения нижней границы КС.

2.1.3 Методика определения расположения границы льда и грунта при исследовании стамух

Под глубиной внедрения стамухи в грунт подразумевается разность между глубиной кия стамухи и глубиной моря в данном месте. Глубина кия стамухи определяется по данным термобурения как расстояние от уровня воды в скважине стамухи до грунта. Глубина моря определяется как мода распределения расстояний от уровня моря до дна, измеренных во всех скважинах, пробуренных в стамухе.

При электротермобурении стамух в тех участках, где лед кия касается грунта, расположение дна определяется по моменту касания нагревательной коронкой грунта и полной остановки бурения. При водяном бурении струи воды размывают грунт, и бур некоторое время продолжает погружаться, но уже скачкообразно и с периодическими остановками. Для каждой записи производится вычисление минимального значения скорости бурения на некотором скользящем участке глубин, длина которого подбирается эмпирически. По резкому уменьшению минимального значения скорости определяется изменение характера движения бура, т.е. его переход из льда в грунт (рисунок 2.12). Также хороший результат определения границы льда и грунта дает вычисление не минимальной скорости на участке, а среднего гармонического скорости бурения (рисунок 2.12в).

Вычисление среднего квадратичного отклонения (СКО) скорости бурения на участке более подходит для случая, когда термобур переходит из плотного пресноводного льда, образовавшегося на отмели, в грунт. На рисунке 2.13 представлен график скорости бурения (а) и соответствующий ему график СКО скорости бурения на участке (б). Как видно из графика, начиная с глубины около –60 см СКО скорости бурения не опускается меньше 3,5 см/с. Такой разброс значений скорости совершенно не характерен для плотного ровного льда, следовательно, на этой глубине находится донный грунт.

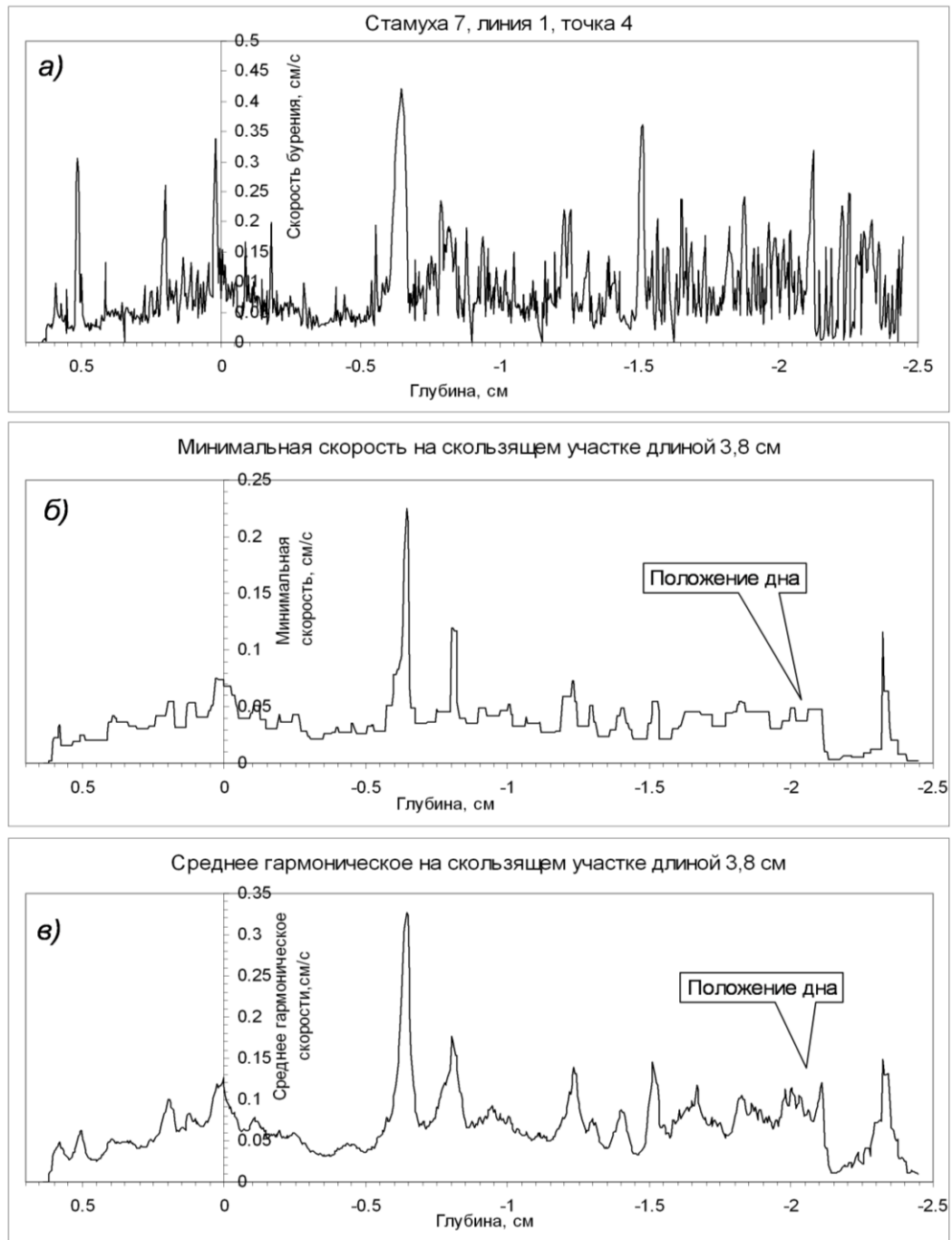


Рисунок 2.12 – Определение границы льда и грунта при термобурении стамух (а) по минимальной скорости на участке (б) и по среднему гармоническому на участке (в)

Рисунок 2.14 иллюстрирует запись скорости бурения стамухи, согласно которой возможно ошибочное определение положения границы льда и грунта. По записи скорости дно находится на глубине -625 см, где произошла остановка бура. Однако в соседних точках бурение прекращалось и отмечалось дно на

горизонтах порядка $-440\dots-470$ см. В данной точке также отмечено резкое замедление бура на глубине -444 см. Высокая скорость бурения, начиная с глубины -82 см до дна, указывает на очень рыхлую структуру кия. Термобур, достигнув дна, начал заваливаться набок, своим горячим корпусом проплавил

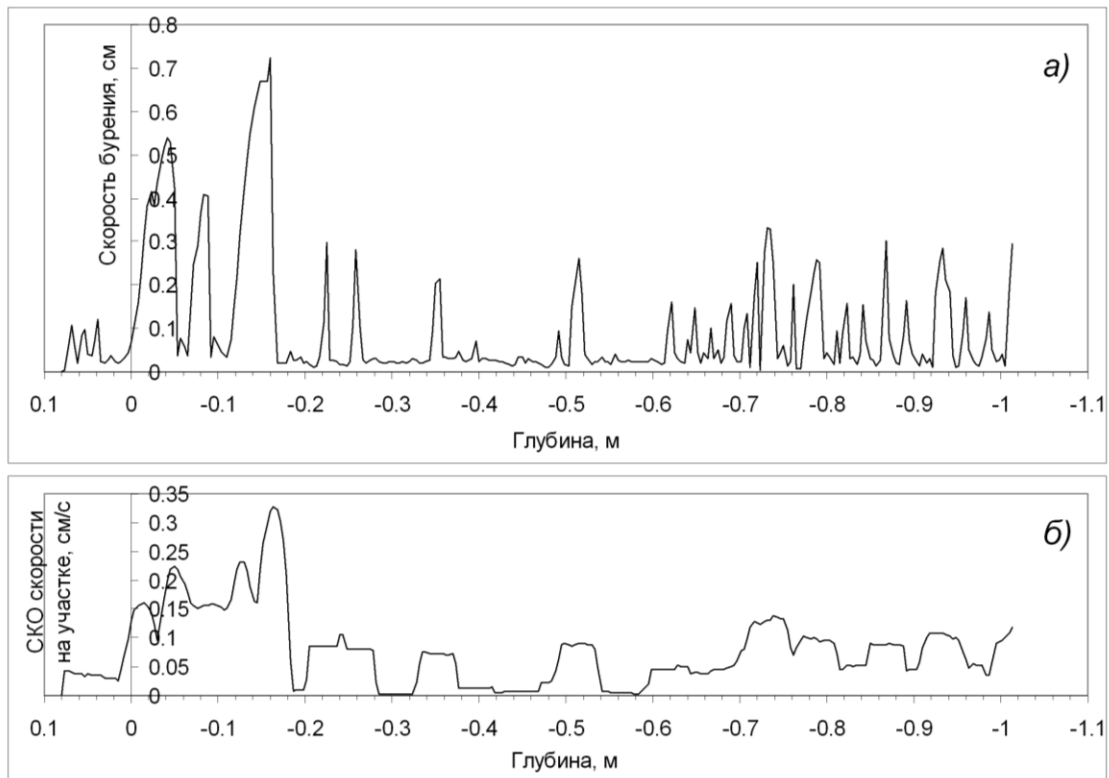


Рисунок 2.13 – Определение границы льда и грунта при термобурении стамух (а) по СКО скорости на участке (б)

канавку и лег на дно. Это подтверждает запись давления воды над коронкой. Шланг перестал натягиваться, и бурение было остановлено. Таким образом, в данной точке истинное положение дна находится на глубине -444 см.

Использование записи температуры талой воды над коронкой также позволяет определить расположение границы льда и грунта под стамухой и глубину внедрения стамухи в грунт. Резкое уменьшение температуры талой воды является качественным признаком, что термобур перешел изо льда в донный грунт [179]. На рисунке 2.15 приведен пример записи температуры талой воды в относительных единицах. Как видно из рисунка, поведение кривой температуры в

области паруса стамухи и в области кия стамухи существенно отличается. Зависимость в области паруса имеет вид плавной линии с резкими скачками температуры на некоторых участках. Эти скачки температуры связаны с тем, что когда термобур заглобляется в блок льда на высоту расположения датчика температуры, талая вода начинает омыwać датчик, который фиксирует ее температуру. В целом температура, которую показывает датчик в области паруса, соответствует некоторому промежуточному значению между усредненной температурой льда паруса стамухи и температурой корпуса термобура, поскольку прогретый горячей водой корпус термобура оказывает влияние на датчик температуры. В области кия стамухи температура талой воды существенно выше, т.к. обусловлена хорошим тепловым контактом датчика и окружающей воды, талой в скважине или омывающей датчик воды в полостях между блоками льда. Скачкообразный характер поведения температуры обтекающей бур смеси отработавшей и талой воды определяется пористостью кия, т.е. чередованием льда и пустот.

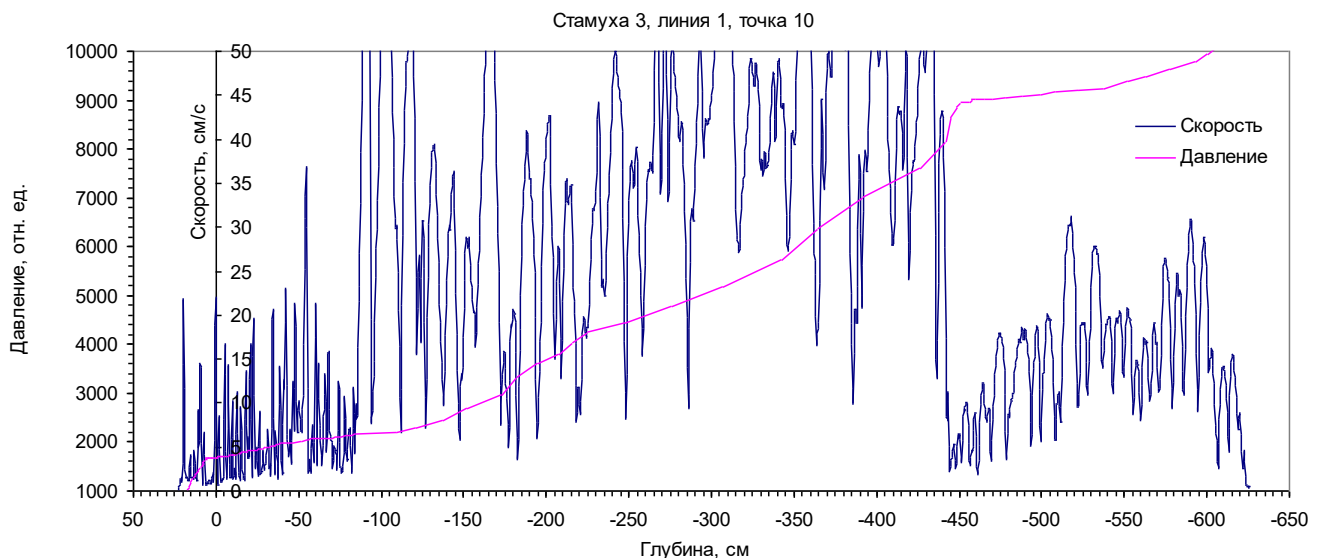


Рисунок 2.14 – Запись скорости бурения стамухи и давления воды над буровой коронкой, иллюстрирующая случай возможного ошибочного определения положения границы льда и грунта

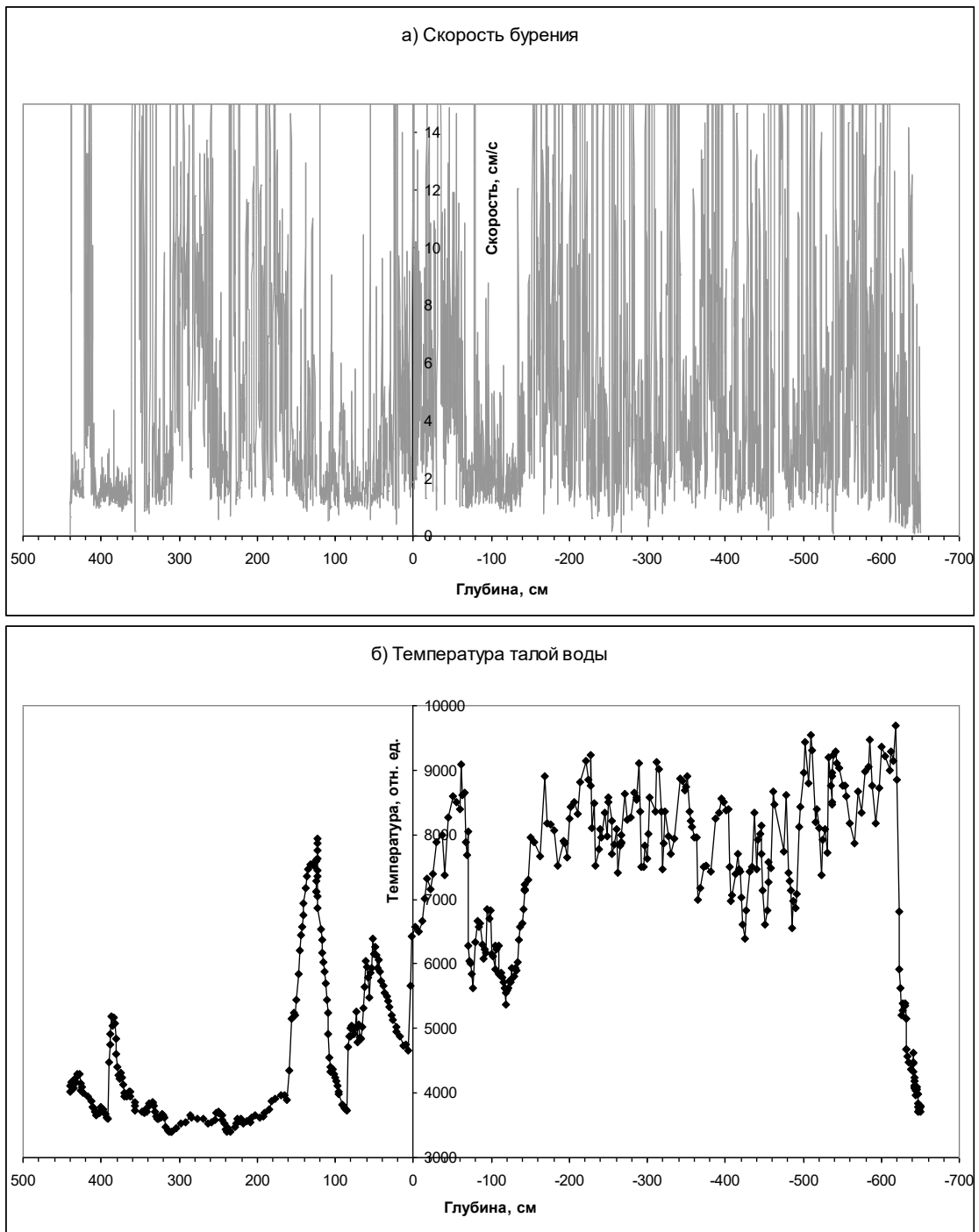


Рисунок 2.15 – Пример записи скорости бурения и температуры талой воды

Неожиданным результатом явился тот факт, что при достижении термобуром донного грунта происходит резкое уменьшение температуры талой воды. По мере заглубления термобура в грунт температура отходящей воды опускается даже ниже значений, отмеченных при бурении паруса стамухи. Однако такая картина является типичной для всех записей. В приведенном случае длина участка, на котором температура воды уменьшается почти в два раза,

составляет около 7 см. Это обусловлено тем, что изменяется характер растекания рабочей воды из коронки бура. Струи воды, выпускаемой из сопел коронки, настолько сильно размывают донный грунт, что вся горячая вода уходит в стороны от корпуса термобура, не омывая его при движении вверх, как это было при плавлении льда. Датчик температуры в этом случае в основном омывается морской водой, находящейся при температуре замерзания.

Поскольку датчик температуры расположен на удалении 150 мм от торца коронки, изменение температуры будет им зафиксировано с некоторым опозданием, когда уже 150 мм бура будет погружено в блок льда. Переход датчика из воздуха в талую воду, находящуюся в скважине, отразится скачкообразным всплеском температуры. Дальнейшее изменение температуры связано с тем, насколько долго датчик будет омываться водой. Как только термобур проходит ледяной блок, вода из скважины просачивается в полость, и температура, показываемая датчиком, начинает понижаться до температуры воздуха. Плавное понижение температуры связано с запасом тепла в корпусе датчика, т.к. конструктивно датчик представляет собой термосопротивление, заключенное в текстолитовом корпусе и залитое компаундом.

Начиная с некоторого горизонта, температура талой воды не опускается ниже определенного значения. Это может служить признаком того, что датчик температуры постоянно находится в воде, т.е. ниже уровня моря. Таким образом, запись температуры талой воды может быть использована как дополнительный источник информации для привязки записи скорости к уровню моря.

Разработан способ определения положения границы льда и грунта по прозрачности воды в районе буровой коронки [61]. При достижении грунта струи воды активно его размывают, и вследствие этого прозрачность воды резко ухудшается.

2.1.4 Визуализация внутреннего строения торола с использованием VCI-распределений

Как уже говорилось в параграфе 1.2, согласно закону сохранения энергии скорость термобурения V обратно пропорциональна объемному содержанию

твердой фазы льда VCI [174]. Таким образом, построив зависимость $1/V$ от глубины, получим распределение объемного содержания твердой фазы льда VCI по глубине в каждой точке бурения. Далее строится сетка на множестве значений X и Y , где X – массив значений расстояния вдоль профиля (линейных координат точек бурения), а Y – массив значений отсчетов глубины на записях. На этой сетке строится поверхность VCI , причем цвет узлов поверхности задается значениями VCI . Темный цвет соответствует пустотам, белый цвет – плотному льду. Промежуточные серые цвета соответствуют рыхлому льду или переходу бура изо льда а пустоту. Реализована линейная интерполяция цвета между узлами сетки. На рисунке 2.16 приведен пример такой обработки данных термобурения на примере тороса, исследованного в проливе Шокальского в 2016 г.

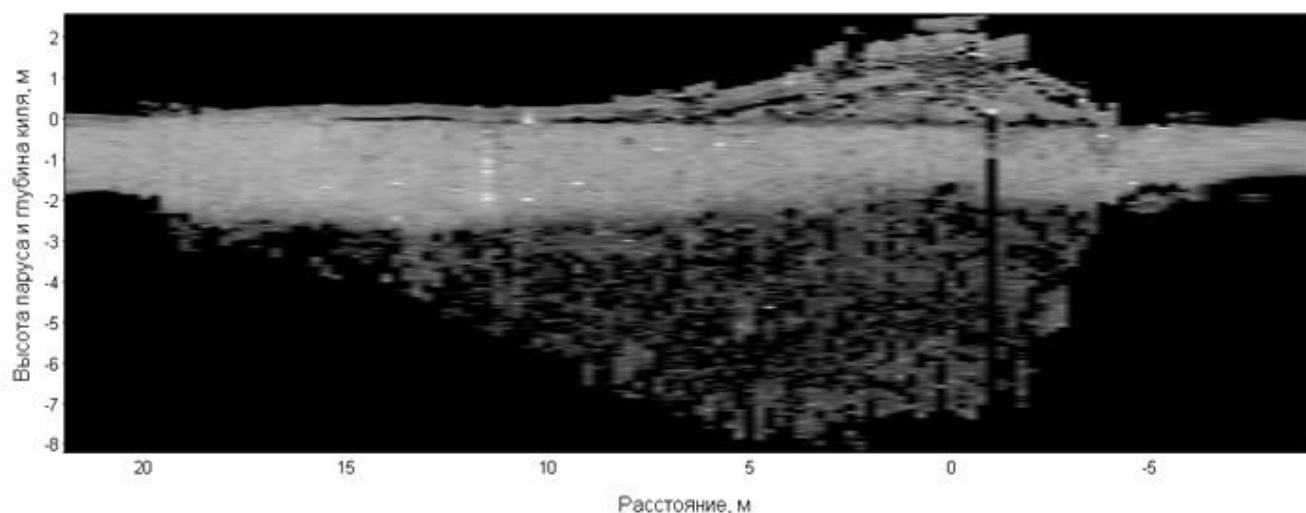


Рисунок 2.16 – Профиль бурения тороса, исследованного в проливе Шокальского в 2016 г.

Темная полоска обозначает отсутствие данных.

Помимо визуальной картины расположения блоков льда и пустот в теле тороса из таких профилей, образно названных зарубежными коллегами «рентгеновскими снимками» тороса, можно получить информацию о процессе формирования тороса. К примеру, рисунок 2.16 убедительно демонстрирует, что в процессе торосообразования происходили одновременно и наслоение (рафтинг) и непосредственно торошение. Асимметрия кия вместе с четкими

доказательствами наличия рафтинга хорошо согласуется с лабораторными наблюдениями и моделью тороса, предложенной Ю. Тухкури и М. Ленсу [239], и полевыми наблюдениями Ю. Тухкури и др. [240]. Тот факт, что эти процессы происходили при сравнительно большой толщине льда (0,3–0,4 м), также говорит в пользу их концепции.

2.2 Методические вопросы комплексных исследований торосов и стамух

2.2.1 Зависимость пористости тороса, определенной по данным бурения, от интервала между скважинами

Определение пористости тороса производится по записям скорости бурения скважин в торосе. Чем больше скважин, тем точнее будет определена истинная пористость тороса. Обычно при исследованиях торосов из-за недостатка времени довольствуются ограниченным числом скважин, чаще всего это 30–50 скважин. Расстояние между скважинами традиционно выбирается пять метров, для небольших торосов – 2,5 м. Встает вопрос – какое должно быть расстояние между скважинами, чтобы определенная по ним пористость тороса практически не отличалась от истинной? Выполненное в проливе Шокальского бурение торосов весной 2016 г. дает возможность оценить это расстояние [175].

С целью выяснения методических вопросов было выполнено комплексное исследование одного из торосов. На нем были проложены восемь секущих линий поперек его гребня, вдоль которых через 0,25 м бурились скважины. На краях линий, где консолидация тороса достигла 100%, бурение производилось через 0,5–1 м. В центральной части тороса расстояние между линиями составляло два метра. Была проделана следующая процедура: вычислена пористость торосов по всем точкам, затем по точкам, расстояние между которыми 0,5 м, затем – 1 м, 2 м, 2,5 м, 3 м, 4 м и 5 м. На рисунке 2.17 представлены результаты этого численного эксперимента.

Возможно, если расстояние между скважинами меньше некоторого граничного интервала, то определенная по записям скорости бурения этих скважин пористость будет истинной, а если расстояние будет больше, то пористость будет определена с ошибкой. Как видно из приведенных графиков, дать однозначное заключение о существовании такого граничного интервала затруднительно. Например, на линиях 6 и 7 значения пористости практически мало зависят от интервала между скважинами. В то же время в других случаях, например, на линии 4 явно видно, что при больших интервалах между скважинами значения пористости несколько завышены.

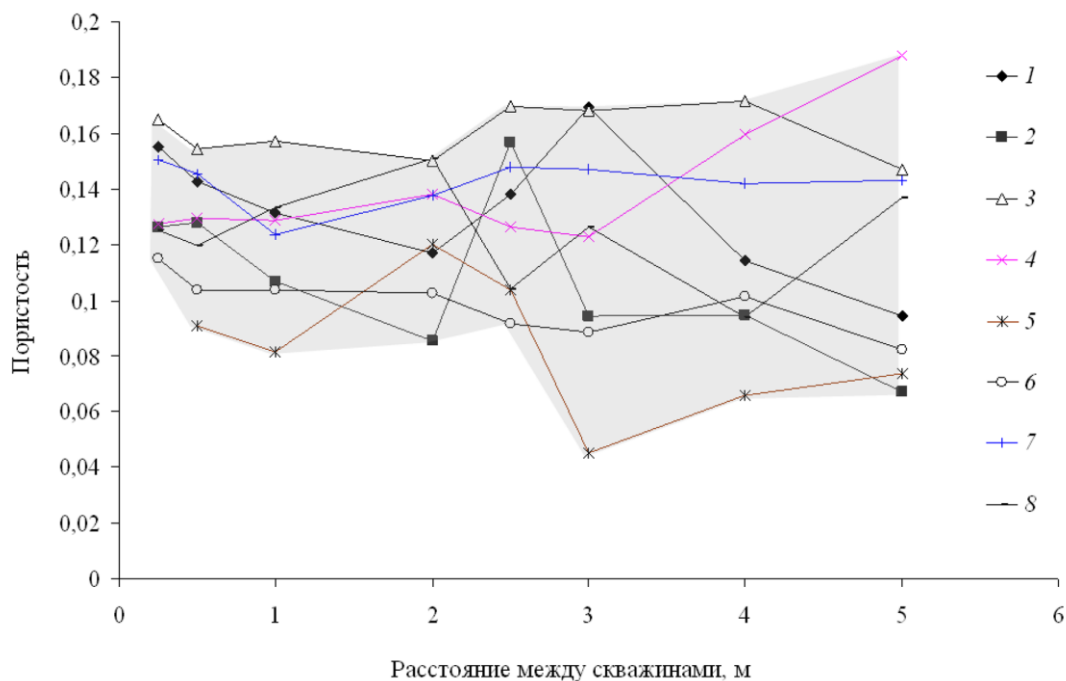


Рисунок 2.17 – Пористость торосов, определенная по скважинам вдоль профилей бурения, выбранным через разные интервалы: через 0,25 м, через 0,5 м, через 1 м и т.д.

Цифры обозначают номера профилей бурения на торосе. Серым цветом обозначена область разброса значений пористости.

Результаты были подвергнуты статистической обработке. На рисунке 2.18 приведено среднеквадратическое отклонение (СКО) значений пористости в зависимости от интервала между скважинами. Можно отметить, что при величине интервала между скважинами от двух метров и менее СКО пористости практически стабилизируется и в дальнейшем уменьшается уже не так динамично.

Анализируя графики на рисунке 2.17, отметим, что в четырех случаях значения пористости стабилизируются при интервале один метр, и еще в двух случаях – при интервале два метра. Отсюда, а также из рисунка 2.18 можно дать следующую рекомендацию: при исследованиях тороса для получения значений пористости, близких к истинным, бурить скважины с интервалом не более двух метров.

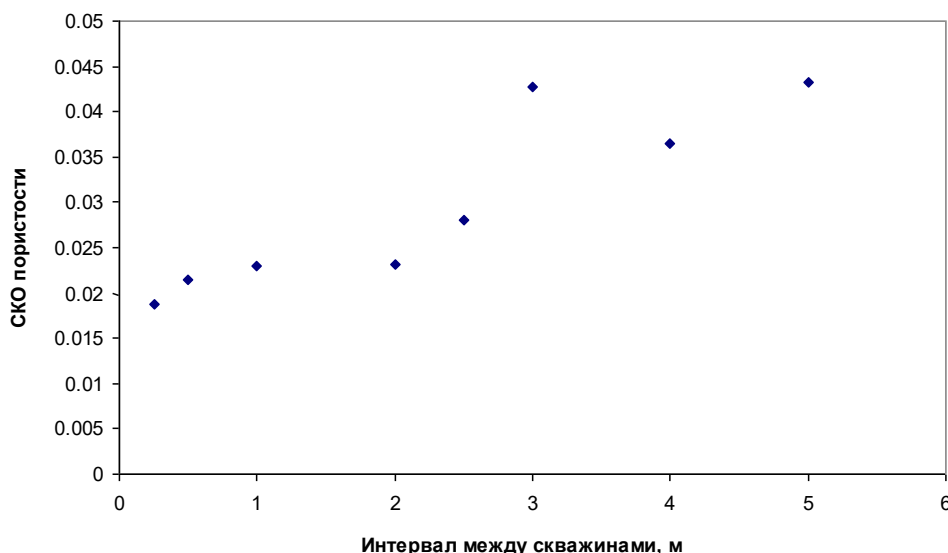


Рисунок 2.18 – Среднеквадратическое отклонение (СКО) значений пористости в зависимости от интервала между скважинами

2.2.2 Преимущества и недостатки методов исследования торосов

Термобурение (бурение горячей водой)

При обработке записей скорости термобурения определяются величина надводной и подводной части ледяного покрова, границы консолидированного льда торосов, границы пустот, участки льда различной пористости. Определяется линейная пористость в каждой точке бурения, общая пористость, пористость надводной и подводной части тороса, пористость неконсолидированной части. Преимущество метода заключается также и в том, что за относительно короткое время можно пробурить в ледяном образовании большое число скважин и выполнить статистическую обработку полученных результатов.

Недостатком метода является то, что при подробном исследовании фрагмента или всего торосистого образования при бурении большого числа скважин под лед попадает значительное количество подогретой воды, и некоторые перемишки между блоками могут разрушаться, тем самым высвобождая блоки, которые смывает подводными течениями. За счет этого искусственно вызванного таяния происходит уменьшение осадки кия тороса. Кроме того, если бурение скважин производится вдоль всего двух-трех профилей, расположенных друг от друга на расстоянии 10–50 м, местоположение, где осадка кия максимальна,

зачастую оказывается вне профилей бурения. Таким образом, значение максимальной осадки киля по данным термобурения обычно бывает занижено в среднем на 12–13% [77].

Отбор кернов льда

Отбор кернов льда позволяет провести текстурный и структурный анализ льда, из которого состоит ледяное образование. Кроме того, имеется возможность по кернам льда получить данные о профилях температуры, солёности и плотности льда. На образцах из различных частей кернов можно получить информацию о прочностных характеристиках ледяного покрова. Выделение КС по керну наиболее достоверно. По результатам анализа льда возможно восстановить картину процесса торосообразования.

Однако высокая трудоемкость метода препятствует его широкому использованию, поэтому на одном ледяном образовании обычно отбирается только несколько кернов льда для дальнейших исследований. Это, как было показано выше, ограничивает репрезентативность полученных данных для такого, характеризующегося большой пространственной неоднородностью, структурного элемента ледяного покрова, как торосы.

Определение локальной прочности льда с помощью зонд-индентора

Результаты испытаний скважинным зонд-индентором [87] широко характеризуют прочностные свойства льда *in situ* и представляют сравнительный индекс прочности. Испытания дают информацию о прочности льда при объемном напряженном состоянии. Применение метода определения локальной прочности на сжатие ровного льда и торосов позволяет оценивать прочность ледяного покрова не выбуривая керны и не испытывая образцы льда. При исследованиях в торосах скважинный зонд-индентор позволяет оценить границы КС.

Из недостатков метода можно отметить высокую трудоемкость, не позволяющую выполнить подробное исследование ледяного образования. Большие затраты времени на эксперименты ограничивают их число единицами на одном ледяном образовании.

Телеуправляемый подводный аппарат

Основным функциональным назначением ТПА, оснащенного видеокамерой, является получение оператором видеоизображения объектов, находящихся в толще воды. Перемещения и управление режимами работы ТПА, находящегося под водой, осуществляются по командам с надводного пульта управления. Видеозапись производится на SD-карту. Другими словами, с помощью ТПА можно посмотреть своими глазами на подводную часть ледяного образования. Помимо простого обозрения с помощью ТПА можно оценить глубину расположения тех или иных фрагментов ледяного образования, например максимальную осадку килля. Для обеспечения привязки результатов подводной съемки к результатам других исследований разворачивается система погружаемых световых маркеров. Маркеры опускаются в скважины термобурения в двух–четырёх точках на каждом профиле. Точки погружения подводного аппарата и установки маркеров фиксируются при выполнении топографической съемки. При глубине менее 70 м производится обследование дна с целью выявления следов экзарации. При выявлении экзарации определяются ширина, глубина и протяженность пропахивания донной поверхности на основе видеоизображения и показаний датчика глубины ТПА.

Недостаток ТПА заключается в отсутствии информации о внутреннем строении исследуемых ледяных образований.

Гидролокатор

Преимущество гидролокатора кругового обзора и гидролокационной съёмки (ГЛС) состоит в создании детализированных трёхмерных моделей подводной части ледяных образований (торосов, айсбергов) и деформированного ледяного покрова, а также в создании полных трёхмерных моделей ледяных образований путём совмещения результатов ГЛС с результатами тахеометрической съёмки верхних поверхностей ледяных образований и морфометрических исследований. На основании полученных данных может быть осуществлен расчёт объема и массы ледяных образований, а также ледовых нагрузок, которые они могут оказать на гидротехнические сооружения,

трубопроводы, суда и сооружения. Совместно с другими методами поверхностных съемок с помощью ГЛС можно воссоздавать профили распределения льда в заданном направлении, что при оперативной обработке может стать базой для выбора других методов исследования объекта.

Недостаток ГЛС заключается в отсутствии информации о внутреннем строении исследуемых ледяных образований.

Геодезическая съемка

Преимущество геодезической съемки состоит в том, что она позволяет с хорошей точностью определить поверхность надводной части тороса, однако при этом остаются неизвестными контуры его подводной части. Топографическая съемка поверхности тороса и снежного покрова дает неплохую качественную картину распределения толщины льда вблизи тороса, что можно использовать для предварительного анализа района предполагаемых работ. Совместно с методом ГЛС топографический план может дать трехмерную картину ледяного образования, с помощью которой можно планировать прокладку секущих профилей для более детального исследования.

Электромагнитный измеритель толщины льда EM31 Ice

Прибор EM31 Ice производства Geonics Ltd. (Канада) предназначен для измерения толщины морского льда в полевых условиях непосредственно с поверхности льда [183]. Преимуществом прибора EM31 Ice является простота эксплуатации, поэтому измерения может проводить один оператор. Прибор выдает среднюю толщину снежно-ледяного покрова на некоторой площади, определяемой его линейным размером. В целом показания прибора EM31 Ice нивелируют, сглаживают нижнюю границу ледяного покрова. Возможность регистрации измерений вручную или автоматически с помощью промышленного наладонного компьютера Allegro CX с подключенным GPS-приёмником позволяет использовать прибор EM31 Ice преимущественно для оперативных оценочных измерений толщины снежно-ледяного покрова на большой площади.

Из недостатков можно выделить отклонения показаний EM31 Ice от реальных значений, которые в некоторых случаях по нашей оценке могут

достигать полметра и более. Практическое использование прибора EM31 Ice показало, что наибольшие отклонения от значений толщины льда, полученных контактным методом, наблюдаются в период распреснения подледного слоя воды, в местах интенсивного снегонакопления при наличии на границе снег/лед жидкой фазы, при измерении толщины льда в торосистом образовании.

2.2.3 Взаимодополнение методов исследований торосов

Комплексное исследование такого крупного ледяного образования, как торос, с помощью вышеперечисленных методов позволяет получить существенно более содержательную информацию о его строении и свойствах [14]. За основу традиционно берется термобурение как метод, дающий наибольшую массу информации о внутреннем строении ледяного образования. Хотя по данным термобурения можно оценить и внешние габаритные размеры тороса, из-за ограниченного числа секущих профилей на нем эта информация будет являться неполной. В этом случае в качестве дополнительных средств с успехом используются гидролокатор для получения нижней поверхности киля тороса и геодезическая съемка для получения верхней поверхности паруса. Эти методы, как и термобурение, дают возможность получить пространственные координаты поверхности тороса, что позволяет оценить его форму, размеры и объем. Применение электромагнитного измерителя EM31 Ice позволяет дополнить информацию о торосе важной и нужной информацией о толщине окружающего торос ровного льда также в цифровом виде. Эта информация может быть также получена и с помощью термобурения, так что в данном случае эти два метода дополняют друг друга.

Однако внешние размеры и форму киля тороса, полученные с помощью термобурения и гидролокатора, ледоисследователь видит как бы «через прибор», посредством цифр. Неоценимым дополнением в данном случае является применение ТПА, позволяющее увидеть киль тороса воочию, своими глазами. Появляется возможность обнаружить особенности формы и строения киля тороса, пропущенные при исследовании другими методами. Датчик глубины на ТПА

позволяет верифицировать данные о глубине кия тороса, полученные с помощью термобурения и гидролокатора.

Несколько особняком стоят еще два метода, применяющихся в исследованиях торосов, — это взятие кернов и определение локальной прочности льда с помощью зонд-индентора. В отличие от рассмотренных выше методов они не направлены на геометрическое описание тороса, но очень полезны, так как позволяют взглянуть на внутреннюю часть тороса, и не только взглянуть, но и получить соответствующие цифры, характеризующие физические свойства льда тороса. Значения толщины КС, определенные тремя независимыми методами (термобурение, отбор кернов льда и использование зонд-индентора), имеют высокий уровень достоверности. При этом данные ранее выполненного термобурения позволяют более взвешенно подойти к выбору места взятия керна или бурения скважины для экспериментов с зонд-индентором.

2.2.4 Оптимальная схема взаимодействия ледоисследовательских групп, работающих по разным методикам

Во время исследования торосов все вышеперечисленные методы чаще всего применяются бессистемно, в зависимости от внешних факторов. В результате многолетней практики были выявлены некоторые аспекты, указывающие на необходимость систематизировать методику комплексных исследований и выработать оптимальную схему взаимодействия ледоисследовательских групп, работающих по разным методикам. Согласно полученному опыту она представляется следующей.

Самым первым действием, которое выполняется на торосе, покрытом ненарушенным снежным покровом, является его фотографирование.

Затем выполняется разметка профилей, перпендикулярно секущих гребень тороса, один из которых должен быть проложен через максимальную точку паруса. Рекомендуется также привязать профили к сторонам света, определить координаты ключевых точек, если торос находится в припае.

Следующий этап в исследованиях – применение неразрушающих методов, а именно: гидролокационная и геодезическая съемка. Практически одновременно с

ними можно проводить исследование ровного льда в окрестностях тороса с помощью электромагнитного измерителя EM31 Ice. По результатам исследования возможна коррекция расположения секущих профилей, их удлинение или укорочение.

Далее начинается термобурение вдоль основного профиля. В самом начале производится бурение нескольких скважин в ключевых точках профиля. Затем в эти точки устанавливаются светодиодные маркеры для облегчения ориентации ТПА подо льдом. После этого производится обследование подводной части тороса с помощью ТПА.

Одновременно с работой ТПА в характерных точках профиля выбуриваются один или несколько кернов для определения солености, структуры и текстуры льда. Далее проводятся эксперименты по определению локальной прочности льда с помощью зонд-индентора.

Следующая стадия исследования тороса – продолжение термобуровых работ. Во время термобурения по мере продвижения бурового поста вдоль профиля бурения может возникнуть необходимость в проведении экспериментов по определению локальной прочности льда в дополнительных точках, если картина распределения льда вдоль скважины покажется интересной и данный участок тороса – заслуживающим более тщательного изучения. Рекомендованный интервал между скважинами – не более двух метров.

Концепция исследования внутреннего строения ледяных образований с использованием различных методов рассмотрена также в работе [145]. Там же систематизированы методы исследования основных морфометрических параметров торосов (таблица 2.1).

Таблица 2.1 – Основные морфометрические параметры тороса и оптимальные методы их изучения [145]

	Параметр	Метод
1	Длина гряды тороса	ТС
2	Высота паруса	ТС + термобурение
3	Ширина паруса	ТС + термобурение
4	Объем паруса	ТС
5	Масса паруса	ТС + термобурение
6	Осадка киля	ГС, термобурение
7	Ширина киля	ГС, термобурение
8	Объем киля	ГС
9	Масса киля	ГС + термобурение
10	Общая толщина льда	ГС + ТС, термобурение
11	Границы и толщина КС	термобурение
12	Пористость	термобурение
13	Размер пустот	термобурение
14	Содержание плотного льда	термобурение
15	Размеры блоков льда в парусе	ручное измерение
16	Параметры пропахивания дна	ТПА
17	Толщина ровного льда у тороса	шнековое бурение

Примечание: ТС – тахеометрическая съемка, ГС – гидролокационная съемка

2.3 Моделирование распределения объемного содержания твердой фазы льда в торосе

Совокупность терминов, обозначающих различные параметры строения торосов, используемых в настоящей работе, представлена на рисунке 2.19.

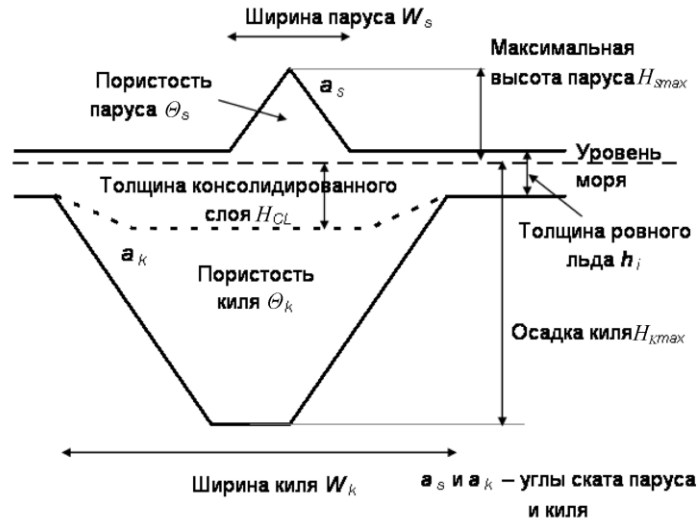


Рисунок 2.19 – Схематическое строение тороса

В параграфе 1.2 приведена calorиметрическая формула (1.1), связывающая скорость бурения V с физическими характеристиками льда. Из этой формулы можно получить соотношение (1.4), связывающее объемное содержание твердой фазы льда VCI и скорость бурения V . Это соотношение носит характер обратной пропорциональности. Показано, что в первом приближении можно считать, что коэффициент пропорциональности между обратной скоростью бурения и значением объемного содержания твердой фазы льда VCI в (1.4) не зависит от самой величины объемного содержания. Рисунок 2.20 в качестве примера иллюстрирует, как зависит обратная скорость от глубины при бурении скважины в торосе.

Другими словами, это распределение объемного содержания твердой фазы льда вдоль скважины в относительных единицах, поскольку коэффициент пропорциональности имеет размерность скорости. Точные значения VCI неизвестны, т.к. неизвестен коэффициент пропорциональности между VCI и

обратной скоростью. Поэтому для упрощения в дальнейшем в качестве значений VCI используются значения $1/V$ как некие относительные величины. Для каждой скважины это распределение будет индивидуальным. Осреднив эти кривые по всем скважинам, можно получить среднестатистическое распределение объемного содержания твердой фазы льда по глубине для выбранного отдельного тороса или для всего района проведения исследований. Осреднение происходит следующим образом.

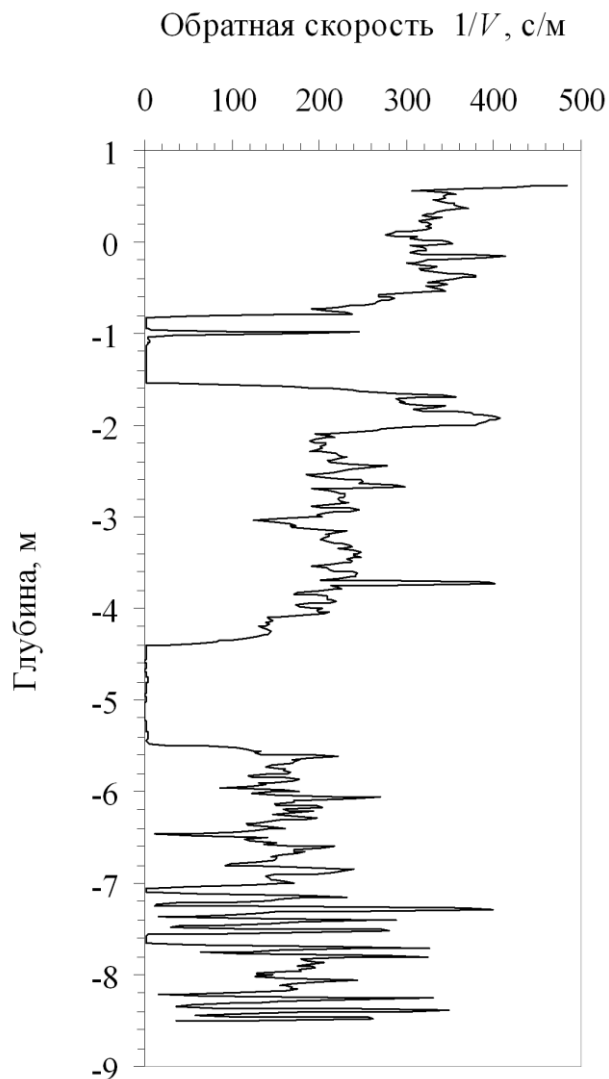


Рисунок 2.20 – Зависимость обратной скорости от глубины при электротермобурении скважины в торосе

Последовательно рассматриваются все глубины H от максимального значения высоты паруса H_{Smax} до минимального значения глубины киля H_{Kmax} . На

каждой выбранной глубине усредняются значения $1/V$ во всех скважинах, соответствующие этой глубине. В тех скважинах x , где рассматриваемая глубина H выходит за пределы паруса H_{Sx} или киля H_{Kx} , значение $1/V$ принимается равным нулю. На рисунке 2.21 приведены примеры результатов такого осреднения.

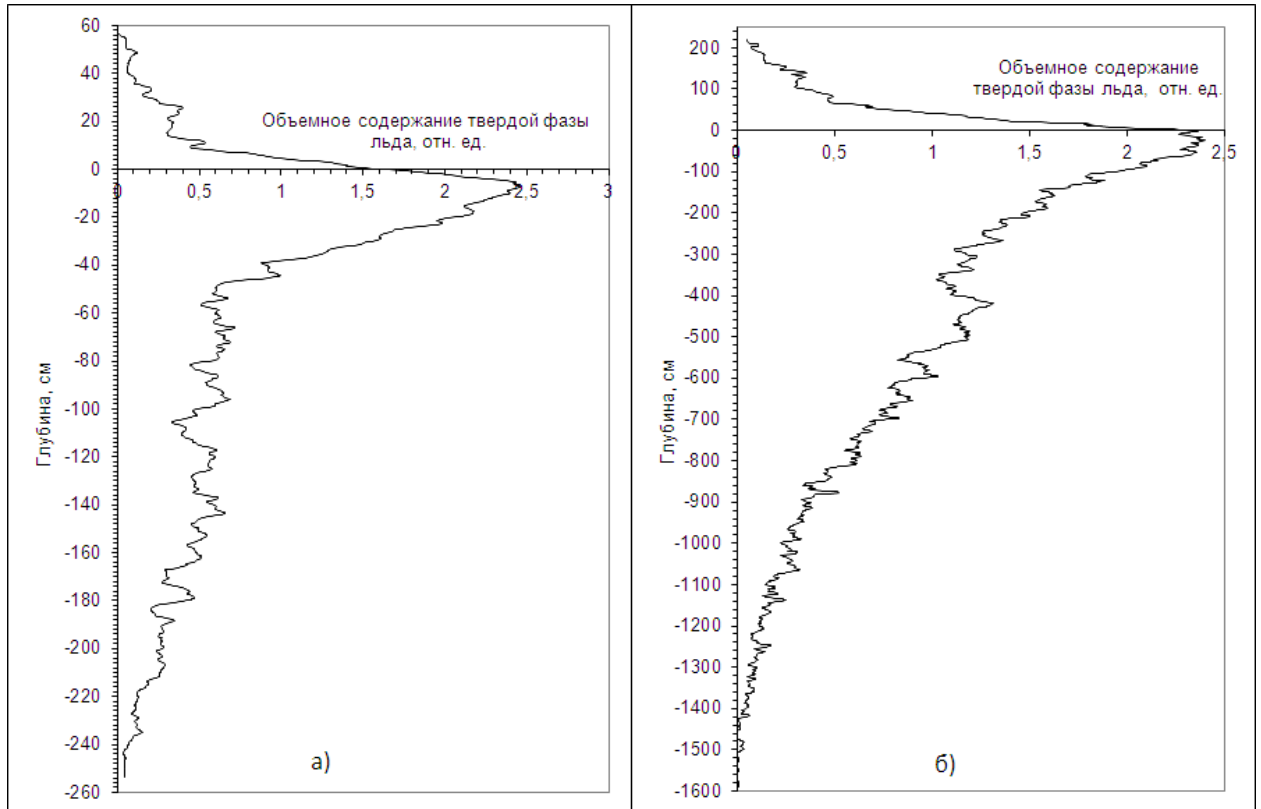


Рисунок 2.21 – Распределения объемного содержания твердой фазы льда по глубине для среднестатистических торосов двух различных районов проведения исследований (по данным электротермобурения)

Представим себе некий идеальный торос, парус и киль которого имеют треугольную форму, как, например, представленную на рисунке 2.19, а блоки льда имеют нулевую микропористость. Как будет выглядеть распределение объемного содержания твердой фазы льда по глубине для такого тороса, если усреднить большое количество индивидуальных распределений в скважинах, равномерно распределенных по ширине тороса W_k ? Причем в идеальном торосе индивидуальное распределение объемного содержания твердой фазы льда по

глубине в каждой точке x будет иметь вид ступенчатой кривой, где 0 соответствует пустоте, а 1 – льду. Такое усредненное распределение представлено на рисунке 2.22. Высота паруса тороса выбрана произвольно равной 4 м, осадка киля – 15 м. Весь график можно разбить на четыре области, которые определяют

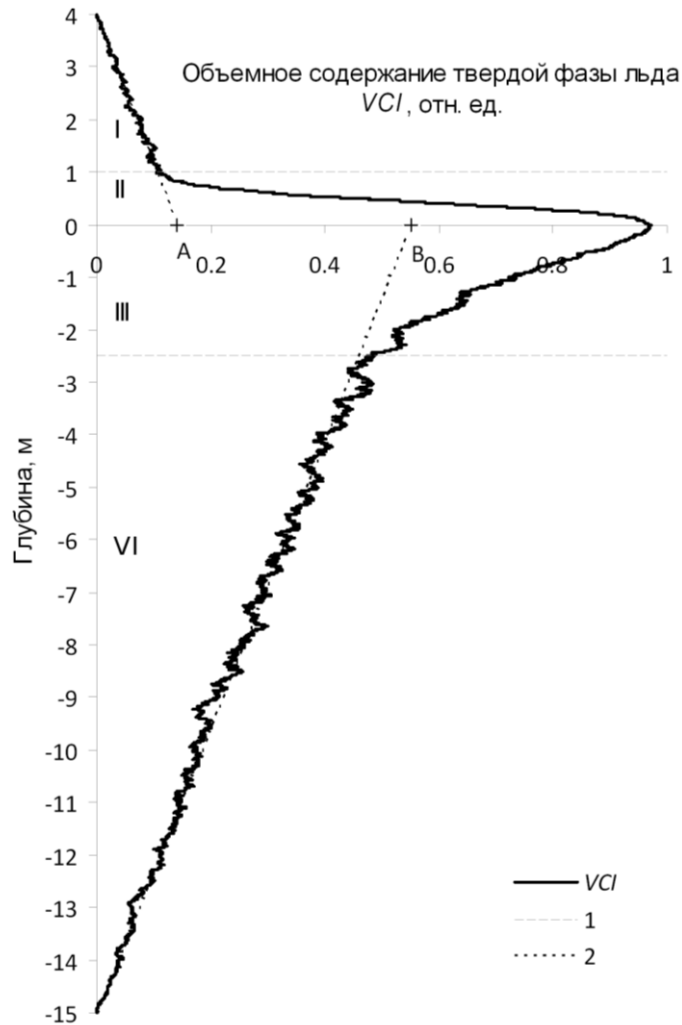


Рисунок 2.22 – Распределение объемного содержания твердой фазы льда VCI по глубине для идеального тороса, представленного на рисунке 2.19, в результате усреднения 1000 записей скорости бурения скважин, равномерно распределенных по ширине тороса W_k

1 – границы областей паруса, КС и киля; 2 – аппроксимирующие линии.

вид кривой VCI . Первая область, обозначенная на рисунке 2.22 римской цифрой I, соответствует парусу тороса. Область II соответствует надводной части КС.

Область III соответствует подводной части КС. Область IV соответствует неконсолидированной части кия тороса. Рассмотрим более подробно вид кривой VCI в каждой из этих областей.

Из-за того, что форма паруса тороса выбрана треугольной, график VCI в области паруса будет иметь вид прямой линии. Угол наклона и величина отрезка $0-A$, отсекаемого этой прямой (линия 2 на рисунке 2.22) на оси абсцисс, будут определяться отношением W_s/W_k при условии нулевой пористости паруса P_s . В случае $P_s \neq 0$

$$A = \frac{W_s}{W_k} \cdot (1 - P_s), \quad (2.1)$$

Величина отрезка $0-B$ определяется пористостью кия

$$B = 1 - P_k. \quad (2.2)$$

Рисунок 2.23 иллюстрирует поведение кривой VCI паруса тороса при различных формах паруса: треугольной, паруса в виде полукруга (для сравнения) и паруса, имеющего форму распределения Лапласа. В случае зависимости пористости паруса тороса от глубины, линия 2 на рисунке 2.23, определяющая ход VCI , уже не будет прямой линией, а будет отклоняться в сторону уменьшения VCI . К примеру, увеличение пористости паруса тороса с глубиной (в отрицательную сторону по оси Y) при треугольной форме паруса даст отклонение VCI от линии 2, сходное с кривой VCI 3.

Поведение кривой VCI в области II, соответствующей надводной части КС, будет определяться законом распределения положения верхней границы КС. По сути дела, кривая VCI в области II представляет собой интегральное распределение вероятности наличия льда в этом диапазоне глубин, которое определяется разбросом положения верхней границы КС. Аналогично и для области III, соответствующей подводной части КС. На рисунке 2.24 приведены

примеры поведения VCI при нормальном распределении положения верхней и нижней границы КС и при равномерном распределении их. Дисперсии распределений положения верхней и нижней границы КС различны, чем выше дисперсия, тем более полого VCI изменяется с глубиной. При равномерном распределении положения верхней и нижней границ КС углы наклона VCI в областях II и III определяются диапазонами изменения этого положения. Например, линия $VCI 2$ на рисунке 2.24 показывает, что верхняя граница КС равномерно распределена в диапазоне глубин 0,22...0,64 м, а нижняя - в диапазоне глубин -0,09...-1,88 м. Соответственно, из-за существенно бóльшего диапазона разброса положения нижней границы КС линия $VCI 2$ в области III более полого, чем в области II. График $VCI 1$ достигает максимального значения 0,97. Это говорит о том, что в $(1-0,97) \cdot 100 = 3\%$ скважин КС отсутствовал.

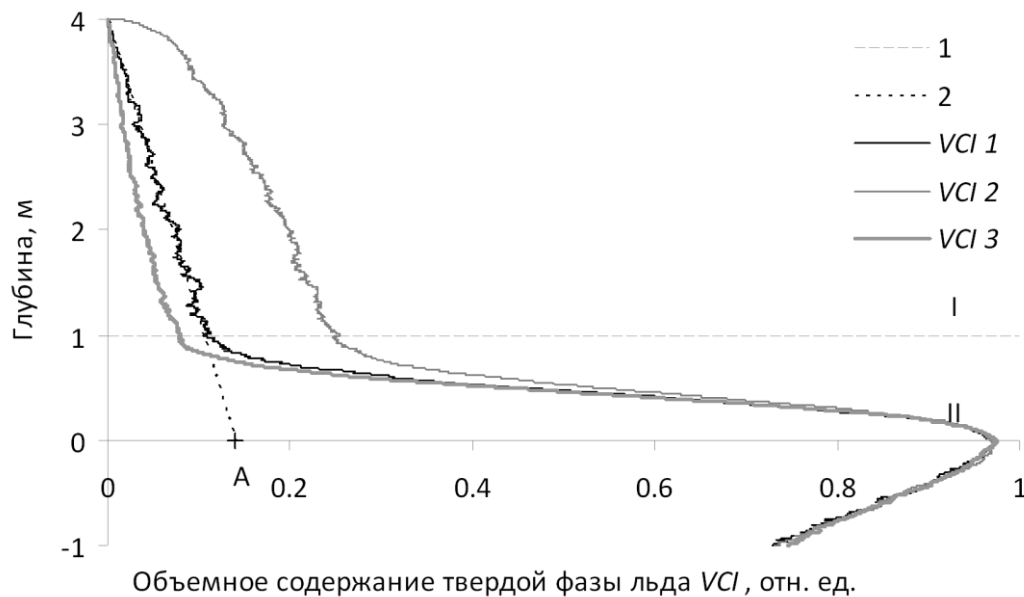


Рисунок 2.23 – Распределения объемного содержания твердой фазы льда VCI по глубине для паруса тороса различной формы

1 – линия, разделяющая график на области паруса и КС; 2 – линия, отсекающая отрезок 0–А на оси абсцисс (пояснение в тексте); $VCI 1$ – треугольный парус; $VCI 2$ – парус в форме полукруга; $VCI 3$ – парус, имеющий форму распределения Лапласа. Все кривые построены для одного значения пористости паруса тороса.

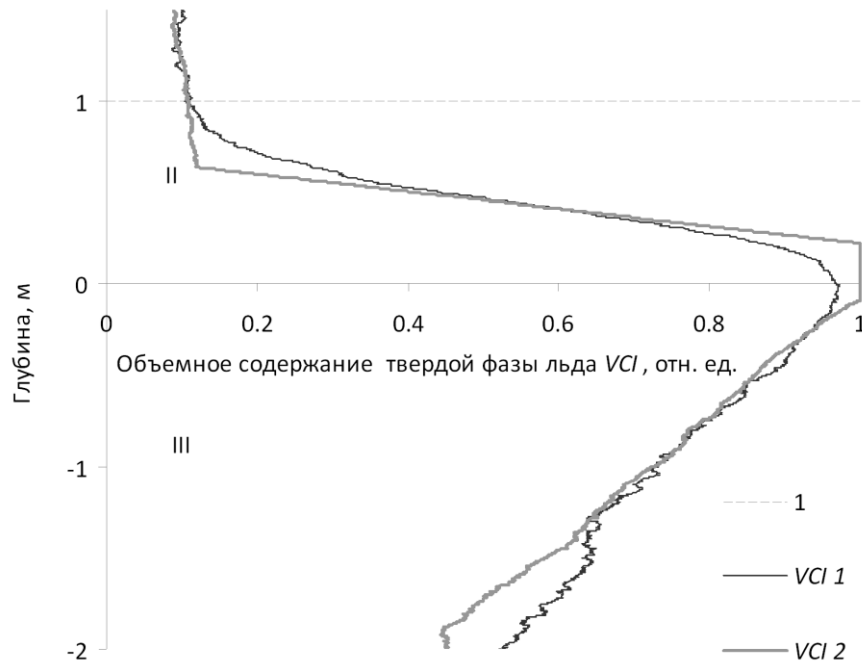


Рисунок 2.24 – Распределения объемного содержания твердой фазы льда VCI по глубине для КС тороса

1 – линия, разделяющая график на области паруса и КС;

$VCI 1$ – нормальное распределение положения верхней и нижней границы КС;

$VCI 2$ – равномерное распределение.

Естественно, в реальной ситуации нет возможности бурить такое количество скважин, как в проведенном численном эксперименте. На рисунке 2.21а приведен пример распределения объемного содержания твердой фазы льда VCI по глубине для тороса Азовского моря, исследованного в 2005 г. Это распределение построено по 35 скважинам, пробуренным равномерно вдоль двух секущих линий, перпендикулярных гребню тороса. Этот пример показателен тем, что VCI в диапазоне глубин (0,13...–0,47 м), соответствующем КС, имеет форму почти идеального треугольника. Это говорит о том, что верхняя и нижняя границы КС данного тороса распределены практически равномерно. Исходя из этого, нетрудно оценить среднюю толщину КС.

Рисунок 2.25 показывает поведение кривой VCI киля тороса треугольной формы при различных условиях. $VCI 1$ отражает ситуацию, когда пористость киля постоянна. VCI будет иметь такой вид, как $VCI 2$, когда пористость киля

постоянна, но скважины равномерно распределены не по всей ширине киль W_k , а в более узком диапазоне (в данном примере на участке, где киль превышает 8 м). $VCI 3$ отражает ситуацию, аналогичную $VCI 2$, но пористость киль тороса равномерно возрастает с глубиной (в отрицательную сторону по оси Y).

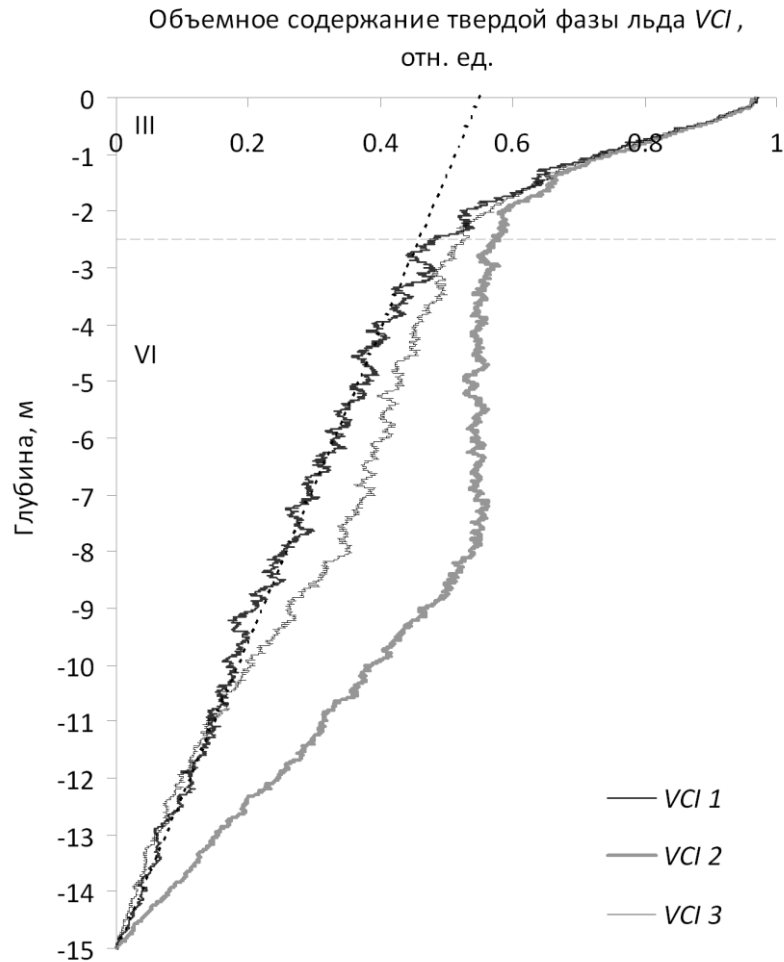


Рисунок 2.25 – Распределения объемного содержания твердой фазы льда VCI по глубине для киль тороса треугольной формы

$VCI 1$ – пористость киль постоянна; $VCI 2$ – пористость киль постоянна, но скважины равномерно распределены не по всей ширине киль W_k , а в более узком диапазоне (на участке, где киль превышает 8 м); $VCI 3$ – аналогично $VCI 2$, но пористость киль тороса равномерно возрастает с глубиной (в отрицательную сторону по оси Y).

Часто бывает, что за ограниченное время экспедиции исследуются несколько торосов, причем количество пробуренных скважин на каждом торосе может колебаться от нескольких единиц до двух–трех десятков. Осредняя

индивидуальные распределения VCI по всем скважинам, можно получить обобщенную информацию, некий среднестатистический торос для района проведения исследований. Пример такого распределения, построенного в результате осреднения 88 записей скорости бурения на 14 торосах, приведен на рисунке 2.21б. Из-за того, что осредняются распределения всех торосов, имеющих разную высоту паруса, осадку кия и пористость, кривая VCI наиболее информативна в отношении границ КС и его средней толщины. В диапазоне глубин $-0,45...-1$ VCI хорошо аппроксимируется функцией нормального распределения Гаусса. В сущности, такое поведение кривой VCI в нижней части кия обуславливается центральной предельной теоремой.

В мае 2010 г. в Байдарацкой губе проводилось исследование торосов с помощью водяного бурения с записью скорости. На рисунке 2.26 приведены для примера два необычных распределения VCI , полученные в результате осреднения 36 (торос 17) и 21 (торос 10) записей скорости бурения. Т. к. скорость водяного бурения выше, чем электрического, шкала оси X отличается от шкалы, приведенной на рисунке 2.21.

Нехарактерное поведение VCI тороса 17 (рисунок 2.26а) в районе КС заключается в том, что верхняя граница КС оказалась размытой. Как видно из графика, верхняя граница КС изменяется в диапазоне глубин $0,4...-1,4$ м. Причем в диапазоне $0,4...0,25$ м поведение кривой VCI сходно с идеальной кривой VCI 1 на рисунке 2.24. Однако с увеличением глубины до $-0,2$ м (в отрицательном направлении оси Y) нарастания VCI не происходит. И только затем VCI начинает нарастать, причем практически равномерно. На участке глубин $-1,8...-2,6$ м, соответствующем распределению нижней границы КС, VCI ведет себя как для идеального тороса. Такое распределение VCI , соответствующее верхней границе КС, обусловлено тем обстоятельством, что торос исследовался 2 июня, когда уже произошло сильное разрушение верхнего слоя КС под воздействием солнечной радиации. Часть КС была экранирована парусом тороса. На графике это соответствует «ступеньке» VCI со значениями $0,1...0,24$ м.

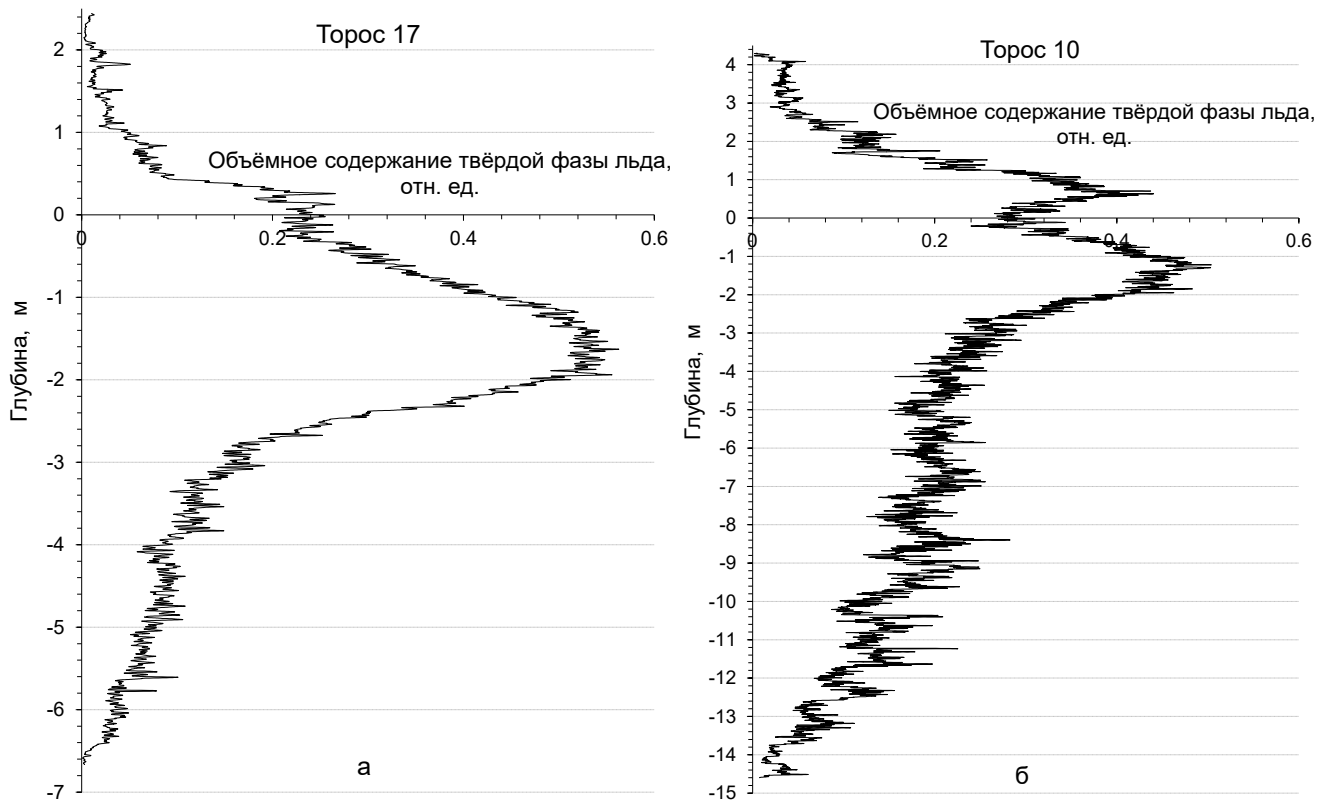


Рисунок 2.26 – Распределения объемного содержания твердой фазы льда по глубине для двух торосов, исследованных в 2010 г. в Байдарацкой губе (по данным водяного бурения)

На рисунке 2.26б VCI тороса 10 также имеет необычный вид, заключающийся в том, что КС тороса оказывается разделенным по толщине на две части. Такой вид графика указывает на то, что торос 10 является результатом вторичного торосообразования. Уже сформировавшийся торос подвергается сжатию, и в результате происходит торошение окружающего тороса льда. Таким образом, в дальнейшем вновь образовавшийся фрагмент результирующего тороса будет иметь КС значительно меньшую толщину, чем КС старого фрагмента тороса.

Для оценки объемного содержания воздуха в киле среднестатистического тороса по распределению твердой фазы льда необходимо нормировать значения объемного содержания твердой фазы таким образом, чтобы максимальное значение сглаженного объемного содержания твердой фазы льда в районе расположения КС было равно единице. Тогда интеграл от объемного содержания

твердой фазы льда по глубине в пределах от нуля до максимального значения паруса, умноженный на плотность монокристалла льда, даст массу льда паруса на 1 м^2 площади среднестатистического торося. Соответственно, интеграл от объемного содержания твердой фазы льда по глубине в пределах от максимального значения кия до нуля, умноженный на плотность монокристалла, даст массу льда кия на 1 м^2 площади среднестатистического торося. Из условия гидростатического равновесия можно вывести соотношение между массой паруса, массой кия, массой снега и объемным содержанием воздушной фазы кия торося. Это соотношение будет иметь вид:

$$\rho \left(\int_0^{S_{\max}} VCI dl + \int_{K_{\max}}^0 VCI dl \right) + \rho_w \int_0^{S_{\max}} s dl + H_{\text{snow}} \rho_{\text{snow}} = \rho_w \left(K_{\max} a + \int_{K_{\max}}^0 VCI dl \right), \quad (2.3)$$

где S_{\max} – максимальная высота паруса, l – глубина, K_{\max} – максимальная глубина кия, H_{snow} – средняя толщина снега, ρ_{snow} – средняя плотность снега. По этому соотношению можно оценить значение объемного содержания воздуха в киле среднестатистического торося.

При увеличении количества пробуренных скважин на торося отношение площади под кривой VCI выше уровня моря к площади под кривой ниже уровня моря будет асимптотически приближаться к значению относительной разности плотностей льда и воды. Математически это выглядит так:

$$\frac{\int_0^{S_{\max}} VCI \cdot dl}{\int_{K_{\max}}^0 VCI \cdot dl} \xrightarrow{n \rightarrow \infty} \frac{\rho_w - \rho_i}{\rho_i}, \quad (2.4)$$

где n – число скважин в торося, ρ_i – плотность льда. Фактически, левая дробь в (2.4) является соотношением масс льда паруса и кия. Таким образом, зная плотность воды в районе проведения исследований, по правой части формулы (2.4) рассчитывается идеальное соотношение масс льда паруса и кия. Сравнив,

насколько реальное соотношение масс льда паруса и киля отличается от идеального, можно заключить, находится ли исследуемый торос в состоянии гидростатического равновесия. Следует иметь в виду, что на соотношение масс паруса и киля оказывает воздействие масса снега, находящаяся на торосе.

В заключение можно резюмировать:

1. В свете проведенных рассуждений становится ясно, что такой обобщенной характеристике внутреннего строения тороса, как распределение объемного содержания твердой фазы льда по глубине следует уделять больше внимания. Моделирование поведения кривой VCI для идеального тороса позволило понять основные закономерности, на основе которых можно делать выводы о распределении VCI уже в реальных торосах.

2. Распределение VCI позволяет по-новому взглянуть на проблему консолидированного слоя тороса. По виду кривой VCI можно оценить законы распределения границ КС тороса (или группы торосов), а также среднюю толщину КС. Появляется возможность увидеть изменения в структуре КС, оценить его однородность.

3. Поведение кривой VCI в неконсолидированных областях паруса и киля указывает на распределение пористости тороса, наличие неких особенностей в его структуре.

2.4 Оценка прочности льда по скорости теплового бурения

Для проектирования ледостойких сооружений необходимы данные о физико-механических свойствах торосов, в первую очередь о его прочности [1], а для этого требуется проведение трудозатратных экспериментов по ее определению *in situ*.

Возможно ли, основываясь на данных о скорости бурения льда, сделать вывод о его прочности, какие морфометрические параметры тороса обязаны прочности льда, из которого он образован? Рассмотрению этой проблемы посвящен данный параграф [116].

Технологии исследования внутреннего строения торосов и стамух основаны на различных физических принципах: оценивании прочности льда с помощью зонд-индентора [87] и описании структурных элементов внутри ледяных образований с помощью термобурения [57, 112]. Сравнение полученных результатов позволяет выделить как общие закономерности распределения характеристик, так и индивидуальные особенности каждого из методов.

Установка «Скважинный зонд-индентор» [86–87] состоит из гидростанции, зонд-индентора, регистратора показаний датчиков давления, перемещения и сигналов трещинообразования во льду во время испытания. Собственно зонд-индентор состоит из опорной плиты и гидроцилиндра с выдвигающимся с постоянной скоростью штоком. Испытания проводятся в скважинах диаметром 0,25 м с интервалом не менее 0,30 м на глубину до 5 м. Скорость внедрения индентора в лёд может регулироваться в пределах от почти нулевой до 4,5 мм/с. Во время испытаний фиксируются изменение давления в гидросистеме, перемещение индентора при его внедрении в стенку скважины и появляющиеся при деформировании льда акустические сигналы. Разрушающие давления на различных горизонтах ледяного образования пересчитываются в механические напряжения, на основании которых строятся вертикальные распределения прочности.

Во время ледоисследовательских работ тепловое бурение льда производится в непосредственной близости от скважин, где были выполнены эксперименты по

определению локальной прочности льда с помощью зонд-индентора [37]. Проанализировав записи скорости бурения льда в точках рядом со скважинами зонд-индентора, можно попытаться связать скорость бурения льда с его локальной прочностью.

Скважины для проведения испытаний с помощью зонд-индентора, как правило, совпадали со скважинами термобурения; расстояние между ними не превышало одного метра. Термобурение выполнялось после зонд-индентора и не влияло на результаты зондирования. Отсчёт уровней зондирования осуществлялся от поверхности льда, а при тепловом бурении от уровня воды в скважине. При сопоставлении результатов термобурения и зондирования все данные о глубине приводились к уровню воды. На рисунке 2.27 приведена характерная запись зависимости скорости термобурения от глубины и на этот же график нанесены уровни зондирования и локальная прочность льда [184] на этих уровнях.

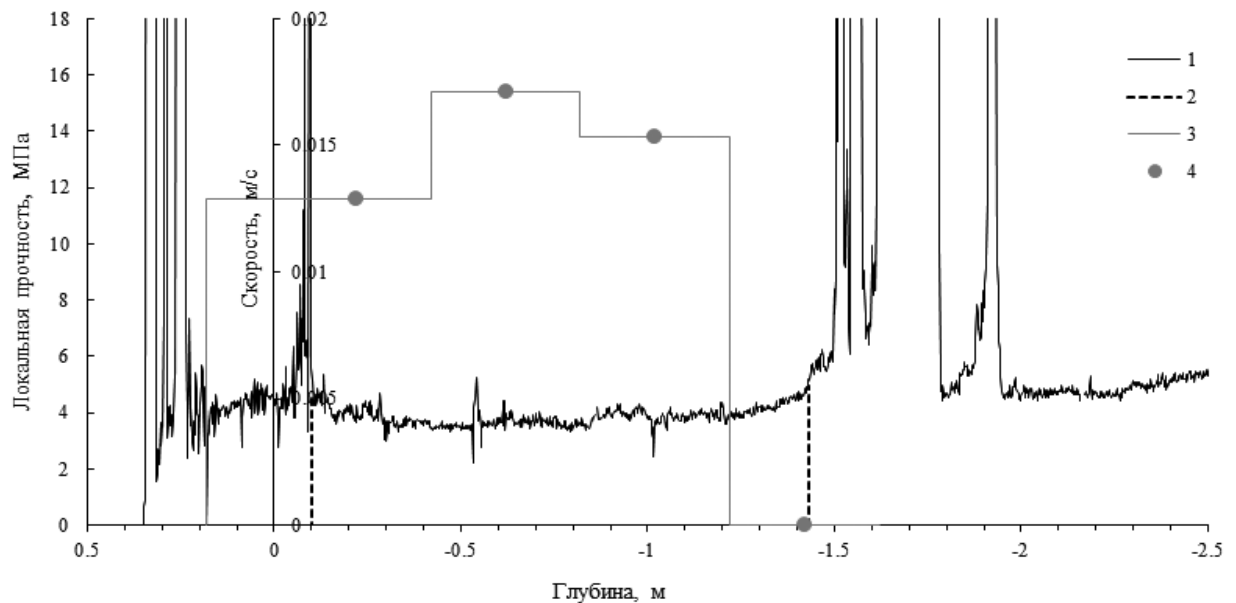


Рисунок 2.27 – Сопоставление локальной прочности льда и скорости термобурения по глубине испытаний. 1 – скорость; 2 – границы КС; 3 – локальная прочность; 4 – измеренное значение локальной прочности

В мае–июне 2004 г. в Обской губе проводились исследования морфометрических и прочностных характеристик припая. Он состоял в основном

из крупноблочных кристаллов неправильной формы, соответствующих структурному типу А1, что обусловлено ранними сроками устойчивого ледообразования [К.П. Тышко, частное сообщение, 2004]. Текстура льда этого типа монолитная, в слоях с минимальным количеством включений значения плотности пресного льда приближались к своему максимуму – 917 кг/м³. В.А. Бородкин [ААНИИ, частное сообщение, 2020] выражает некоторые сомнения, можно ли относить лед в Обской губе ко льду типа А1. По его словам, лед типа А1 достаточно редок, и формируется при строго определенных условиях ледообразования: ярко выраженная температурная стратификация подледного слоя воды, отсутствие большого количества ядер кристаллизации на замерзающей водной поверхности, отсутствие любого вида волнения (вплоть до ряби). В реке, где всегда присутствуют течения, где редко возникают длительные антициклоны, как на Байкале, такие условия редки (если вообще возможны). Крупные кристаллы не единственный признак льда типа А1. Есть и другие типы льда с крупными кристаллами.

К моменту начала проведения работ температура льда повысилась до 0 °С, и ее вертикальное распределение стало однородным. Во время отбора кернов на текстурные исследования рядом с керновыми скважинами были сделаны 39 скважин электротермобуром с записью скорости бурения. Каждая запись была сопоставлена с описанием керна, для этого разбивалась на участки, соответствующие согласно описанию керна льдам с различными текстурными характеристиками. К таким характеристикам были отнесены прозрачность, наличие сферических и столбчатых воздушных включений разного размера, скоплений воздушных включений, органических и минеральных включений. Скорость термобура на каждом участке усреднялась. Описание керна носило качественный характер, например, отмечено наличие во льду сферических воздушных включений, но неизвестна их концентрация. Поскольку пористость льда не определялась, то зависимости скорости бурения от физических характеристик также носили качественный характер. В результате анализа обнаружена небольшая статистически значимая положительная корреляция

скорости бурения от размеров сферических включений (коэффициент корреляции 0,3). Этот результат согласуется с обстоятельством, что скорость бурения V обратно пропорциональна объемному содержанию твердой фазы льда. Эта величина аналогична коэффициенту заполнения, но несколько меньше его, т.к. учитывает наличие пор в блоках льда.

Расстояние от буровой скважины до скважины зонд-индентора колебалось в пределах 15–25 см. Подаваемая на термобур электрическая мощность была постоянна в течение всего бурения. Для каждого опыта на соответствующей записи скорости был выделен участок на шкале глубин, на котором происходило внедрение зонд-индентора в лед, и рассчитана средняя скорость электротеромобура на этом участке. Всего получилось 78 пар значений средней скорости на участке и соответствующей этому участку локальной прочности льда.

Аналогичная работа проводилась во время ледоисследовательских работ в Байдарацкой губе в 2010 г. Тогда было получено 74 пары значений скорости и прочности, но уже для соленого льда. Совместная диаграмма, связывающая среднюю скорость бурения на участке с соответствующим значением локальной прочности льда, для 2004 и 2010 гг. приведена на рисунке 2.28.

Функциональная связь скорости бурения и локальной прочности льда представлена облаком точек неправильной формы и на первый взгляд трудноопределима. Такая связь примерно с одинаковой точностью может быть описана различными аналитическими выражениями. В нашем случае главное требование к математической модели для такой связи – удобство ее использования. Другое требование – содержательность, или интерпретируемость, на данном этапе анализа практически недостижимо. Для установления графического вида нашей однофакторной зависимости к массиву данных был применен метод медианных центров [69], который показал, что связь скорости и прочности льда может быть представлена экспонентой. Однако этот вариант вступает в противоречие со здравым смыслом, т.к. дает ненулевые значения прочности при бесконечно большой скорости. Поэтому было принято решение считать эту зависимость линейной, как наиболее простое, и воспользоваться

надежным методом наименьших квадратов. Уравнение линейной регрессии приведено на диаграмме. Однако дальнейший расчет параметров полосы неопределенности данных показал трудность ее определения из-за малости общего числа проведенных измерений. Поэтому для упрощения описания нашей функциональной зависимости было решено использовать уравнения ограничивающих точки линий. Эти уравнения также приведены на диаграмме. Таким образом, воспользовавшись этими уравнениями, можно оценить интервал, в какой попадает значение локальной прочности при измеренной скорости бурения, и математическое ожидание этого значения. Например, термобур проходит лед со средней скоростью 0,44 см/с. Тогда локальная прочность этого льда будет лежать в интервале от 8,5 до 20,5 МПа и наиболее вероятно будет равна 13 МПа.

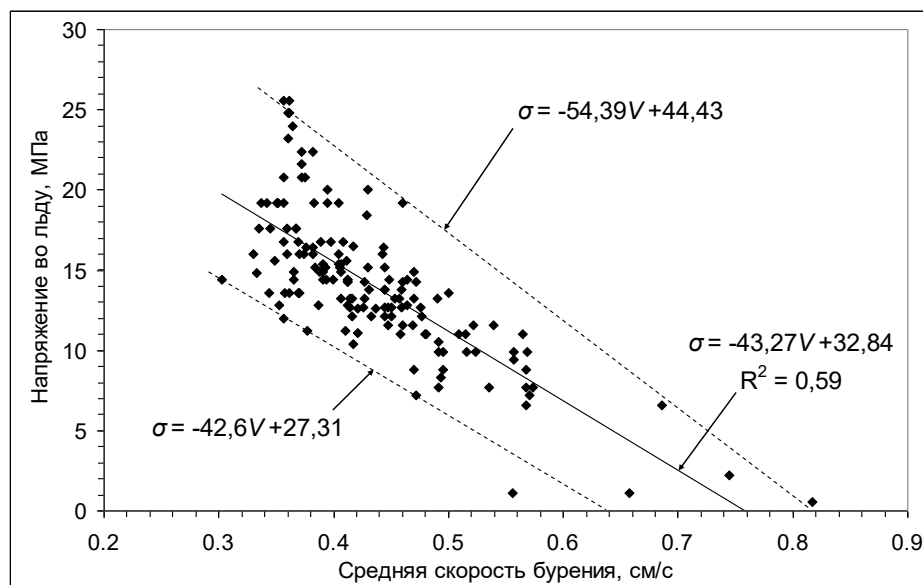


Рисунок 2.28 – Диаграмма связи локальной прочности льда σ и скорости термобурения V по данным исследования ровного пресноводного льда в Обской губе в 2004 г. и морского льда в Байдарацкой губе в 2010 г.

Пунктирные линии ограничивают область, занимаемую экспериментальными точками на диаграмме. Сплошная линия – линия линейной регрессии.

На рисунке 2.29 приведены диаграммы связи локальной прочности σ льда и скорости термобурения V , построенные по данным исследования торосов и

ровного льда пролива Шокальского в 2016 г. В отличие от предыдущего рисунка здесь производилось водяное бурение, поэтому скорость проходки термобура значительно выше. Для сравнения приведены два графика, отличающиеся тем, что на первом интервал осреднения скорости равен диаметру штока зонд-индентора (9 см), а на втором – половине интервала зондирования (30 см / 2 = 15 см).

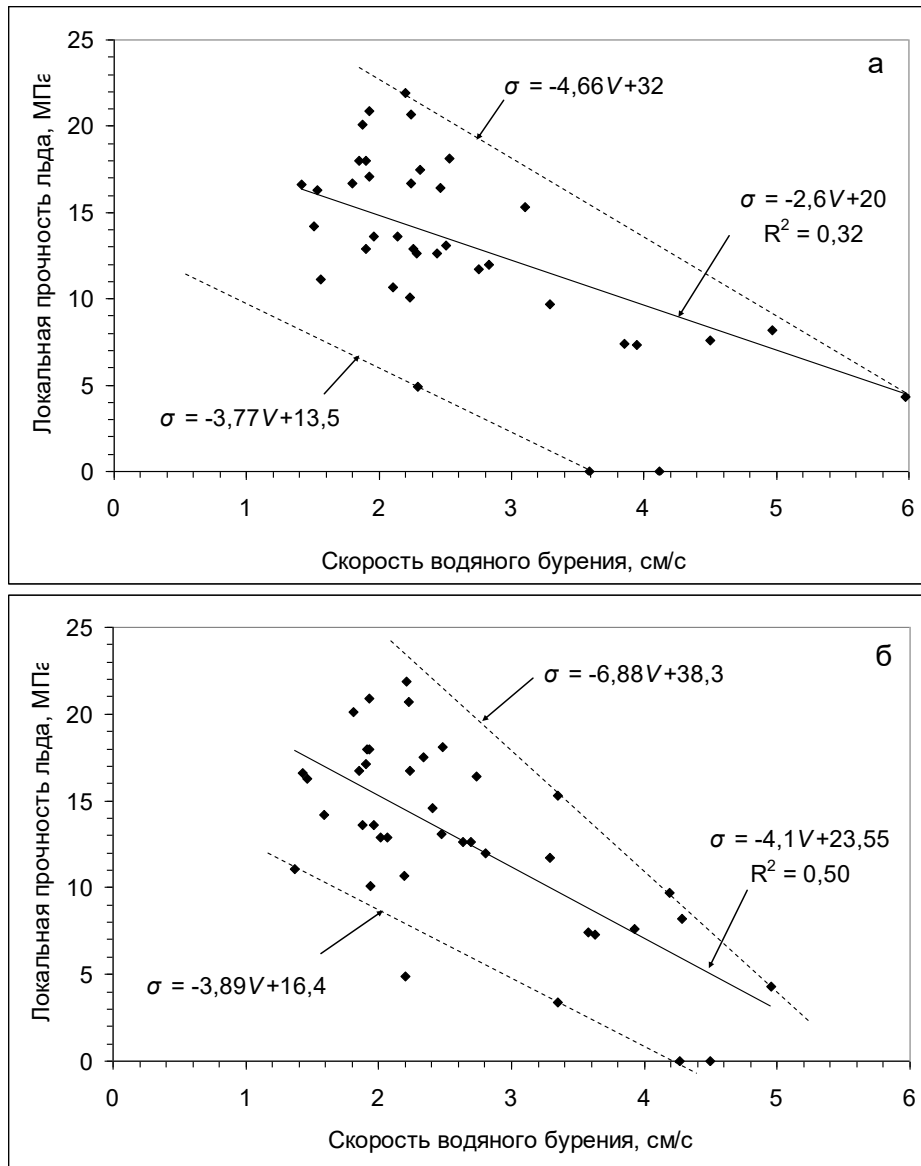


Рисунок 2.29 – Диаграмма связи локальной прочности льда σ и скорости термобурения V по данным исследования торосов в проливе Шокальского в 2016 г. Интервал осреднения скорости: (а) – 9 см, (б) – 15 см

Пунктирные линии ограничивают область, занимаемую экспериментальными точками на диаграмме. Сплошные линии – линии линейной регрессии.

Вопрос выбора интервала осреднения скорости находится в стадии изучения, поскольку для выверенного решения недостаточно экспериментальных данных. Представляется, что при практическом применении уравнений для оценки локальной прочности льда по скорости бурения для разных интервалов осреднения результаты будут близки, по крайней мере, для диапазона скоростей, где присутствует наибольшее скопление точек, т.е. наиболее интересного.

В 2013–2015 гг. в Карском море и море Лаптевых исследовались морфометрические характеристики торосов. Среди основных характеристик были высота паруса, осадка киля, толщина КС, отношение осадки киля и высоты паруса, пористость, размеры блоков, углы ската, консолидация тороса, отношение толщины КС к толщине ровного льда у тороса и толщине блоков и т.д. На краевой части 50 торосов проводились эксперименты по определению локальной прочности льда с помощью скважинного зонд-индентора. Данные зонд-индентора были разделены на две группы: прочность ровного льда у тороса и прочность КС тороса. В результате для анализа получилось 19 значений локальной прочности ровного льда и 47 значений прочности КС. Всего были рассмотрены 65 различных статистических характеристик строения торосов в сравнении с прочностью ровного у тороса и прочностью КС.

Анализ результатов был сфокусирован на поиске неизвестных или малоизученных взаимозависимостей различных параметров строения тороса и прочности льда. В результате анализа получен коэффициент корреляции между прочностью ровного льда у тороса и прочностью КС, который равен 0,60. Коэффициент корреляции между толщиной блоков паруса и прочностью ровного льда – 0,62, между отношением длина/толщина блоков и прочностью ровного льда – 0,65. На рисунке 2.30 показана связь соотношения «длина/толщина» блоков в парусах торосов с прочностью окружающего торос ровного льда, т.е. льда, из которого этот торос сложен. Таким образом, чем толще лед, тем он прочнее, и чем прочнее лед, тем меньше соотношение длина/толщина блоков, т.е. форма обломков льда ближе к кубической. В свою очередь толщина блоков определяет минимальную толщину КС, максимальную высоту паруса, пористость,

содержание твердого льда и т.д. Других однозначных зависимостей морфометрических параметров торосов от прочности льда на данном этапе не обнаружено.

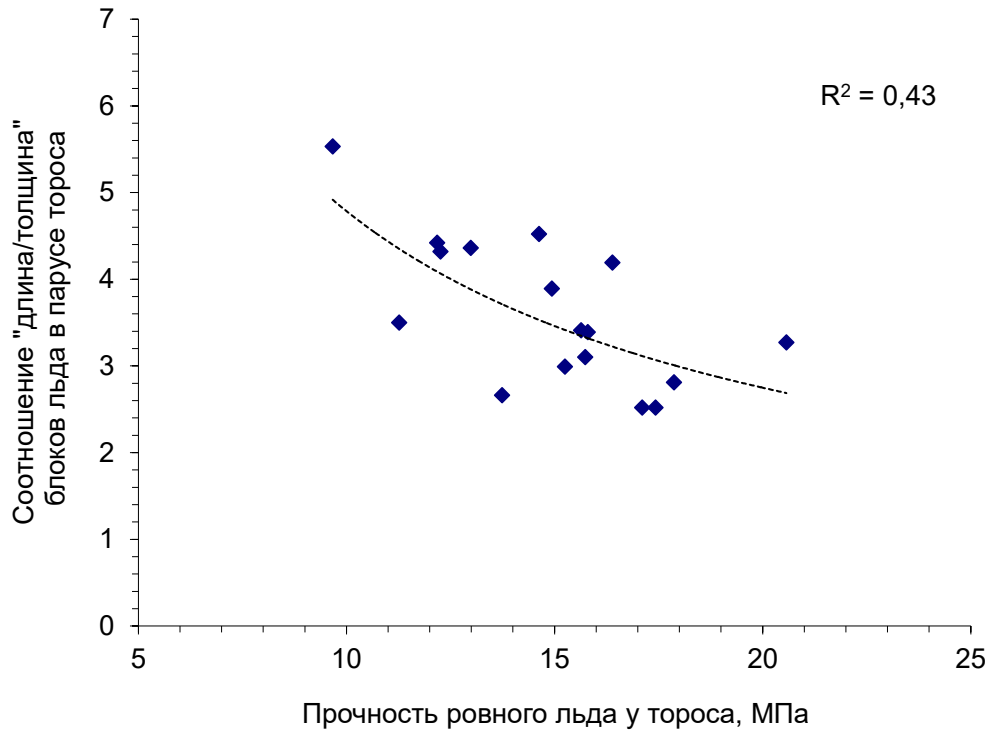


Рисунок 2.30 – Зависимость соотношения «длина/толщина» блоков в парусах торосов от прочности окружающего торос ровного льда (по данным исследования торосов Карского моря и моря Лаптевых в 2013–2015 гг.)

Пунктиром показана условная линия тренда и приведена величина достоверности аппроксимации (коэффициент детерминации).

Коэффициент корреляции пористости и соотношения длина/толщина блока равняется 0,04. Для пористости неконсолидированной части тороса этот коэффициент равняется 0,09. Однако нельзя не согласиться с В.Д. Грищенко [24], что изменчивость параметров гряд торосов обусловлена толщиной торосящегося льда и возрастом тороса.

В работе К. Хойланда [154] представлены результаты тестов по прочности льда из КС однолетних торосов, кия и ровного льда на одноосное сжатие. Один из основных выводов заключается в том, что ровный лед прочнее, чем лед из КС

тороса, в среднем в пропорции 6 к 5. В дальнейшем К. Хойланд провел серию тестов льда на одноосное сжатие в районе арх. Шпицберген и в Баренцевом море и обнаружил, что прочность КС (s_{cl}) находится между вертикальной и горизонтальной прочностью ровного льда ($s_{li}^H < s_{cl}^H < s_{cl}^V < s_{li}^V$) [150]. Анализируя наши данные и учтя только те торосы, для которых есть значения прочности и КС, и прилегающего к торосу ровного льда, было получено, что лед из КС прочнее ровного в среднем на 4% (пропорция 5:5,2). Возможно, что такой результат обусловлен небольшим количеством данных, поэтому на данном этапе можно считать, что полученные нами экспериментальные данные дают практически одинаковую локальную прочность ровного льда и КС. Тем не менее, в результате экспериментов на торосах в проливе Шокальского в 2016 г. было обнаружено, что прочность КС выше прочности ровного льда в среднем на 17%. Д. Макгонигал дает локальную прочность КС в диапазоне 14–20 МПа (цит. по [165]). По его мнению, в большинстве случаев прочность арктических торосов уменьшается от значения около 17 МПа в верхней части КС до нуля на нижней его части. Д. Макгонигал также отмечает, что прочность прилегающего к торосу ненарушенного ровного льда сравнима с прочностью верхней части КС. М. Джонстон сообщает, что средняя по толщине льда локальная прочность однолетнего льда не превышает 32 МПа зимой, систематически уменьшается весной и летом, достигая 5 МПа к началу июля или к середине августа [164].

По мнению В.А. Бородкина [частное сообщение, 2018], и наши результаты, и результаты других ледоисследователей амбивалентны. Свойства КС будут зависеть от величины и расположения блоков, слагающих торос, их кристаллического строения, солёности, глубины промерзания слоя, температуры льда, степени термометаморфических процессов, происходящих во льду под действием изменения температуры и радиационного прогрева, и др. Совокупность вышеперечисленных факторов может приводить как к увеличению прочностных характеристик КС тороса относительно окружающего его ровного льда, так и к уменьшению значений этих характеристик.

В заключение можно констатировать следующее: при возрастании прочности льда и уменьшении скорости бурения диапазон изменения характеристик прочности льда увеличивается и понижается соответствие прочности скорости бурения. Определённой скорости термобурения соответствует диапазон локальной прочности льда, от которого можно перейти к прочности стандартных образцов при одноосном сжатии. Влияние прочности торосающегося льда на морфометрические характеристики тороса опосредовано. От прочности льда зависит, как будет ломаться лед, каких размеров и формы будут обломки льда, из которых складывается торос. Проблема в том, что диапазон прочности ровного льда достаточно узкий, и хотя разброс размеров и формы блоков большой, их средние значения мало отличаются. Таким образом, необходимость получить ясность в этом вопросе является основанием для проведения дальнейших исследований.

Для более детального и точного анализа данных теплового бурения и зондирования необходимо проводить испытания в одной точке. Чтобы повысить сопоставимость результатов, желательно в точках совместных испытаний кроме водяного бурения проводить бурения электротермобуром. Это позволит детализировать строение тороса, т.к. электротермобурение даёт более точное определение скоростей прохождения слоёв тороса по сравнению с водяным бурением. Желательно модернизировать зонд-индентор таким образом, чтобы проводить испытания в скважинах, подготовленных с помощью электромеханического керноотборника, например, фирмы «Kovacs Enterprise», что позволит получать точные представления о текстуре, температуре и солёности льда непосредственно в месте проведения определения прочности льда. Для жёсткой привязки морфометрических данных к данным зондирования необходимо разработать оперативный метод оценки толщины КС в полевых условиях, чтобы была возможность осуществлять реперное определение прочности КС в наиболее характерных местах, и тем повысить точность интерпретации совместных измерений.

Заключение и выводы из второй главы:

Освоение нефтегазовых ресурсов сопровождается проектированием целого ряда объектов обустройства, которые предназначены для эксплуатации в суровых климатических условиях. Физико-географические условия полярного региона характеризуются в частности наличием морских ледяных торосов. Поэтому ледовые изыскания следует рассматривать, прежде всего, как источник получения исходных данных для расчета ледовых воздействий. Натурные исследования являются важными, потому что на прочность льда влияют процессы внутри тороса, которые сами по себе слабо изучены. Они варьируют от температуры и солености льда при его формировании до процессов старения со временем. Лучший подход к пониманию реального ледяного образования заключается в изучении его свойств *in situ*. Это заставляет нас думать, что для получения убедительных данных необходима соответствующая методология исследований. В итоге:

1. Предложена методика определения по записи скорости погружения термобура границ участков плотного льда, рыхлого льда и пустот при тепловом бурении торосов и стамух.

2. При участии автора предложены несколько методик определения границ консолидированного слоя: по записи скорости бурения, измерению давления воды в скважине, измерению солености талой воды, с откачкой талой воды по переходу от воздушно-водяной смеси к постоянному потоку воды.

3. Предложена методика определения расположения границы льда и грунта при исследовании стамух.

4. Предложены методические основы определения по результатам осреднения данных термобурения обобщенных характеристик внутреннего строения торосов, в частности объемного содержания твердой фазы льда.

5. При участии автора разработаны и внедрены две модификации термозонда для экспресс-измерения температуры тороса с целью определения расположения нижней границы консолидированного слоя тороса.

6. Получена функциональная связь скорости бурения и локальной прочности льда. Определённой скорости термобурения соответствует диапазон локальной прочности льда. При возрастании прочности льда и уменьшении скорости бурения диапазон изменения характеристик прочности льда увеличивается и понижается соответствие прочности скорости бурения.

7. Впервые автором применена новая методика исследования строения торосов, представляющая собой бурение скважин с записью скорости вдоль перпендикулярно секущего гребень тороса профиля с интервалом между скважинами 0,5 и 0,25 м. Обработка записей позволяет получить визуальную картину расположения блоков льда и пустот в теле тороса.

3 ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ТОРОСОВ КАК РЕЗУЛЬТАТ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ ПРОВЕРКИ МЕТОДА

3.1 Торосы арктических морей и шельфа острова Сахалин

3.1.1 Торосы шельфа острова Сахалин

При формировании ледяного покрова возможны три типа торошения, причинами которого являются ветровые, гидрологические или термические силы, или их комбинация [5]. Сила сжатия может достигать критического предела, когда деформируемый ледяной покров в некоторых обособленных местах начинает терять устойчивость – первый тип. При этом происходит взлом ледяного поля с образованием торосов взлома. Отличительной чертой этого типа торошения является внезапность его начала.

Второй тип торошения характеризуется контактом льдин и ледяных полей, имеющих различные векторы скоростей, друг с другом. В месте контакта, в зависимости от соотношения векторов скоростей, могут наблюдаться как сжимающие, так и сдвиговые нагрузки, которые приводят к дроблению льдин и ледяных полей и нагромождению ледяных обломков друг на друга, в результате чего образуются торосы раздробления.

На северном шельфе Сахалина наблюдались оба типа торошения. Вторым типом торошения наблюдается значительно чаще. Особенно при взаимодействии дрейфующих ледяных полей с припаем, имеющим нулевой вектор скорости. Кромка припая на северном шельфе Сахалина всегда характеризуется наличием торосов. По мере роста припая очень часто можно наблюдать протяженные ряды торосов, которые идентифицируют предыдущие местоположения кромки припая. Такой тип торошения часто наблюдается в Сахалинском заливе, где уже в январе существует зона с торосистостью более трех баллов. Формирование этой зоны происходит в декабре, когда в Сахалинском заливе наблюдаются наибольшие в году суточные приливные колебания уровня и максимальные скорости ветра. Толщина льда в торосах, образованных в это время, обычно не превышает 0,5–0,6 м.

На северо-восточном побережье в отличие от Сахалинского залива время формирования торосов на кромке припая сдвинуто на конец февраля – начало апреля. Это связано со средними сроками становления и разрушения припая в этом районе: вторая декада февраля – третья декада апреля соответственно. В этот период при прижимных ветрах СВ, В, ЮВ румбов под воздействием дрейфующих ледяных полей на кромке припая происходит торошение. Толщина льда в таких торосах может достигать одного метра и более.

В зимний период общая циркуляция вод Охотского моря, зимний муссонный северо-западный ветровой поток и физико-географические условия района определяют вынос сплоченных льдов из северо-западной части Охотского моря в северную часть Сахалинского и Северного заливов с образованием постоянных дрейфоразделов, характеризующихся сжатием и торошением. Толщина льда в таких торосах, в зависимости от времени образования, варьирует от 0,2–0,3 м до 1–1,2 м.

В результате наложения части края одной пластины ниласовых и молодых (серых и серо-белых) льдов на край другой образуется набивной торос. Как правило, высота таких торосов невелика [5].

Особенности дрейфа льда характеризуют исследуемый регион как высоко динамичный, что приводит к широкому диапазону изменчивости морфометрических параметров ледяного покрова [1]. Своих максимальных значений они достигают в период март–май, который должен рассматриваться в качестве расчетного при прогнозе условий работы нефтегазопромысловых сооружений и выборе нормативных значений их параметров.

Весной 1998 г. ААНИИ проводил ледоисследовательские работы на северо-восточном шельфе о. Сахалин [85, 195]. Главной целью полевых работ было получение натуральных данных о морфометрических характеристиках торосов и стамух в районе предполагаемого строительства ледостойких платформ и подводных трубопроводов. Эти характеристики определялись с помощью водяного термобура производства компании Polar Alpine, Inc [206] и электротермобура ААНИИ. Термобуром ААНИИ было сделано 89 записей

скорости бурения скважин на 14 торосах и 18 записей скорости бурения на двух стамухах. Коэффициент корреляции значений общей толщины и глубины кия тороса, определенных с помощью двух разных термобуров, равен 0,94.

Ледовые процессы в сезоне 1997/1998 гг. развивались в соответствии со средними многолетними условиями. Средняя толщина ровного дрейфующего льда составила 0,98 м.

Бурение термобуром ААНИИ производилось преимущественно около подножия паруса тороса, что привело к сильно заниженным оценкам средних высот паруса по сравнению с приведенными в [196]. Из полученных данных следует, что парусов практически нет (средняя высота паруса составила 0,6 м). Поскольку во многих случаях положение максимума кия тороса на линии, перпендикулярной гребню тороса, было смещено относительно положения максимума паруса, средняя глубина кия составила 8 м, а общая толщина тороса — 8,5 м, т.е. данные об осадке кия если и занижены, то незначительно. По заключению, оценки средних глубин кия занижены примерно в три раза меньше, чем оценки средних высот паруса.

На 84 записях скорости бурения торосов по расположению участков плотного, рыхлого льда и пустот были определены границы расположения КС. На двух скважинах бурение было прервано, и определить толщину КС оказалось невозможным. Остальные три записи показали отсутствие КС. В одной точке в месте расположения КС находилась полусмерзшаяся шуга, в двух других, по-видимому, из-за наличия больших полостей смерзания блоков льда не произошло.

На рисунке 3.1 представлено распределение объемного содержания твердой фазы льда по глубине, построенное по записям скорости бурения. Соотношение площадей под кривой выше нуля и ниже нуля равняется 9,16. На графике заметно выделяется область, где объемное содержание твердой фазы льда в несколько раз превышает его среднее значение на некотором диапазоне глубин. Это означает, что на этом участке глубин находится плотный лед без пустот, т.е. не что иное, как КС. Отклонение значений границ КС, оцененных по этому распределению, не превышает 2% от значений, полученных по расположению участков плотного и

рыхлого льда. Среднюю толщину КС можно оценить в 1–1,2 м. Эти значения несколько меньше, чем среднее значение, определенное по результатам кернового бурения. Поскольку распределение построено по 84 записям скорости бурения, а керновое бурение проводилось всего в 18 точках, оценка 1–1,2 представляется автору более достоверной.

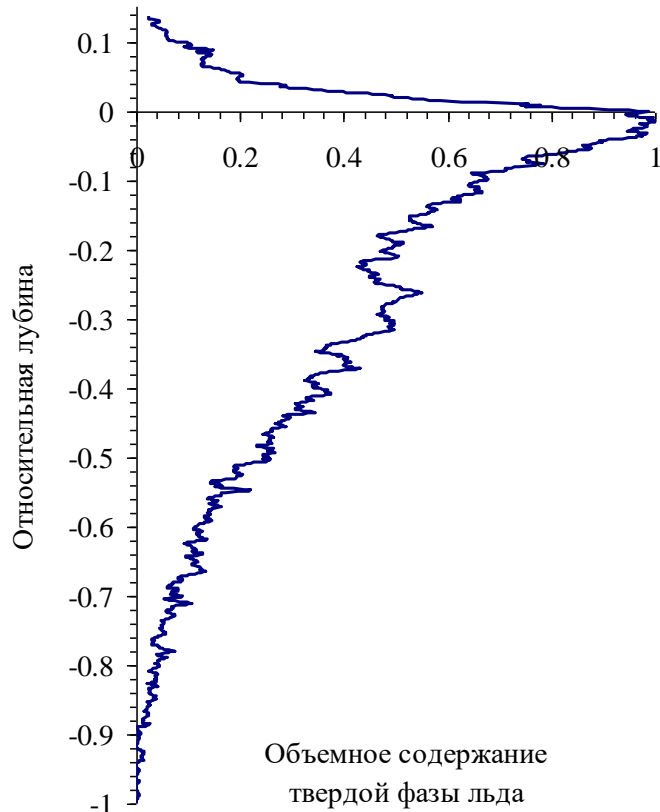


Рисунок 3.1 – Объемное содержание твердой фазы льда в зависимости от глубины для среднестатистического тороса на шельфе о. Сахалин в 1998 г.

Отношение средней толщины КС тороса к средней толщине ледяных блоков, слагающих гряды торосов, находится в пределах 2,1–2,2. Отношение средней толщины КС к средней толщине ровного льда находится в пределах 0,74...1,68, среднее 1,13. В работе [227] приведены несколько отличные значения этого отношения: в пределах 1,75...2,40, среднее 2,00. Эти значения были получены на модельном торосе, приготовленном из блоков льда размерами 0,03×0,06×0,09 и 0,03×0,04×0,06 м. Однако утверждение, что это соотношение

сохранится для реальных торосов, вызывает некоторое сомнение, поскольку это связано с масштабным эффектом строения модельных и натуральных торосов и, в частности, с такими параметрами, как коэффициент заполнения, размеры межблочных промежутков и, самое главное, удаленность от источника холода, т.е. верхней поверхности льда. По данным экспериментов, проведенных в лаборатории физического моделирования ААНИИ, заметные различия в форме и строении модельных торосов наблюдаются с увеличением в несколько раз размеров исходных ледяных блоков [Тышко К.П., частное сообщение, 2005].

Значение среднего отношения «толщина КС / толщина тороса» находится в пределах 0,14...0,48, среднее 0,27 (0,33 в работе [7] для сравнения).

Пористость парусов торосов по данным электротермобурения 1998 г. колебалась в пределах 6–8%, пористость килей – в пределах 22–24%. Средний характерный размер полости в торосах составлял 0,2–0,4 м.

Значения пористости хорошо согласуются с данными, приведенными в [7, 127]. Заниженные значения пористости паруса по сравнению с килем связаны, как уже упоминалось, с тем, что электротермобурение проводилось преимущественно на краях гребня, где надводная часть невысока и довольно часто является частью КС.

Согласно приведенной в [127] эмпирической зависимости между пористостью тороса и толщиной КС, средняя толщина КС торосов в нашем случае должна равняться 2,14 м, т. е. примерно в два раза превышать значения толщины КС, представленные выше. Как представляется, значения толщины КС, на основе которых построена эта зависимость, несколько завышены.

Приведенные ниже краткие характеристики строения торосов шельфа о. Сахалин в 2006 г. взяты из Предварительного отчета о НИР «Изучение геометрии гряд торосов и прочности льда в рамках проекта Сахалин–5» [81].

В таблице 3.1 представлены основные характеристики КС торосов по данным экспедиции «Сахалин–2006».

Таблица 3.1 – Основные характеристики консолидированного слоя торосов по данным экспедиции «Сахалин–2006» [81]

Параметр	Значение
Максимальная толщина КС, м	3,51
Средняя толщина КС, м	0,91
Среднее положение верхней границы КС, м	0,19
Среднее положение нижней границы КС, м	–0,84
Минимум отношения КС/ОТ	0
Среднее отношение КС/ОТ	0,10
Максимум отношения КС/ОТ	0,91

Средняя толщина КС торосов в 2006 г. равна 0,91 м. В среднем толщина КС составляла порядка 10% от общей толщины тороса. Лишь на краях торосов, где общая толщина незначительна, КС занимал большую часть толщ (до 90%). На рисунке 3.2 показана гистограмма распределения толщины КС в торосах. В монографии [1] для описания распределения толщины КС используется распределение Гумбеля.

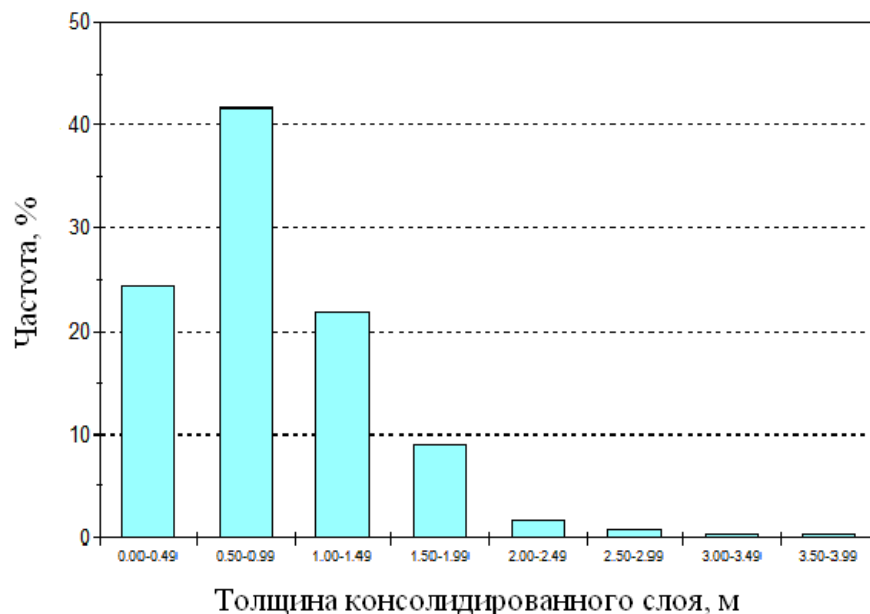


Рисунок 3.2 – Распределение толщины КС в торосах в 2006 г. [81]

В таблице 3.2 приводится удельное содержание плотного льда в теле торосов.

Таблица 3.2 – Содержание твердого льда в торосах по данным экспедиции «Сахалин–2006» [81]

		В целом	Неконсолидированная часть
Парус	Минимум	0,09	0,05
	Среднее	0,70	0,62
	Максимум	1,00	1,00
Киль	Минимум	0,05	0,01
	Среднее	0,48	0,43
	Максимум	0,90	0,90
Торос в целом	Минимум	0,06	1,00
	Среднее	0,51	0,46
	Максимум	0,92	0,89

Средняя пористость торосов составила 25% при среднем характерном размере полости 0,23 м. В таблице 3.3 представлены основные сведения по пористости и размерам полостей в торосах по данным экспедиции «Сахалин–2006». В монографии [1] приводятся средние значения неконсолидированной части паруса и кия, которые показывают бóльшую пористость неконсолидированной части паруса по сравнению с данными таблицы 3.2 (0,24 и 0,17 соответственно), и меньшую – для кия (0,26 и 0,30 соответственно).

На рисунке 3.3 представлена гистограмма распределения размеров пустот в торосах. Как видно, характер распределения близок к экспоненциальному.

В монографии [1] выполнено сравнение морфометрических характеристик торосов Охотского моря с ранее опубликованными данными для других районов Мирового океана. Оно показывает, что толщина консолидированной части торосов сравнима с данными для однолетних торосов моря Бофорта (2,4...5,0 м). Данные о пористости надводной и подводной частей торосов совпадают с

данными, полученными для свежих гряд Арктического бассейна, надводная часть которых сложена из блоков льда толщиной порядка 0,3 м. Общая пористость торосов находится в диапазоне 0,1...0,3, что хорошо согласуется с данными А.В. Бушуева, Н.А. Волкова и В.С. Лоцилова, которые приняли среднюю пористость однолетних торосов Арктического бассейна равной 0,25 [18]. Обзор геометрических параметров однолетних торосов и их свойств выполнен также в [138].

Таблица 3.3 – Основные характеристики пористости торосов по данным экспедиции «Сахалин–2006» [81]

		Пористость		Размер пустот, м
		В целом	Неконсолидированная часть	
Парус	Минимум	0,01	0,01	-
	Среднее	0,13	0,17	0,12
	Максимум	0,90	1,00	1,07
Киль	Минимум	0,02	0,02	-
	Среднее	0,27	0,30	0,24
	Максимум	0,78	0,91	3,73
Торос в целом	Минимум	0,02	0,02	-
	Среднее	0,25	0,28	0,23
	Максимум	0,76	0,91	3,82

Результаты подводных исследований торосов и стамух Охотского моря показали, что под воздействием течений киль, как правило, имеет сглаженную поверхность, за время существования торосов и стамух – месяц и более – ледяные блоки смерзаются между собой достаточно плотно, и лед на поверхности кили сохраняет достаточно плотную структуру, сравнимую с нижней поверхностью ровного льда [5].

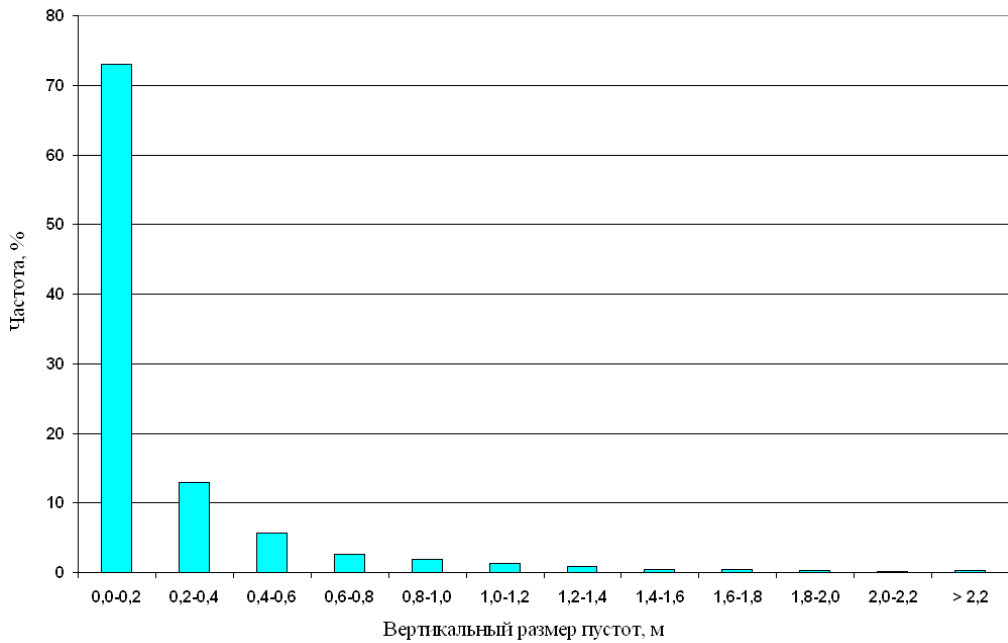


Рисунок 3.3 – Гистограмма распределения вертикальных размеров полостей в торосах в 2006 г. [81]

Г.В. Шевченко и В.С. Тамбовский обращают внимание на присутствие в Охотском море таких опасных ледяных объектов как несяки [120]. Это старинное поморское название отколовшихся от ледяных полей и свободно плавающих мощных торосов [6]. Наибольшее количество несяков отмечается в апреле–мае, когда происходит процесс весеннего разрушения льда и дробление полей. Максимальная высота надводной части несяков составляет 6 м, подводная часть – в пределах 21 м. Поперечные размеры не превышают 100 м. Преобладающая форма паруса несяка представляет собой относительно ровную поверхность с наваленными блоками льда (повторяемость 67%). Преобладающая форма киля – вертикальные стенки и клинообразный киль или трапециевидная форма (повторяемость 39 и 28% соответственно). По результатам водолазных обследований средняя протяженность вертикальных подводных стенок несяков составляет 4,5 м, максимальная – 10 м. При этом средняя протяженность монолитной боковой подводной части может достигать 7 м (максимальное значение 11 м). Образование наружной монолитной части киля происходит в большой степени за счет смерзания и консолидации при формировании тороса, нежели от воздействия окружающих льдин на плавающий несяк. Максимальная

толщина консолидированного льда отдельных частей несяка может достигать 12 м. Консолидированные участки льда внутри несяка располагаются на различных глубинах как в киле, так и в парусе. Преимущественно консолидированная часть располагается в верхней 5–7-метровой части киля и нижней 1–1,5-метровой части паруса [120].

3.1.2 Торосы Печорского моря

Весной 1999 г. в Печорском море проводилось электротепловое бурение однолетних торосов. Средняя толщина ровного льда в этот период равнялась 0,70 м [26]. Границы среднего значения толщины – (0,66...0,74), минимум – 0,20 м, максимум – 1,40 м, СКО – 0,19 (там же, стр. 296.). Всего было получено 78 записей скорости бурения скважин на тринадцати различных торосах. В таблице 3.4 отражены основные характеристики изучаемых торосов.

Таблица 3.4 – Статистические характеристики торосов Печорского моря, исследованных в 1999 г.

	Парус	Киль	Общая толщина льда
Максимум, м	3,98	11,37	13,76
Минимум, м	-0,21*	2,08	2,18
Среднее, м	1,08	6,09	7,17

* Верхняя поверхность льда находилась ниже уровня моря на 0,21 м.

На рисунке 3.4 приведены диаграммы распределения компонентов тороса по глубине, построенные по всем 78 записям. На диаграммах заметно сгущение распределения плотного льда на уровне воды и ниже, т. е. в месте расположения КС, и наоборот, провал распределения рыхлого льда и особенно пустот.

Соотношение плотного, рыхлого льда и пустот для среднестатистического тороса Печорского моря весны 1999 г. равняется 33/50/17%. Процентное

содержание плотного, рыхлого льда и пустот в парусе в среднем составляет 57/25/18, в киле – 29/54/17. Пористость паруса и киля практически одинакова.

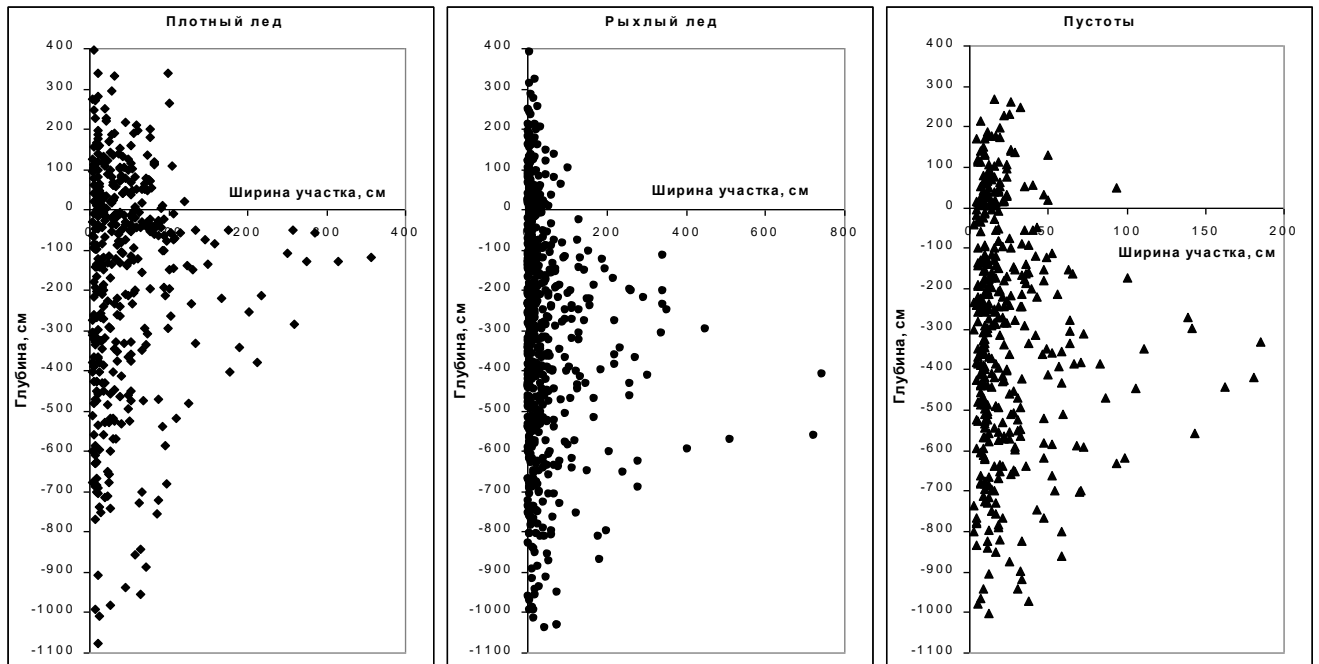


Рисунок 3.4 – Диаграммы распределения компонентов торосов Печорского моря весны 1999 г. по глубине

В работе [245] приводится следующий диапазон пористости торосов Печорского моря: 0,1...0,4. В работе [26] дается пористость торосов весны 1999 г., равная в среднем 0,29 (минимальное значение – 0,11, максимальное – 0,62), паруса в среднем – 0,13, киля – 0,38. Пористости, полученные Ю.П. Гудошниковым и автором при исследовании одних и тех же торосов, заметно отличаются, что может объясняться только разным объемом выборки.

На основе полученных записей скорости бурения построено распределение объемного содержания твердой фазы льда для среднестатистического однолетнего тороса Печорского моря, приведенное на рисунке 3.5. Согласно этому распределению, толщину КС можно оценить в 0,55–0,56 м. Это существенно отличается от приводимого в работе [26] среднего значения толщины КС, равного, по многолетним данным, 2,45 м. По мнению авторов статьи, консолидированная часть тороса есть непрерывная сгущающаяся область

внутри плотноупакованного льда, с толщиной не менее 0,70 м (средняя толщина ровного льда). Такое ограничение минимальной толщины консолидированного слоя спорно. Г. Вилкман и А. Нортала-Хойкканен считают, что его толщина является наиболее существенной разницей между торосами в различных морях и для торосов Печорского моря изменяется в диапазоне 2–3 м [245]. Но толщина КС тороса, в несколько раз превышающая толщину ровного льда, вызывает сомнения.

Согласно расчетам [190], толщина КС в зависимости от количества градусо-дней мороза в 1,5–2 раза больше толщины ровного льда. Однако при этом не учитывается зависимость теплоемкости соленого льда от его температуры [212]. Согласно расчету, приведенному в [209], КС достигает толщины, превышающей толщину ровного льда более чем в три раза. По результатам исследований с участием автора, толщина КС в некоторых точках превышала толщину ровного льда более чем в четыре раза. Однако среднее значение толщины КС превышало толщину ровного льда в 1,1 раза, максимум в 2,1 раза.

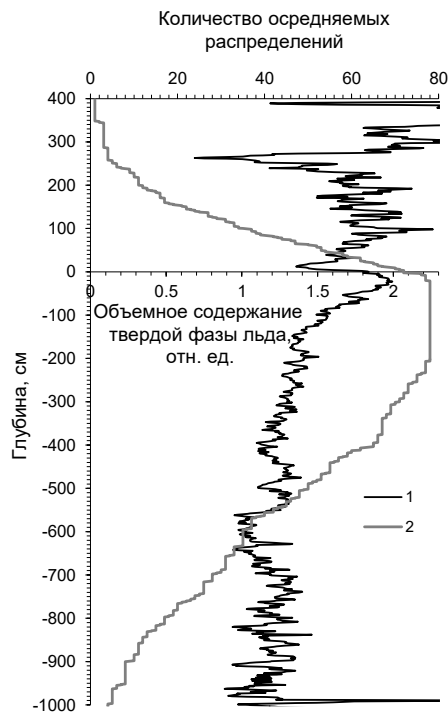


Рисунок 3.5 – Распределение объемного содержания твердой фазы льда по глубине для среднестатистического тороса Печорского моря весны 1999 г. Среднее значение величины, обратной скорости, с/см (1); весовая функция (2).

На рисунке 3.6 приведено распределение пористости торосов Печорского моря весны 1999 г. Как можно заметить, пористость льда паруса среднестатистического тороса уменьшается по направлению к центру паруса и увеличивается в прослойке льда, отделяющей парус от КС тороса. Это обстоятельство не только подтверждает общепринятое разделение тороса на три основных части: верхнюю (парус), КС и нижнюю (киль), но некоторым образом обосновывает это разделение. По оценке А.К. Наумова пористость торосов в северо-восточной части Баренцева моря ниже, чем в Печорском море, при этом содержание пустот практически одинаково [67]. Пористость торосов в исследованных районах близка к аналогичным значениям для торосов морей Бофорта, Лабрадор и Берингова [67] и несколько меньше, чем пористость торосов Балтийского моря [169].

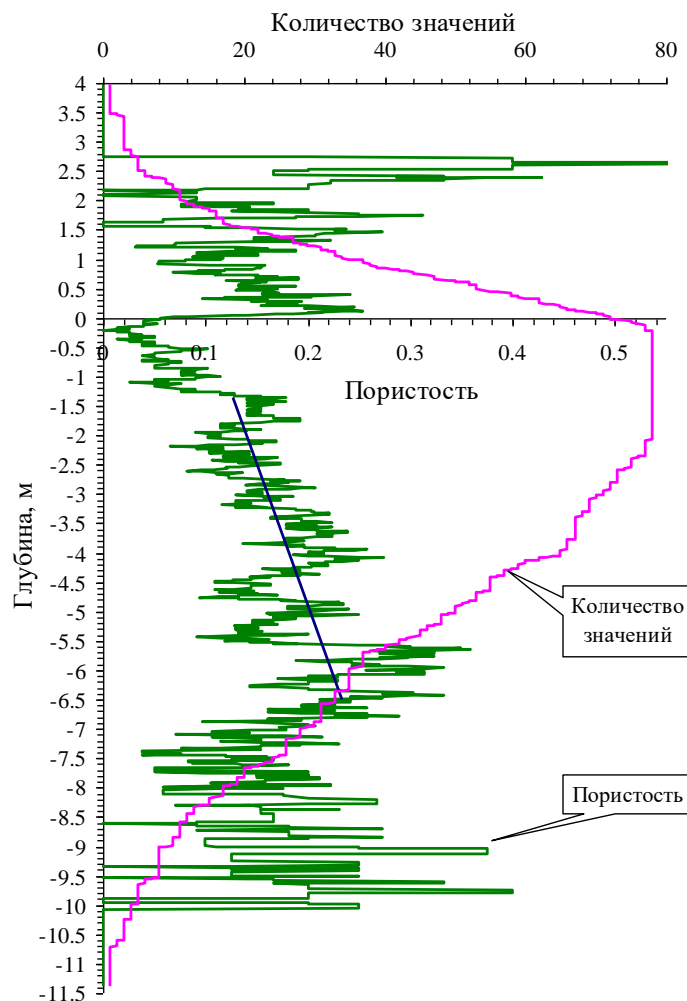


Рисунок 3.6 – Распределение пористости торосов Печорского моря в 1999 г.

На рисунке 3.7 приведен совместный график двух распределений объемного содержания твердой фазы льда по глубине: для торосов Печорского моря и торосов шельфа о. Сахалин. Количество усредняемых распределений на разных глубинах различно. Разница в объемном содержании определяется различной подаваемой мощностью и к.п.д. нагревательных коронок термобура. Для наглядности сравнения график, соответствующий Сахалину, смещен вниз на 0,3 м. Коэффициент корреляции этих двух распределений с учетом сдвига равняется 0,6. Особенно выделяется участок графика, расположенный в диапазоне глубин $-4 \dots -6,5$ м. На этом участке графики практически повторяют друг друга.

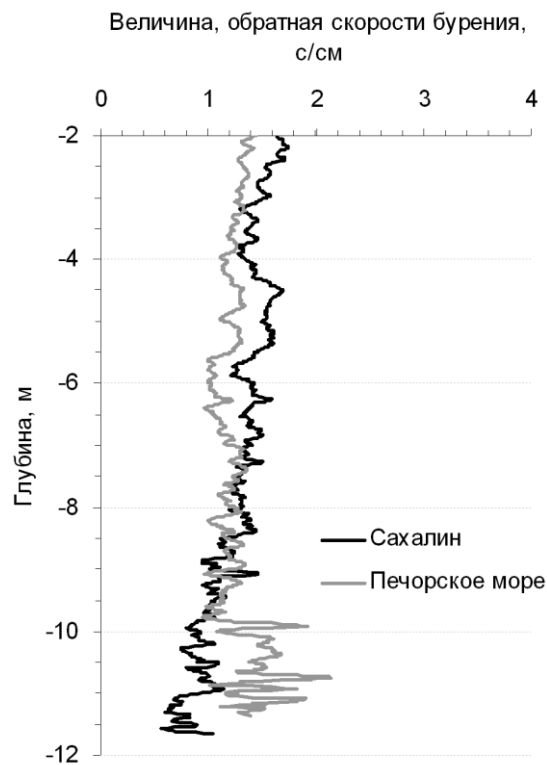


Рисунок 3.7 – Фрагмент совместного графика двух распределений объемного содержания твердой фазы льда по глубине: для торосов Печорского моря 1999 г. и торосов шельфа о. Сахалин 1998 г.

Наличие на глубине двух расположенных рядом локальных максимумов может быть объяснено процессами вторичного торосообразования. Молодые торосы, в которых уже образовался КС (о толщине которого говорит ширина локальных максимумов), подвергаются сжатию. Происходит наслоение КС. Под

действием тяжести обломков торосающегося льда на слоенный консолидированный лед притапливается, и остается на глубине [К.П. Тышко, частное сообщение, 2004]. Наличие плотного льда на глубине 700 и 850 см наглядно отражено на фрагменте внутренней структуры тороса, приведенном на рисунке 3.8. Здесь представлен другой подход к интерпретации записей скорости бурения. По девяти термобуровым скважинам реконструирован фрагмент тороса. Белым цветом отображена минимальная пористость, темным цветом – пустоты, заполненные морской водой. Чем темнее лед, тем выше его пористость. На уровне моря сплошной белой полосой обозначился КС. Под парусом тороса КС толще, чем по краям, и имеет заметный прогиб.

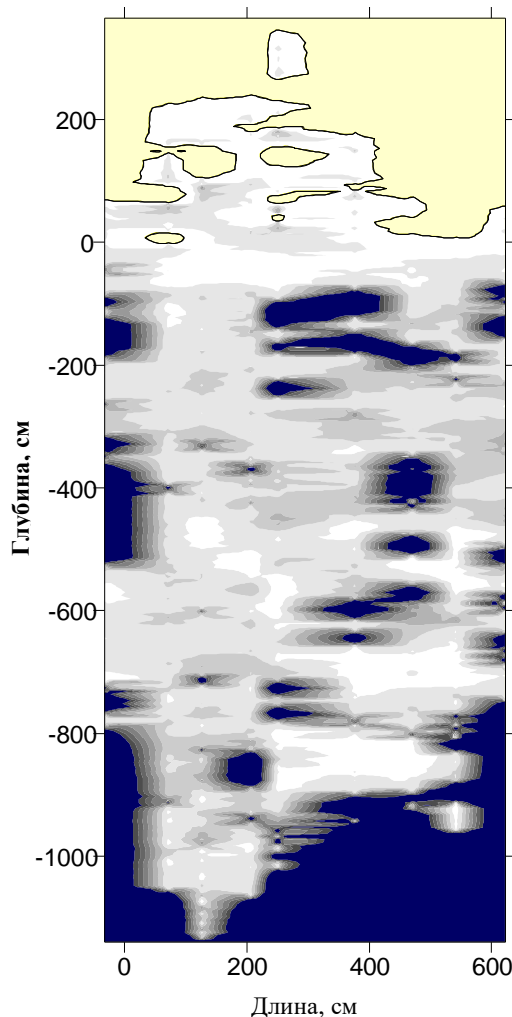


Рисунок 3.8 – Фрагмент внутренней структуры тороса, реконструированный по девяти термобуровым скважинам (синий цвет – вода, белый – твердый лед, серый – пористый лед, желтый – воздух)

По мнению Г.А. Суркова, такая обобщенная характеристика торосистых образований, как коэффициент заполнения, не позволяет судить о необходимых подробностях их внутреннего строения [226]. К примеру, торосистые образования при одинаковом коэффициенте заполнения могут быть сложены как из блоков льда с относительно большими размерами, так и с относительно малыми. Известно, что сцепление и угол внутреннего трения обломков льда в торосе существенно зависят от размеров обломков льда. Г.А. Сурков предлагает определять следующие вероятностные характеристики:

- $l(m)$ – расстояние от верха участка плотного льда до верха следующего участка плотного льда;
- $h(m)$ – толщина участка плотного льда;
- $\lambda(m^{-1})$ – плотность расстояния на единицу длины скважины (определялась делением суммарного количества участков плотного льда по всем скважинам на суммарную длину всех скважин). Однако можно предположить, что значение h дает среднюю толщину блоков льда, составляющих торосы, а отношение h/l есть величина, близкая к коэффициенту заполнения тороса плотным льдом. Величина λ показывает, сколько кусков плотного льда приходится в среднем на единицу длины скважины. Для торосов Печорского моря весны 1999 г. эти вероятностные характеристики следующие: $l=1,12$ м; $h=0,44$ м; $\lambda=7,6$ м⁻¹. Отношение h/l равно 0,39 (для сравнения, коэффициент заполнения тороса плотным льдом – 0,33). Величина λ показывает, что на десять метров скважины приходится в среднем 7–8 кусков плотного льда.

В работе [26] приведены рассуждения о протяженности участков КС тороса большой толщины на примере данных о торосах Печорского моря. Чем толще консолидированная часть, тем меньше ее горизонтальные размеры. КС толщиной 1 м может иметь горизонтальные размеры до 77 м, однако при увеличении толщины до 5 м горизонтальные размеры этого слоя не превышают 20 м. Длина профиля, на котором определялись вертикальные и горизонтальные размеры консолидированной части – переменная величина, поэтому для определения процентного соотношения консолидированных ядер различной протяженности их

длина была нормирована на длину профиля. Результаты в графическом виде представлены на рисунке 3.9. Видно, что 50% протяженности профиля состоит из КС с вертикальным размером 2,5 м.

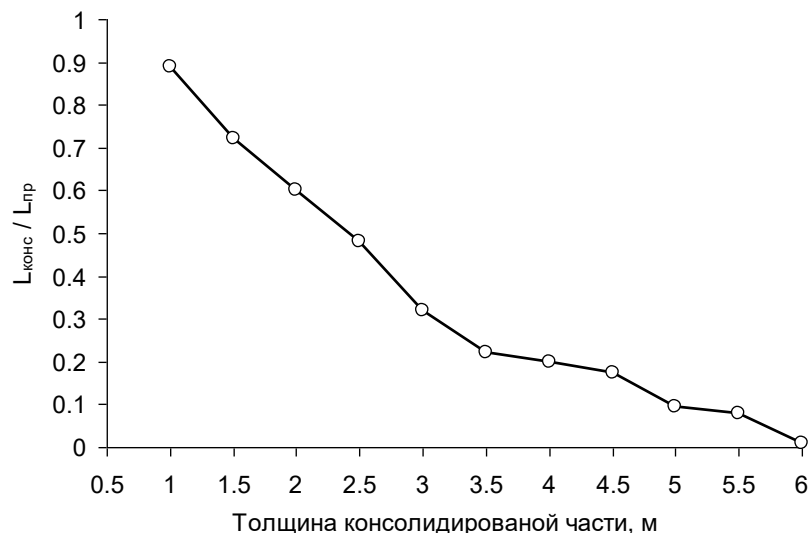


Рисунок 3.9 – Среднее отношение протяженности КС к общей протяженности профиля [26]

На представленной кривой заметен излом при значении толщины КС 3,5 м. Из этого графика можно сделать практический вывод, что участки, где КС имеет толщину больше чем 3,5 м, не занимают больше одной пятой от всей длины профиля.

Один из авторов работы [26] А.К. Наумов утверждает, что в пределах торося КС не является непрерывным, а может состоять из отдельных участков – «ядер» консолидированного льда [67]. Это утверждение является диспутабельным, т.к. становится непонятно, что находится в тех участках торося, где КС отсутствует. Если предполагается, что несмерзшийся битый лед, тогда это обстоятельство вступает в противоречие с наличием рядом «ядер» консолидированного льда большой толщины. Непонятно, чем вызвана такая избирательность в процессе консолидации торося под действием низких отрицательных температур.

На рисунке 3.10 приведена диаграмма из работы [67], иллюстрирующая «ядра» консолидированного слоя. Видно, что между «ядрами» толщина КС составляет 0,4–0,6 м. Таким образом, диаграмма показывает непрерывность КС, а также весьма интересное распределение его толщины.

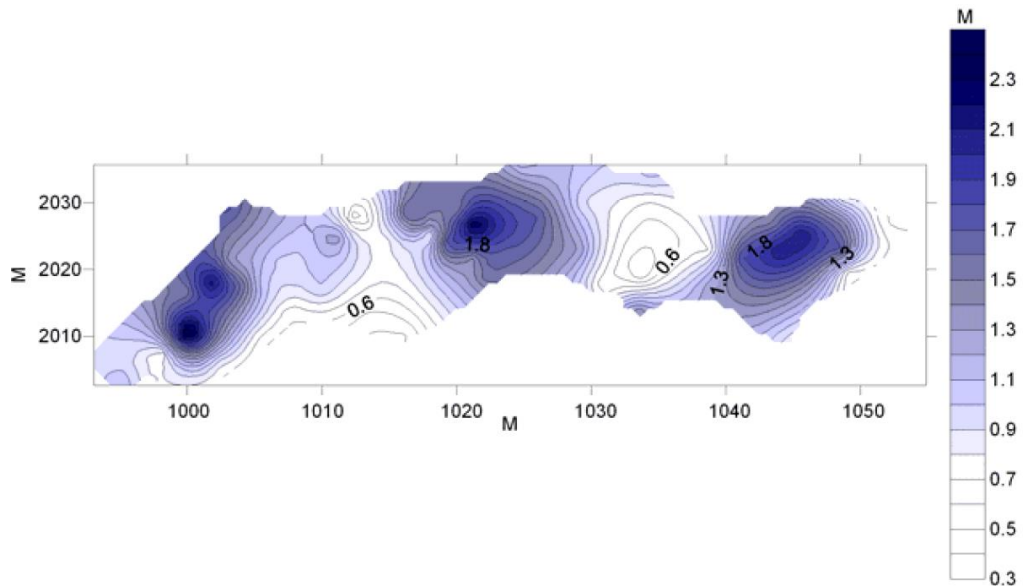


Рисунок 3.10 – Толщина КС тороса, содержащего три «ядра», Печорское море [67]

А.К. Наумов отмечает, что количество таких «ядер» в исследованных торосах достигало пяти в Печорском море и трех в северо-восточной части Баренцева моря [67]. Среднее значение этой характеристики для Печорского моря составляет 2,5 «ядра» в одном торосе и для северо-восточной части Баренцева моря – 1.5.

Интересно еще одно обстоятельство, подмеченное А.К. Наумовым, что между внутренним строением торосов Печорского моря и северо-восточной части Баренцева моря существует ряд различий [67]. В отличие от Печорского моря, где в торосах в основном присутствуют блоки серо-белого и тонкого однолетнего льда, в торосах северо-восточной части Баренцева моря каждый год отмечались блоки однолетнего льда средней толщины, часто блоки толстого однолетнего льда, а иногда и блоки двухлетнего льда.

Особенности строения и свойств торосов в восточной части Баренцева моря приведены также в [34, 44].

3.1.3. Торосы Карского моря и моря Лаптевых

В ходе экспедиционных исследований, проводившихся ААНИИ в 2013–2017 гг. по заказу ОАО «НК «Роснефть», на акваториях Карского моря и моря Лаптевых в период максимального развития ледяного покрова (апрель–май) методом термобурения с достаточной степенью подробности были изучены морфометрия и внутреннее строение 139 торосов. В этих торосах в совокупности было пробурено 3034 скважины и определена толщина КС в 2969 точках. В результате собранный объем материала позволил обнаружить некоторые особенности развития КС торосов исследованных районов.

Выбор торосов для исследования происходил следующим образом. Ледокол приходил в нужный район. При помощи вертолетной разведки выбиралась пригодная для работ льдина, удовлетворявшая стандартам безопасности работ, т.е. достаточных размеров, без трещин, и располагавшая подходящими объектами для исследования – торосами. После швартовки ледокола к льдине в относительной близости, как правило, в радиусе 300 м от ледокола, выбиралась наиболее крупная гряда тороса, которая и подвергалась комплексному исследованию. Таким образом, почти всегда выбиралась наиболее мощная гряда тороса, в результате чего и полученные значения основных морфометрических параметров, в целом, характеризуют торосы более крупные относительно средних.

Для исследования морфометрических характеристик перпендикулярно гребню тороса через наиболее высокие участки паруса прокладывались профили, на которых с преобладающей дискретностью 5 м (в районе паруса – 2,5 м) производилось бурения льда. Количество профилей (линий) варьировалось от одной до шести (преимущественно их было три) и зависело, главным образом, от длины гребня и от имевшегося времени на проведение работ. Количество точек на профилях обуславливалось, в свою очередь, шириной гребня. Соответственно, в

зависимости от горизонтальных размеров гребня количество измерений на каждом торосе было различным.

На рисунке 3.11 представлена гистограмма средних и максимальных значений внешних параметров торосов различных районов, исследованных в 2013–17 гг. методом термобурения [142–143]. Средние и максимальные значения

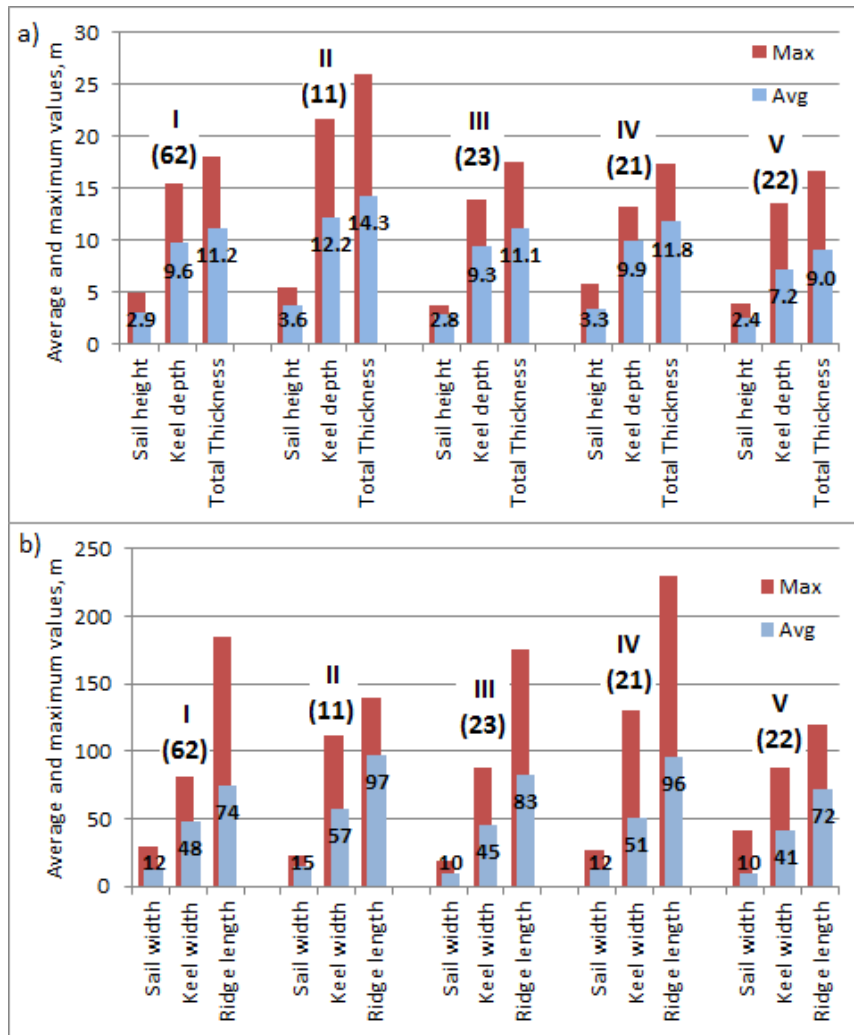


Рисунок 3.11 – Внешние морфометрические параметры торосов разных районов по данным термобурения [142–143]: а) высота паруса, осадка киля и общая толщина, б) ширина паруса, ширина киля и длина гряды. Римскими цифрами обозначены районы исследования: I – юго-запад Карского моря, II – северо-восток Карского моря, III – юго-запад моря Лаптевых, IV – северо-восток моря Лаптевых и V – Хатангский залив моря Лаптевых (арабскими цифрами в скобках показано количество торосов, исследованных в конкретном районе). На столбцах гистограммы приведены средние значения

высоты паруса, глубины киля и общей толщины на гистограмме оценивались из максимальных значений торосов конкретного района. Вся область исследований была условно поделена на пять районов, обозначенных на гистограмме римскими цифрами: юго-запад Карского моря (I), северо-восток Карского моря (II), юго-запад моря Лаптевых (III), северо-восток моря Лаптевых (IV) и Хатангский залив моря Лаптевых (V). В скобках для каждого района приведено количество исследованных торосов за 2013–17 гг. В 2013 г. морфометрические исследования проводились только на юго-западе Карского моря – было изучено 34 тороса, поэтому в обобщении за весь период исследований этот район существенно выделяется по количеству торосов.

Все исследованные методом термобурения торосы, за исключением одного старого на северо-востоке моря Лаптевых, были однолетними. Наиболее крупные по внешним параметрам торосы были исследованы на северо-востоке Карского моря. Средние значения высоты и ширины паруса, глубины и ширины киля, длины гряды и общей толщины также наибольшие у торосов этого района.

Экстремальные значения основных морфометрических характеристик отдельных торосов были весьма значительными: высота паруса превышала 5,5 м, осадка киля достигала глубины примерно 22 м, а общая толщина льда в торосе – около 26 м. При этом следует иметь в виду, что максимальные значения киля, определяемые посредством бурения, всегда несколько занижены относительно реальных, так как наиболее глубокие фрагменты подводной части торосов с большой вероятностью могут располагаться между скважинами измерений на профиле или же между профилями. Для высоты паруса данная погрешность менее актуальна, так как при разметке полигонов места для бурения обычно намечаются в максимальных точках гребня. Была проведена оценка погрешности измерений максимальной глубины киля, полученных методом термобурения, с помощью телевизионного подводного аппарата (ТПА). Используя данные ТПА, было выявлено, что значения максимальной осадки килей торосов в сравнении с данными, полученными методом термобурения, в среднем больше на 12–13%

(полученные оценки в оба года оказались близки: в 2014 году – 12%, в 2015 году – 13%).

Отношение киль/парус в среднем для всех торосов как в 2014 г., так и в 2015 г. составило 3,3. С учетом погрешности измерений глубины максимального килья методом термобурения, это соотношение увеличивается до 3,7.

В большинстве случаев киль тороса несколько смещен относительно его гребня. Среднее по профилям значение такого смещения было около 6 м в 2014 году и около 7 м в 2015 году.

В сравнении по районам исследования за два года можно отметить, что по большинству показателей наиболее мощными были торосы, исследованные на северо-востоке Карского моря, но здесь было изучено наименьшее среди четырех районов количество торосов. В целом, торосы Карского моря были крупнее торосов моря Лаптевых.

Средние значения толщины КС торосов за оба года были близки и составляли около 2 м. Экстремальное значение толщины КС, определенное автором в одном из торосов моря Лаптевых и составляющее 5,6 м, объясняется наличием консолидированных подсовов. В среднем толщина КС составляла от общей толщины приблизительно одну треть. Судя по среднему положению верхней и нижней границ, КС находился в несколько притопленном состоянии, что, вероятно, связано с общим проседанием льда под действием веса снега в период максимального снегонакопления.

На рисунке 3.12 показана гистограмма распределения толщины КС, обобщающая 3830 значений КС в пробуренных скважинах 105 торосов, исследованных в 2014–2017 гг. [142–143]. Наибольшую повторяемость имеют диапазоны толщин КС 1,5–2 и 2–2,5 м. Около 2/3 всех значений укладываются в пределы 2,5 м, а более 90% значений не превышают 3,5 м. Экстремальные значения КС носят единичный характер. Распределение толщин КС в торосах хорошо аппроксимируется функцией Вейбулла–Гнеденко. В целом, большинство морфометрических характеристик торосов, как правило, неплохо описывается,

помимо функции Вейбулла–Гнеденко, логнормальным законом или гамма-распределением.

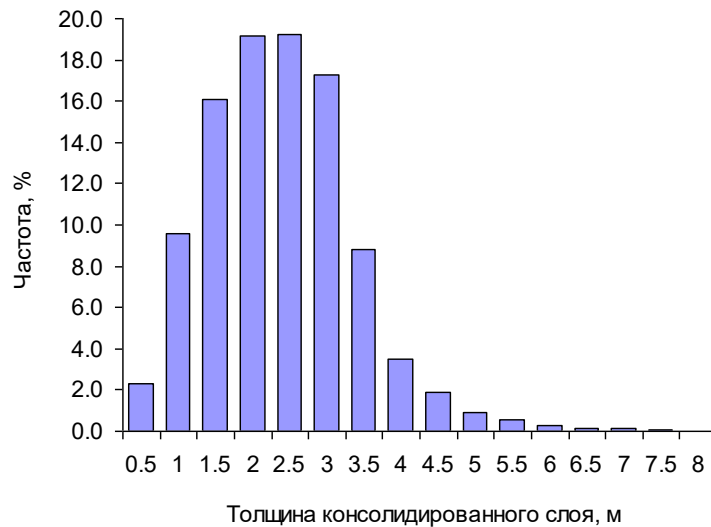


Рисунок 3.12 – Распределение толщины КС торосов Карского моря и моря Лаптевых в период максимального развития [142–143]

В таблице 3.5 приведены основные характеристики внутреннего строения торосов по районам исследования за 2014–2017 гг. Большинство исследованных торосов обладали сплошным КС, но в некоторых торосах имелись зоны, вероятно подвергшиеся недавней относительно времени исследования вторичной деформации, где отсутствовал КС. Всего в данном обобщении на 3830 скважин с КС пришлось 67 скважин без КС.

Средняя толщина КС по всем торосам равна 2,13 м, при этом среднее положение верхней и нижней границ КС составляет соответственно 0,09 м и –2,04 м относительно уровня моря (некоторая притопленность КС наблюдалась во всех районах исследования). Для каждого однолетнего тороса определялось отношение средней толщины КС к средней толщине окружающего ровного льда, если она была измерена на соответствующем полигоне. Всего было получено 103 таких отношений. Среднее из них составило 1,86, стандартное отклонение отношений – 0,88, а коэффициент корреляции между средними толщинами КС и

ровного льда 0,53. Связь между средними толщинами КС и средними толщинами блоков паруса оказалась незначимой.

Таблица 3.5 – Основные характеристики внутренней структуры торосов различных районов Карского моря и моря Лаптевых [142–143]

	Юго-запад Карского моря	Северо- восток Карского моря	Юго-запад моря Лаптевых	Северо- восток моря Лаптевых	Хатангск. залив моря Лаптевых	Все
Количество торосов	28	11	23	21	22	105
Средняя толщина КС, м	1,49	2,08	2,09	2,38	2,55	2,13
Относительная толщина КС, %	23	27	35	40	52	36
Содержание плотного льда, %	56	61	62	70	68	63
Средняя пористость, %	20	15	21	16	13	17
Средний размер пустот, м	0,36	0,33	0,37	0,34	0,18	0,32

На рисунке 3.13 приведен профиль бурения тороса, исследованного в 2013 г. Торос отличается экзотическим распределением пористости кила. Для большей зрелищности на рисунке уменьшена яркость средних тонов. Как можно увидеть из рисунка, в киле тороса присутствуют области пониженной пористости, выглядящие как ответвления от КС, своеобразные «щупальца».

В северо-восточной части моря Лаптевых в 2015 г. была изучена морфометрия и внутренняя структура многолетнего тороса [28, 140]. Внешне многолетний торос отличался плавными округлыми очертаниями и монолитным строением паруса, в котором практически невозможно было выделить отдельные блоки. Максимальное значение высоты паруса этого тороса (более 5,5 м), а также средняя по всем точкам паруса величина (более 3 м) оказались наибольшими среди всех 83 торосов, исследованных за два предыдущих года. Как показало

исследование внутреннего строения тороса, парус его имел минимальную (близкую к нулевой) пористость, а средние вертикальные размеры пустот в парусе также были небольшие (около 0,05 м). Относительное содержание плотного льда, напротив, имело высокие показатели: в парусе – 90%, в киле и торосе в целом – около 80%. Однако самой отличительной характеристикой многолетнего тороса стала средняя толщина КС. Она получилась рекордной за два предыдущих года исследований и составила более 4,5 м, в два раза превысив среднее значение толщины КС остальных (однолетних) торосов того же района в том же году и в 2,3 раза – среднее значение толщины КС всех исследованных за два года торосов. Максимальное зафиксированное значение толщины КС в точке было около 7,5 м. В среднем КС занимал 44% от общей толщины льда в торосе.

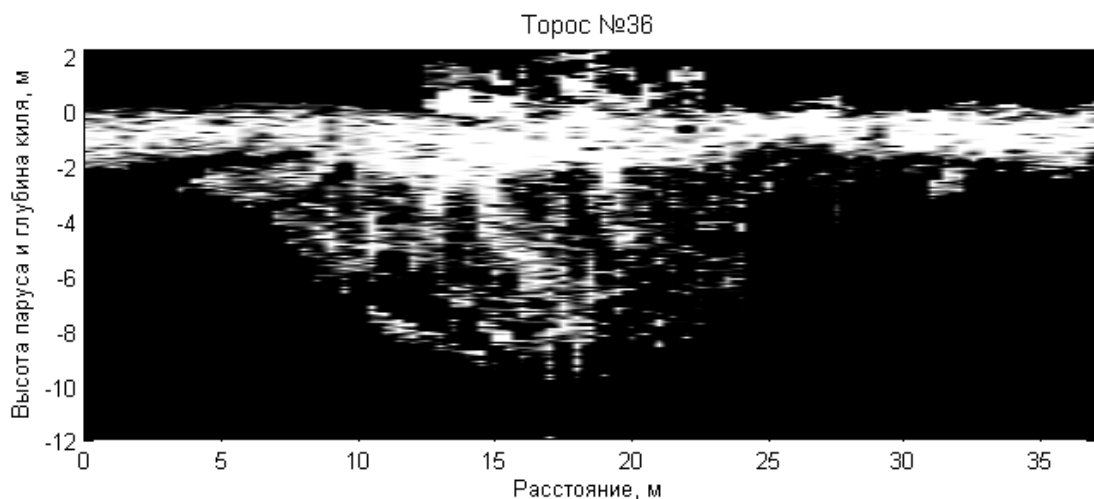


Рисунок 3.13 – Торос Карского моря с выраженными «ответвлениями» от КС, которые представляют собой области пониженной пористости

Из таблицы 3.5 можно заметить, что торосы моря Лаптевых в сравнении с торосами Карского моря обладают большей толщиной КС (средней и относительной) и большим содержанием плотного льда. Региональные особенности изменения толщины КС однолетних торосов удалось связать с температурным режимом исследованных районов. По данным ближайших к районам исследования полярных станций (п/с) были рассчитаны суммы градусо-дней мороза за сезоны 2013/14 и 2014/15 гг.: для юго-запада Карского моря –

п/с им. Попова (о. Белый), для северо-востока Карского моря – п/с о. Голомянный, для юго-запада моря Лаптевых – п/с Тикси, для северо-востока моря Лаптевых – п/с о. Котельный. Для района Хатангского залива были использованы данные двух полярных станций за зимний период 2016/17 гг.: для западной группы торосов этого района, исследованных собственно в Хатангском заливе, были взяты показания метеостанции Хастыр, а для более восточной группы торосов, располагавшихся в бухте Нордвик и Анабарском заливе, были использованы метеоданные п/с Анабар. Так как возраст торосов точно не известен, то за начало расчетного периода принималась дата устойчивого перехода среднесуточной температуры воздуха через ноль градусов, а конец расчетного периода соответствовал середине периода исследования торосов конкретного района в процессе экспедиции. Таким образом, в данном анализе по всем районам исследования за 2014–2017 гг. участвовало 10 пар значений средней толщины КС торосов и суммы градусо-дней мороза, давших коэффициент корреляции 0,88. Большинство эмпирических выражений, связывающих толщину льда с температурой воздуха, исходит из теоретической формулы Стефана, показавшего, что толщина льда пропорциональна квадратному корню из суммы градусо-дней мороза [35]. Уравнение (3.1) показывает такого рода зависимость для толщины КС (H_{CL}) и суммы градусо-дней мороза ($\sum \text{ }^\circ\text{C}$) с показателем детерминации (R^2) 0,83 [142].

$$H_{CL}(\text{ м}) = 0,083\sqrt{\sum \text{ }^\circ\text{C}} - 3,34 \quad (3.1)$$

Поскольку это выражение получено на основе данных, полученных в конце зимнего периода, применимость его ограничивается суммой градусо-дней мороза свыше 3000 [142]. В результате увеличения длины ряда наблюдений и уточнения эмпирических коэффициентов подобное выражение может быть использовано для оценки средней по району толщины КС торосов, исходя из полученной для данного района суммы градусо-дней мороза. Также необходимо понимать условность этих расчётов. Во-первых, исследуемый торос мог быть принесён в

район исследования из региона с более суровым температурным режимом. Во-вторых, связь толщины КС, например, старых торосов с температурными условиями более сложная. Особенно неоднозначен вклад летних процессов в изменение толщины КС многолетнего тороса [28].

Район, относящийся к юго-западной части моря Лаптевых, имеет некоторые специфические особенности условий формирования ледяного покрова [75]. Сток пресных вод суши, осуществляемый в зимний период реками Хатанга и Анабар, приводит к распреснению прибрежных морских вод, что способствует формированию ледяного покрова, отличающегося по кристаллической структуре и текстуре как от пресных, так и от морских льдов [117–118]. Причем, распресненность морской воды увеличивается к устью вышеперечисленных рек.

– Наличие стока пресных вод суши и близкое расположение заприпайной полыньи оказывают существенное влияние на образование внутриводного льда, который в свою очередь существенно влияет на строение льда.

– Сильное загрязнение льда неорганическими включениями как взвешенными частицами. Малые глубины и наличие стабильной температурной стратификации воды от нижней поверхности льда на всю глубину способствуют образованию донного льда, несущего значительное количество неорганических включений не только в виде мелких зерен грунта, но и более крупных включений, достигающих нескольких сантиметров в размере.

– Динамическая активность района при начальном и последующем ледообразовании, формирующая как обширные восторошенные участки, занимающие большие пространства, так и ярко выраженные гряды торосов.

– Наличие стамух, как отдельных ледяных образований, так и в виде протяженных систем, представляющих ярко выраженные гряды.

– Наличие постоянных течений от стока пресных вод реками и наличие приливо-отливных течений создают условия для пространственной упорядоченности волокнистых кристаллов льда, что приводит к более выраженной пространственной анизотропии некоторых физических свойств льда, чем в дрейфующем льду.

Все вышеперечисленные факторы существенно влияют на кристаллическое строение льда данного региона, его текстуру, которые в свою очередь влияют на физические свойства льда, в том числе и на его прочность. Различия в гидрометеорологических условиях в период формирования льда на различных локальных участках приводят к различию в строении льда и его физических свойств на достаточно коротких для арктических морей расстояниях.

Наибольшую соленость вода имеет в северной части Анабарского залива, постепенно опресняясь к бухте Нордвик и северной части Хатангского залива, становясь еще более распресненной в центральной части залива. Все вышеуказанные районы расположены на стыке формирования льда различных групп по солености воды: В (морские льды) и Б (льды распресненных водоемов), граница которого проходит по значению солености воды 24,7‰ [117–118]. Строение и физические свойства льдов группы Б на сегодняшний день изучены недостаточно. Характерной особенностью льдов этого типа является разнообразие кристаллических форм, характерно развитие небольших кристаллов, а для волокнистых структур более короткие кристаллы, чередующиеся с призматическими. Наличие кристаллов внутриводного льда, наблюдающееся на всей территории района, способствует поступлению их к фронту кристаллизации и формированию льда типа Б6, Б5 и Б4.

Отмечено присутствие во льду неорганических включений. Встречаются участки льда с более-менее равномерным распределением включений в слое. В местах наслоения нетолстого льда выделяются тонкие слои включений толщиной 1–5 см в виде коричневых полос с большой концентрацией частиц. В местах мощного торошения у торосов или стамух обнаруживаются слои льда толщиной до 60–70 см с большой концентрацией неорганических включений. Помимо мелких частиц, придающих льду желтовато-коричневатый оттенок или коричневый цвет в местах их большой концентрации, в толще льда обнаружены отдельные камни размерами 0,5–4,0 см. На рисунке 3.14 приведены неорганические включения (в виде камней), обнаруженные в толще льда на горизонте примерно 1 м. Такие находки не единичные, что указывает на

распространенность этого явления на акватории Хатангского залива. В деформированном льду неорганические включения могут концентрироваться в любых местах, но чаще всего наблюдались в местах стыков блоков торосистых образований. Процесс загрязнения льда – явление, охватывающее весь исследуемый регион и нуждающееся в дальнейшем глубоком исследовании.

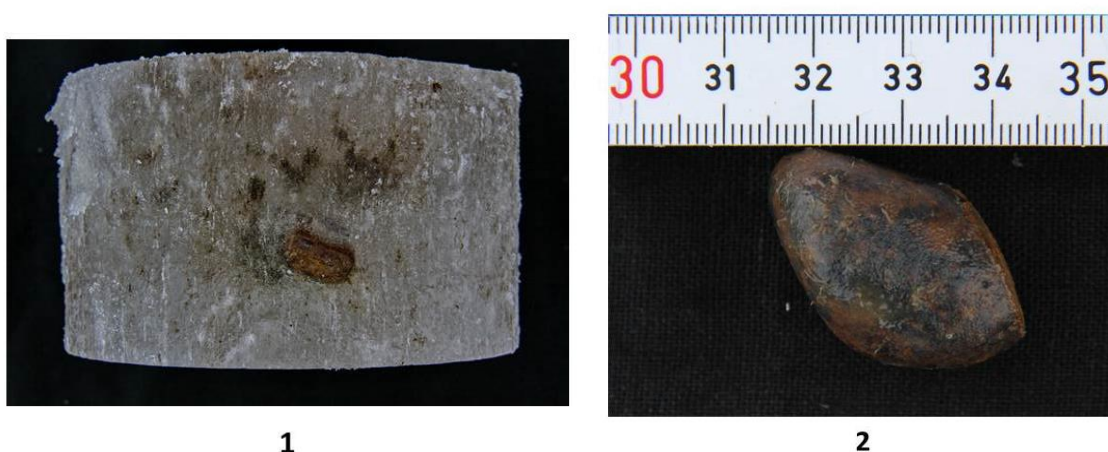


Рисунок 3.14 – Неорганические включения в виде отдельных камней:

1 – в толще льда, 2 – извлеченный на поверхность [75]

Район проведения исследований в 2017 г. попадает на зону перехода от льдов морского типа ко льдам опресненных водоемов. Ровный припайный лед Хатангского залива волокнистой структуры относится ко льдам опресненного типа. Дрейфующий лед Анабарского залива относится ко льду морского типа. Поэтому некоторые торосы Хатангского залива моря Лаптевых, исследованные в 2017 г., отличались тем, что сформировались из льда повышенной прочности. Максимальное значение локальной прочности деформированного льда в Хатангском заливе примерно на треть превышает максимальное значение локальной прочности деформированного льда, полученное в море в предыдущие годы.

В завершение на рисунках 3.15–3.17 приведены два тороса с необычным строением, исследованных в проливе Шокальского в 2016 и 2018 гг. Торос 2016 г. отличается экстремально большим углом ската киля, который в некоторой области принимал даже отрицательные значения. Единственный такой же пример

был отмечен П. Канкаанпяой, но в том случае профиль бурения был выполнен вдоль гряды [168]. Также на торосе сверху лежала ледяная плита, указывающая, что при торошении происходили случаи рафтинга, т.е. наслоения ледяных пластин. Такую схему торошения описали в 2002 г. Ю. Тухжури и М. Ленсу [239].

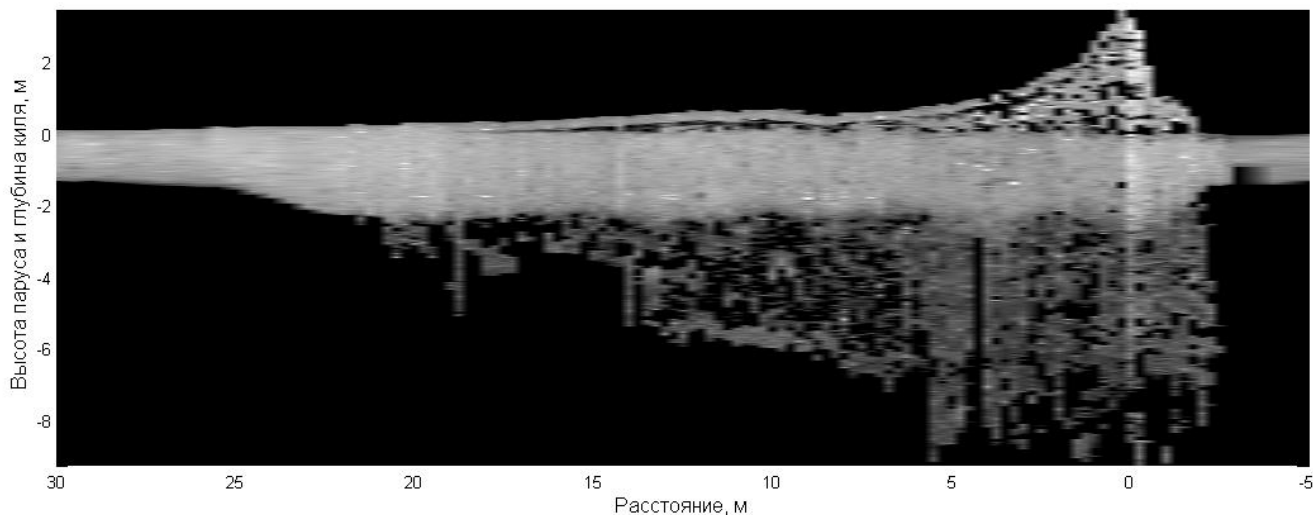


Рисунок 3.15 – Торос пролива Шокальского, исследованный в 2016 г., отличающийся экстремально большим углом ската кия и лежащей сверху ледяной плитой

Торос пролива Шокальского, исследованный в 2018 г., отличался необычным, перпендикулярным расположением гребней паруса и кия (по данным гидролокационной съемки и фотосъемки с квадрокоптера). Средняя толщина блоков льда в основном парусе тороса составляла 0,29 м, а в гребне на дистанции 31 м (см. рисунок 3.17) – 0,19 м. Это говорит о том, что торос является результатом вторичного торошения. Одним из признаков вторичных торосов является как раз формирование двух или нескольких гряд их надводной части, расположенных чаще всего под углом друг другу с заметно различающимися по толщине обломками ледяных полей [98]. Гряда с более высоким парусом в торосе образовалась позже, на заключительном этапе торошения. Средняя толщина КС тороса составила 2,5 м, максимальная – 4,0 м, минимальная – 1,3 м. КС хорошо развит, неоднороден по толщине.

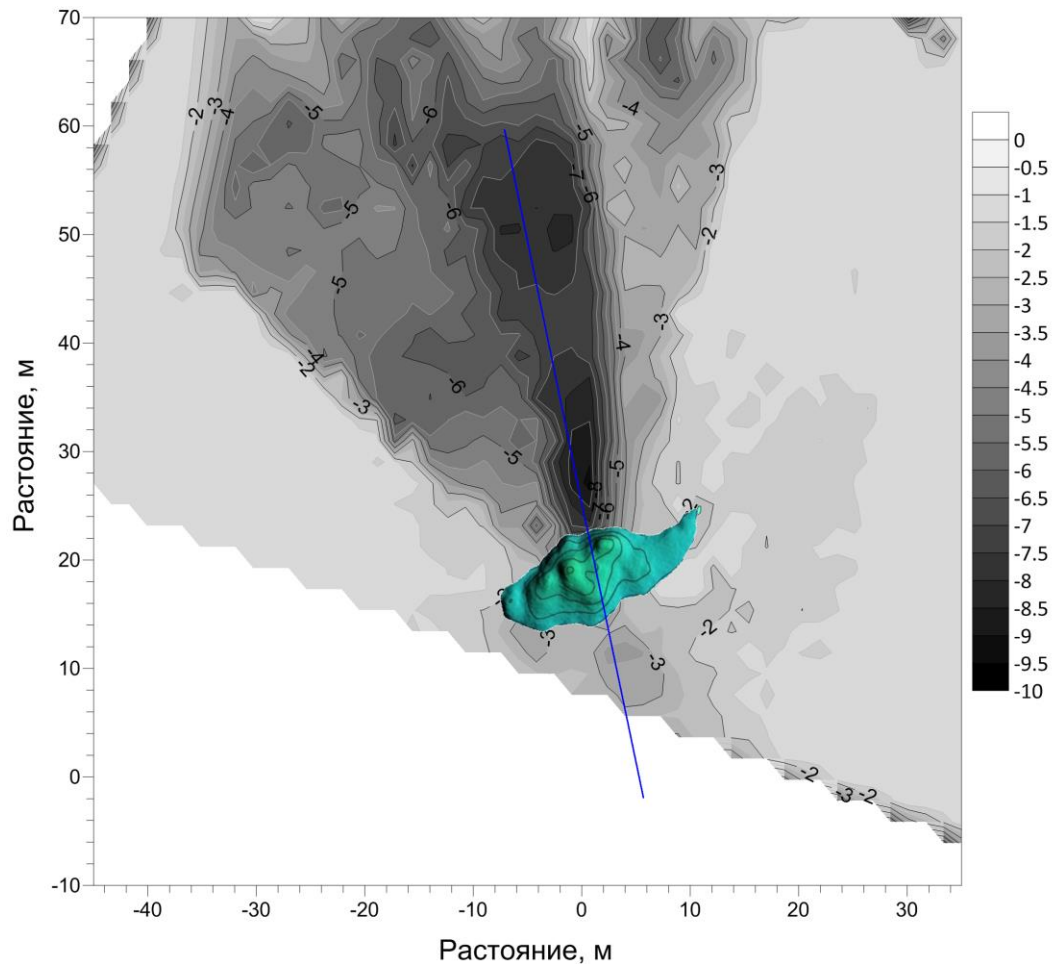


Рисунок 3.16 – Торос пролива Шокальского, исследованный в 2018 г., отличающийся необычным, перпендикулярным расположением гребней паруса и киля (данные гидролокационной и геодезической съемки) [176]. Гребень паруса показан на диаграмме в другой цветовой гамме и обрезан по изолинии 2 м. Синяя линия показывает профиль бурения тороса

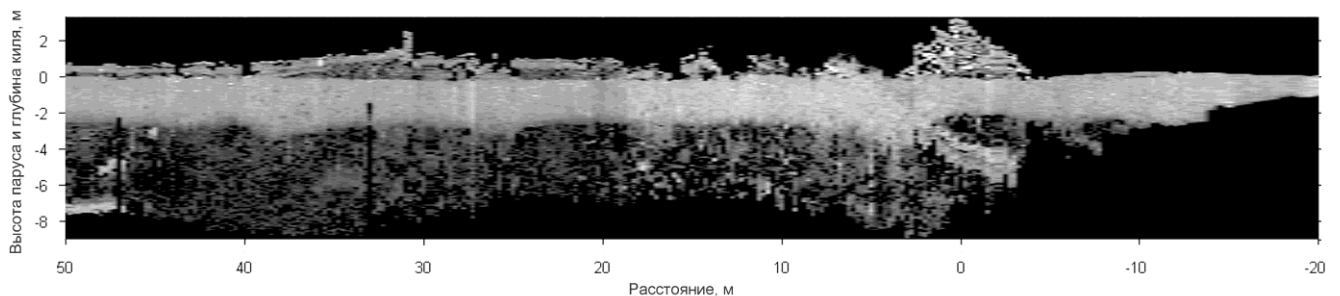


Рисунок 3.17 – Профиль бурения тороса, представленного на рисунке 3.16 [176]. Помимо необычного расположения паруса и киля торос отличается наличием «языка» пониженной пористости, предположительно КС первичного тороса, погруженного на глубину в результате вторичного торосообразования.

Левая часть тороса 2018 г. (см. рисунок 3.17, дистанция 3...50 м) имеет киль значительной осадки и непропорционально малое превышение льда (в среднем 0,8 м). Среднее отношение парус/киль на этой дистанции около 1/10. Однако это не уникальный случай – подобная картина приведена в статье [168]. Также в киле тороса на дистанции 48–50 м обнаружены блоки остаточного двухлетнего льда. Фрагмент керна, отобранный с глубины 5,3–5,9 м, сложен льдом, прошедшим перекристаллизацию, что характерно для верхней части двухлетних льдов. Текстура льда в основном разнопузыристая с очагами скопления включений различной интенсивности в основном воздушного происхождения. Соленость льда, измеренная на верхней и нижней границе образцов, составляла 0,8 и 0,5‰ и соответствует солености верхнего распресненного слоя двухлетнего льда, оставшегося в этом районе на второй год. Более подробная информация о торосе приведена в [176].

3.1.4. Торосы Байдарацкой губы

Весной 2007 г. и 2010 г. в Байдарацкой губе проводились исследования морфометрических характеристик торосов, находящихся в районе расположения газопровода, проложенного по дну губы с Ямала на уральский берег. Ледовые и метеорологические показатели зимнего сезона 2006/2007 в районе проведения исследований были легкими, а зимнего сезона 2009/2010 – близкими к среднемноголетним. Прикромочная всторошенная часть припая у ямальского берега, где проводились работы, в зимний период была дрейфующим льдом, прижатым затем западными ветрами к припаю и вмерзшим в него [54]. В 2007 г. применялось электротермобурение, в 2010 г. – водяное бурение с записью скорости бурения на компьютер.

В период полевых работ было исследовано 25 гряд торосов (шесть в 2007 г. и 19 – в 2010 г.). В целом было пробурено 105 скважин вдоль 11 секущих профилей в 2007 г. и 574 скважины вдоль 57 секущих профилей в 2010 г. Средняя общая толщина торосов, определенная как средняя длина всех скважин в торосах,

составила 8 м, максимальная – 20 м. По некоторым данным, толщина торосов в Байдарацкой губе может достигать 30 м [71, 121].

В таблице 3.6 представлены основные характеристики КС торосов по данным двух экспедиций – «Байдара–2007» и «Байдара–2010». Как видно из таблицы, средняя толщина КС в торосах оказалась равна 1,73 м. Вдоль всех профилей измерений КС был сплошным, без горизонтальных разрывов.

Таблица 3.6 – Основные характеристики торосов Байдарацкой губы в 2007–2010 гг.

Средняя высота паруса, м	3,3
Средняя осадка киля, м	11,7
Максимальная толщина тороса, м	20
Соотношение «максимальный киль / максимальный парус»	3,7
Максимальная толщина КС, м	6,54
Средняя толщина КС по всем точкам, м	2,38
Минимум отношения КС / общая толщина льда	0,03
Среднее отношение КС / общая толщина льда	0,30
Максимум отношения КС / общая толщина льда	1,00

Как правило, торосы находились в состоянии гидростатического равновесия, однако в ряде случаев отмечались значительные отклонения. Так, зафиксирован случай, когда весь КС находился выше уровня моря. Это свидетельствует о том, что после термического образования КС подвергался влиянию динамических процессов. В среднем толщина КС составляла порядка 27–30% от общей толщины тороса, однако в некоторых случаях КС занимал всю толщу льда. На рисунке 3.18 показана гистограмма распределения толщины КС в торосах. Видно, что максимум распределения попадает на интервал 2–2,5 м.

В таблице 3.7 приведены сведения о содержании плотного льда в теле торосов Байдарацкой губы в 2007 г. Из этой таблицы видно, что в парусах торосов

содержится заметно больше плотного льда, чем в киях. В таблице 3.8 представлены основные сведения по пористости и размерам полостей в торосах. Минимальные значения пористости равняются нулю.

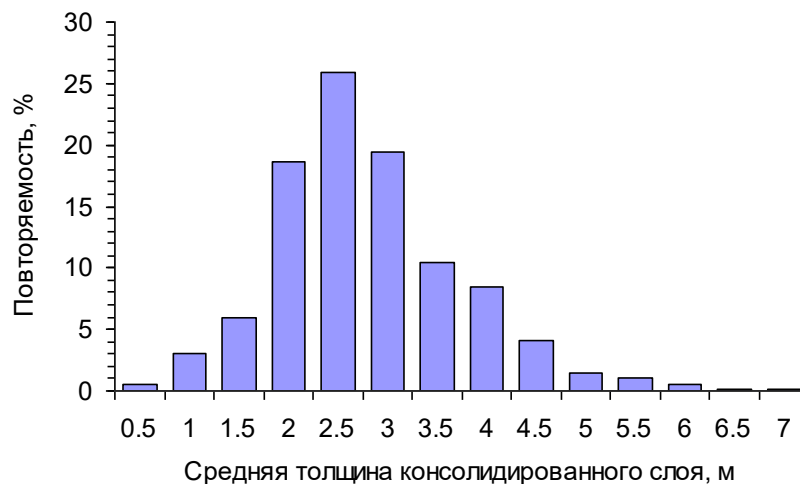


Рисунок 3.18 – Распределение толщины КС в торосах Байдарацкой губы

Таблица 3.7 – Содержание плотного льда в торосах Байдарацкой губы в 2007 г.

		В целом	Неконсолидированная часть
Парус	Минимум	0,23	0,22
	Среднее	0,72	0,58
	Максимум	1,00	1,00
Киль	Минимум	0,16	0
	Среднее	0,56	0,40
	Максимум	1,00	0,78
Торосы в целом	Минимум	0,22	0,04
	Среднее	0,57	0,42
	Максимум	1,00	0,78

Из таблицы 3.8 видно, что пористость парусов торосов заметно меньше, чем килей. Общая пористость тороса в первую очередь определяется пористостью

киля. Пористость неконсолидированной части торосов на 2–6% выше пористости в целом. Размеры полостей в киях торосов больше, чем в парусах.

Таблица 3.8 – Основные характеристики пористости торосов
Байдарацкой губы в 2007 г.

		Пористость		Размеры пустот, м
		В целом	Неконсолидированная часть	
Парус	Среднее	0,07	0,11	0,31
	Максимум	0,72	1,00	1,35
Киль	Среднее	0,20	0,27	0,56
	Максимум	0,67	0,86	2,63
Торосы в целом	Среднее	0,19	0,25	0,56
	Максимум	0,45	0,86	2,63

Важной особенностью исследованных торосов в 2010 г. являлось наличие больших пустот в киях торосов. Примеры записей с такими пустотами приведены на рисунке 3.19. Вертикальные размеры пустот в киле некоторых торосов достигали 4–6 и более метров. Похожую картину наблюдали в 2002 г. норвежские ученые при исследовании тороса вблизи острова Надежды в Баренцевом море [130]. Во время бурения тороса ими были зафиксированы четыре провала бура на глубину от 2 до 3 м и один провал глубиной 4,3 м. К сожалению, авторы никак не объясняют наличие таких пустот в киле тороса.

На рисунке 3.20 приведено распределение пустот в киях торосов 2010 г. Заметно различие в распределении пустот в парусе и киле торосов. Вертикальный размер пустот в парусе торосов обычно не превышал 0,5 м и в среднем составлял 0,2 м. В киле же диапазон вертикальных размеров пустот более широк, и, не смотря на наличие больших пустот, в основном присутствовали пустоты с вертикальным размером до 2 м. Средний размер пустот в киях составлял 0,6 м.

Плотность точек на распределении вертикальных размеров пустот резко уменьшается в диапазоне глубин, соответствующих расположению КС.

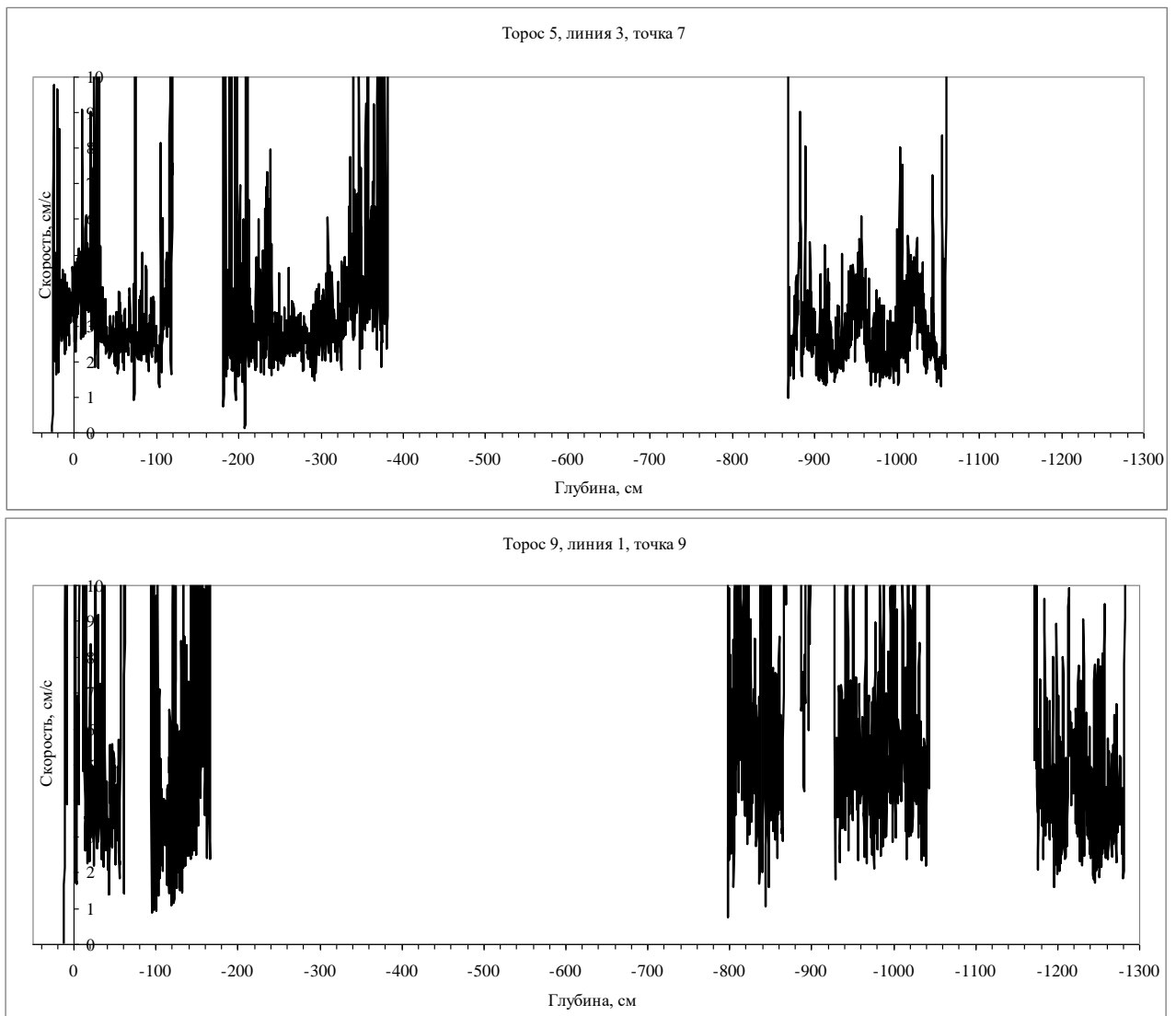


Рисунок 3.19 – Примеры записей бурения торосов, в киле которых присутствуют большие пустоты.

Вертикальный размер пустоты в киле тороса №5 составил 4,9 м, в киле тороса №9 – 6,3 м

Пустоты с вертикальным размером 6,3 и 4,3 м зафиксированы на двух соседних линиях тороса №9 примерно на одинаковом расстоянии от гребня тороса. Расстояние между линиями составляло 30 м. Однако, не смотря на наличие больших пустот в килях исследованных торосов, пористость килей торосов имела несколько пониженное значение и в целом составляла 16% [54].

Вероятно, что пустоты больших вертикальных размеров в киле могут появиться в результате вторичного торошения. Под действием веса нагромождения торосающегося льда на краю первичного тороса он притапливается и поворачивается вокруг центра масс. При достаточно большом угле поворота тороса блоки, составляющие нижнюю часть его киля, во вторичном торосе могут образовывать нишу на краю киля тороса.

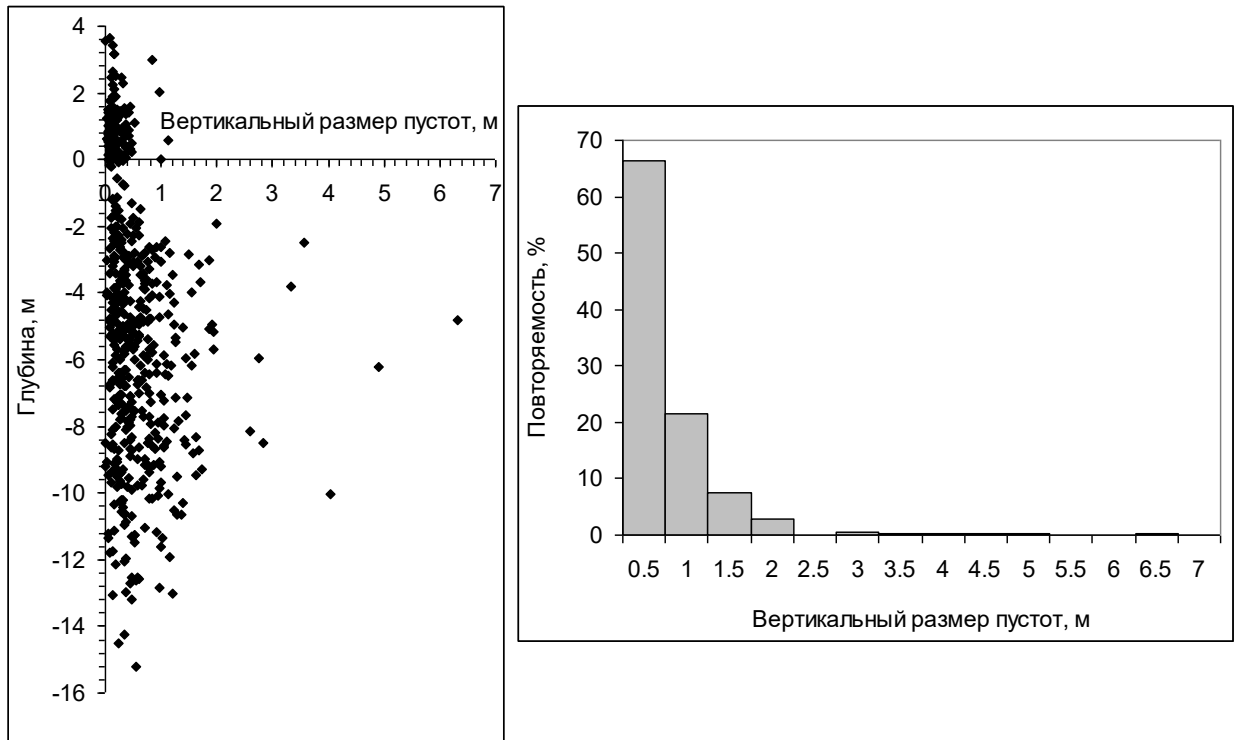


Рисунок 3.20 – Распределение пустот в килях торосов Байдарацкой губы 2010 г. по глубине и гистограмма повторяемости вертикальных размеров пустот

Второй интересной особенностью торосов Байдарацкой губы 2010 г. было наличие блоков плотного льда в нижней части киля. Обычно в этих частях тороса располагаются зоны смерзшегося в местах касаний блоков мелкобитого льда. Скорость погружения бура в этих зонах выше, чем в районе консолидированного слоя, или в блоках льда паруса. Однако при бурении торосов Байдарацкой губы зафиксировано неоднократное замедление скорости бурения на выходе из киля, как если бы там находились блоки плотного льда. Причем такие случаи имели место как при водяном бурении, так и при электротермобурении, которое

применялось в совместных экспериментах по определению локальной прочности льда, проводившихся одновременно с морфометрическими измерениями торосов. Всего было отмечено восемь таких случаев на пяти различных торосах, т. е. примерно в каждом четвертом исследованном торосе. Примеры таких записей приведены на рисунке 3.21. Как следует из скорости погружения бура, значительную часть кия обоих торосов занимает рыхлый лед. В первом случае он располагается на глубине от 2 до 10 м, во втором случае – от 10,2 до 14,2 м, т.е. занимает значительный объем кия. Тем не менее, ниже такой массы рыхлого льда присутствуют блоки плотного льда.

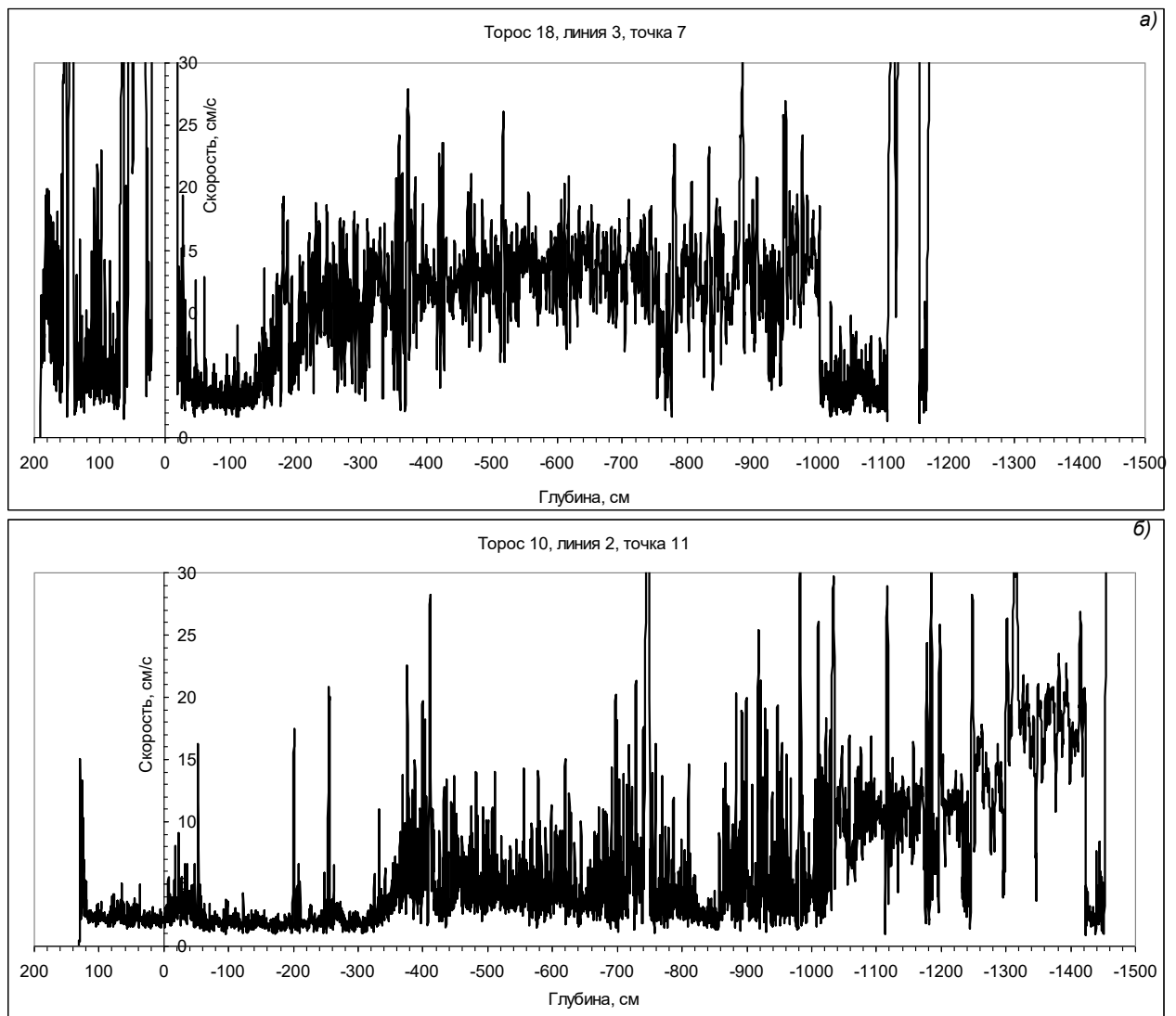


Рисунок 3.21 – Примеры записей, на которых зафиксировано наличие плотного льда в нижней части кия: а – блок плотного льда располагается на горизонте $-10...-11$ м; б – блок плотного льда располагается на горизонте $-14,2...-14,5$ м

3.2 Торосы внутренних морей России

3.2.1 Торосы Каспийского моря

В период с 2001 по 2013 гг. ААНИИ проводил исследования торосов и стамух Каспийского моря [47, 49–50, 194, 196–197]. Торосы исследовались в 2003, 2005, 2008 и 2013 гг. Мелководность и сложный рельеф дна с большим количеством банок, кос и островов обуславливают особенности торошения льдов в северной части Каспийского моря [16–17]. Для северо-западной части Каспийского моря характерным является постоянное наличие наслоенных льдов [10, 17]. Нередко два–три верхних слоя смерзаются, образуя КС тороса, а нижележащие слои остаются разделенными прослойками воды.

В зимний сезон 2002/2003 гг. в северной части Каспийского моря ледовые условия были близкими к среднемноголетним, с тенденцией к более тяжёлым условиям. Ледовые условия в сезоне 2004–2005 гг. можно охарактеризовать также как близкие к среднемноголетним. Ледовые условия в сезоне 2007–2008 гг. можно охарактеризовать как «умеренные» (нормальные) с тенденцией к «суровым». В среднем за сезон 2012/2013 гг. ледовитость была ниже нормы. Максимального значения, близкого к норме, ледовитость Северного Каспия достигла в начале января, а затем постоянно уменьшалась. На большей части акватории толщина ровного льда составляла 15–30 см (серо-белый лёд), что характерно для легких ледовых условий.

Исследования проводились в различных местах акватории, где глубина моря существенно отличалась. Она сильно повлияла на форму и строение исследованных торосов. На рисунке 3.22 приведены различные профили торосов: формы, близкой к треугольной (а), с несколькими парусами (б) и наиболее типичной формы (в). Наблюдалось большое разнообразие формы поперечного сечения торосов северо-западной части Каспийского моря: асимметрия, два или даже три паруса с одним килем, существенный сдвиг положения максимального паруса от положения максимального киля (до 20 м). Были нередки случаи, когда одна гряда торосов располагалась рядом с соседней, так что было трудно разделить одну от другой.

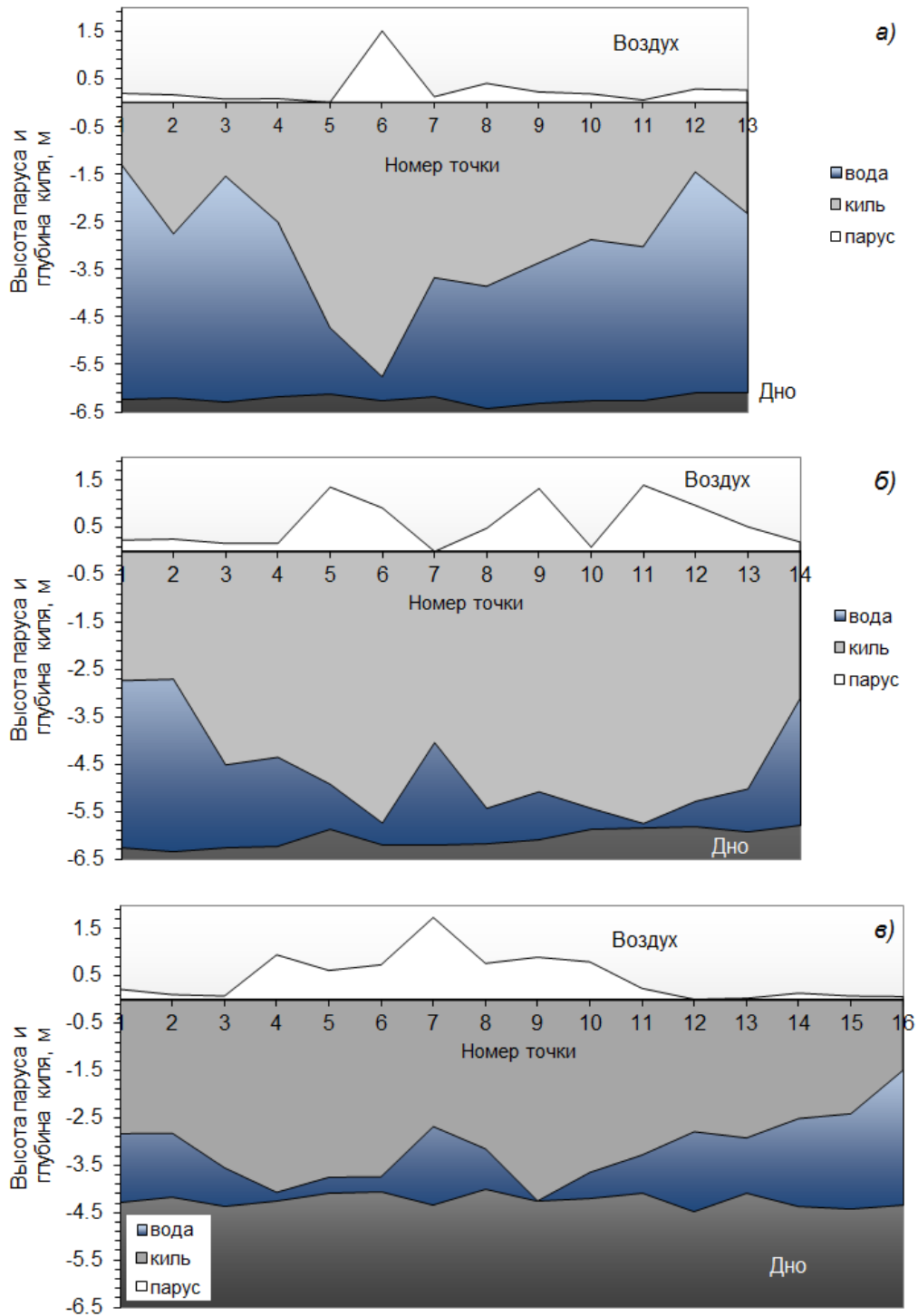


Рисунок 3.22 – Профили сечения ледяных образований северо-западной части Каспийского моря: а – форма тороса близка к треугольной; б – с несколькими парусами; в – торос наиболее типичной формы. Расстояние между точками пять метров.

На рисунке 3.23 показано соотношение максимальных размеров паруса и килля 24 торосов Каспийского моря. Данные сгруппированы по периодам

проведения исследований, которые в различные годы проводились в областях акватории с разной глубиной моря. Как видно из рисунка, при большом разбросе точек не наблюдается явной взаимосвязи в соотношении паруса и киля. Величина киля торосов в этом регионе в основном определяется глубиной моря. Эта зависимость удовлетворительно описывается эмпирической формулой:

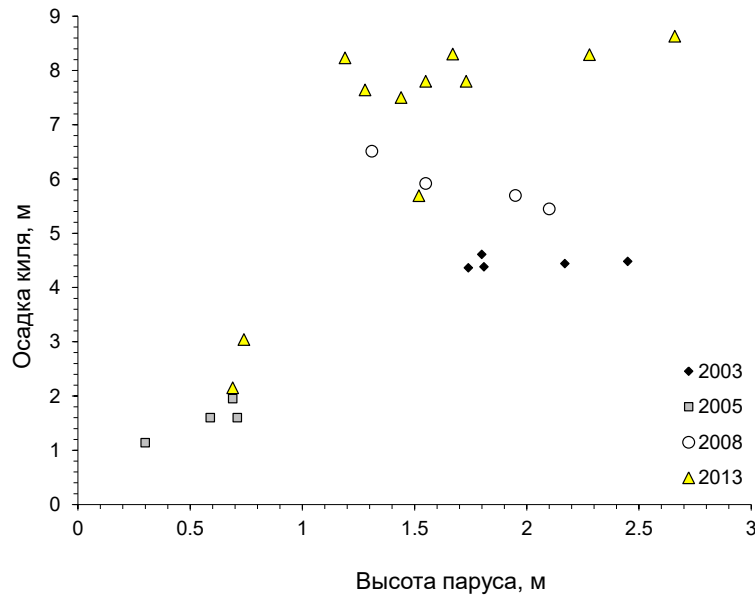


Рисунок 3.23 – Соотношение паруса и киля торосов Каспийского моря (2003–2013 гг.)

$$H_K = 1,2H_M - 1,4 \quad (2 < H_M < 7 \text{ м}),$$

где H_K – средняя осадка киля, H_M – средняя глубина моря. В каждой группе величина паруса варьирует в 2–3 раза, в то время как величина киля меняется лишь на 5–25%. Несмотря на то, что киль исследованных торосов определялся глубиной моря, она никак не влияла на высоту паруса торосов. Выполненные оценки показали, что коэффициент линейной регрессии масс льда киля и паруса равняется 6,4. Для сохранения гидростатического равновесия увеличение паруса должно компенсироваться увеличением ширины киля. Значение отношения осадки киля тороса к парусу удовлетворительно аппроксимируется распределением Вейбула–Гнеденко и в среднем равняется 3,26 со стандартным

отклонением 1,21. Если сравнить это значение, например, с 3,22, которое приводит О. Ковакс для многолетних торосов [181], можно предположить, что соотношение киля и паруса почти не уменьшается с возрастом тороса.

На рисунке 3.24 представлены максимальные значения высоты паруса и глубины киля в зависимости от средней толщины блоков, составляющих парусы исследованных торосов. Коэффициент корреляции между средней толщиной блоков льда в парусе тороса и его осадкой, рассчитанный по тринадцати торосам, статистически значим и составляет 0,97, а между толщиной блоков и парусом тороса – 0,73.

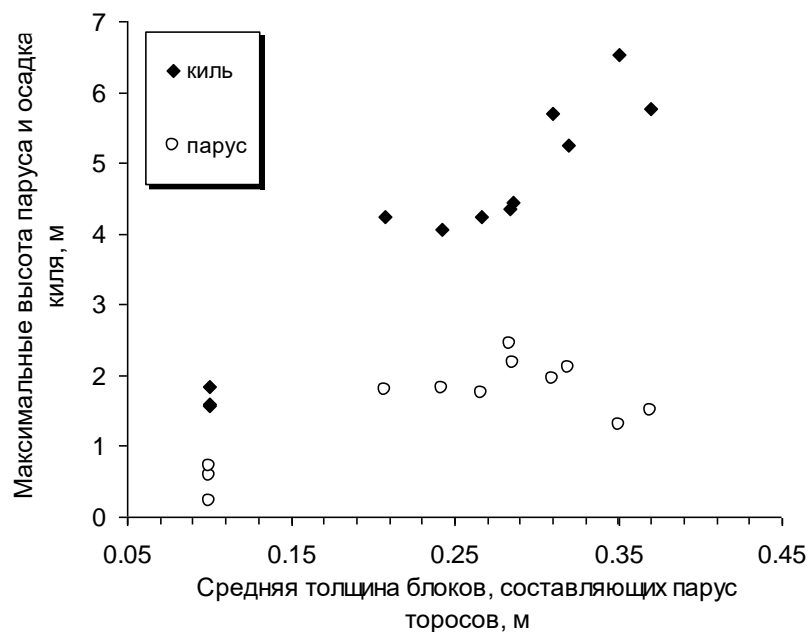


Рисунок 3.24 – Максимальные значения высоты паруса и глубины киля в зависимости от средней толщины блоков, составляющих торос (для торосов северо-западной части Каспийского моря в 2003–2008 гг.)

Среднее отношение «максимальный киль / максимальный парус» для торосов 2003 г. равняется 2,8 (рассчитано по пятнадцати профилям бурения торосов), для торосов 2005 г. – 2,5 (по двум профилям бурения торосов), для торосов 2008 г. – 3,61, для торосов 2013 г. – 4,69. То есть, торосы в 2005 г. имели относительно более широкий киль, чем в другие годы. Торосы в большинстве случаев находятся в гидростатическом равновесии. Так что если соотношение

киля к парусу небольшое, что говорит о небольшой осадке кия, вес паруса должен компенсироваться повышенной шириной кия. Пористость кия торосов также не является экстремально низкой, чтобы так влиять на осадку кия торосов. Соотношение «киль–парус» распределено по закону, близкому к логнормальному, со средним значением 3,66 и стандартным отклонением 1,33.

В 2003 г. были исследованы пять гряд торосов. Всего на торосах было пробурено 185 скважин с записью параметров бурения. На 134 записях по расположению участков плотного, рыхлого льда и пустот были определены границы расположения КС. Остальные записи показали отсутствие КС. Определение границ КС по изменению давления воды над коронкой показало существенно большие значения его толщины, чем определение границ по расположению участков плотного, рыхлого льда и пустот (средние значения соответственно 0,47 и 0,31 м). По-видимому, это связано с тем, что определение границ КС по изменению давления воды над коронкой ограничено случаями расположения верхней его границы выше уровня моря. Таким образом, в этих случаях определяется более толстый КС, что и дает вклад в среднее значение.

На рисунках 3.25 и 3.26 представлено распределение объемного содержания твердой фазы льда по глубине по термобуровым данным 2003 и 2005 гг. Отличие значений объемного содержания твердой фазы льда для водяного и электротермобурения обусловлено различным коэффициентом обратной пропорциональности скорости бурения и объемным содержанием твердой фазы льда. На графике заметно выделяется КС. По виду кривой 1 рисунка 3.25 можно сделать заключение, что верхняя граница КС лежит в диапазоне 0,25...–0,05 м со средним значением 0,11 м. Нижняя его граница лежит в диапазоне –0,05...–0,35 м со средним значением –0,17 м. Эти значения близки к средним границам КС, определенным по расположению участков плотного, рыхлого льда и пустот (0,11 и –0,20 м). Суммируя оценки толщины КС, выполненные всеми приведенными способами, можно заключить, что близкое к истинному среднее значение толщины КС с вероятностью 95% равняется $0,35 \pm 0,03$ м. СКО средней толщины КС равняется 0,18 м.

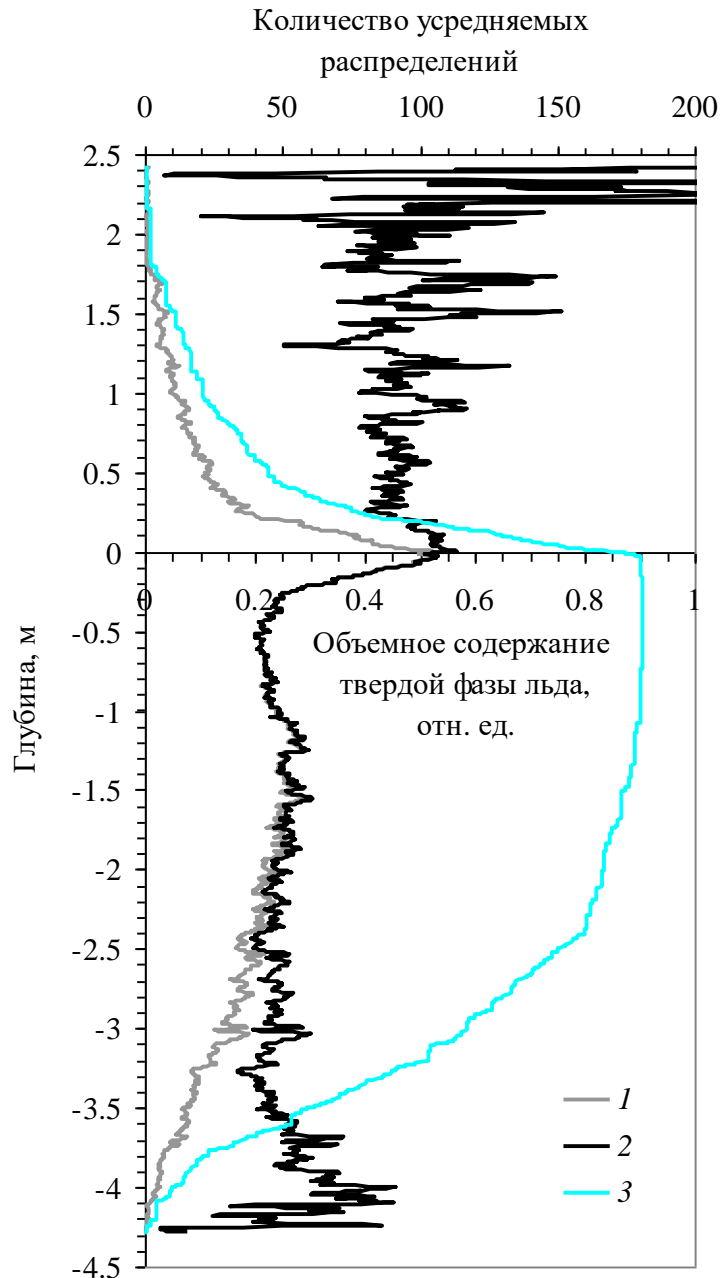


Рисунок 3.25 – Распределение объемного содержания твердой фазы льда для торосов северо-западной части Каспийского моря в 2003 г.

1 – VCI , когда на каждой глубине усредняются все значения объемного содержания твердой фазы льда, соответствующие этой глубине, а в тех точках, где рассматриваемая глубина выходит за пределы паруса или киля, объемное содержание принимается равным нулю; 2 – VCI , когда на каждой глубине усредняются все значения объемного содержания твердой фазы льда, соответствующие этой глубине; 3 – количество усредняемых распределений.

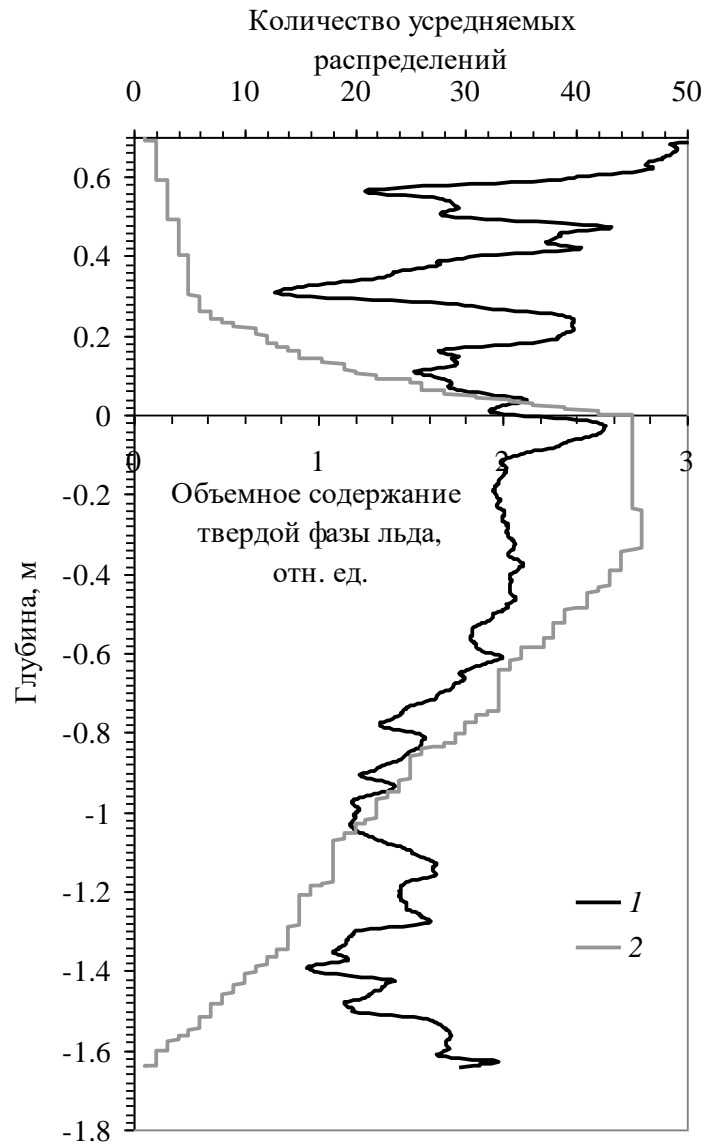


Рисунок 3.26 – Распределение объемного содержания твердой фазы льда для торосов северо-западной части Каспийского моря в 2005 г.

1 – объемное содержание твердой фазы льда;

2 – количество усредняемых распределений.

В 2005 г. были исследованы четыре гряды небольших торосов. Было проложено два профиля в разных местах, каждый из которых пересекал две гряды. Так что формально были выделены четыре гряды, но определённо сказать можно было только о двух, вот они и были взяты в расчёт. Всего на торосах была пробурена 61 скважина с записью параметров бурения. КС был отмечен на 44 записях, остальные были идентифицированы как бурение ровного льда. Среднее значение толщины КС торосов с вероятностью 95% составило $0,55 \pm 0,07$ м со

стандартным отклонением 0,25 м. По одиннадцати выбуренным кернам толщина КС колебалась в пределах 0,37...0,95 м и в среднем составила 0,69 м.

На рисунке 3.27 представлены распределения объемного содержания твердой фазы льда по глубине для термобуровых данных 2008 (а) и 2013 (б) гг. На правой диаграмме приведена также осредненная локальная прочность льда.

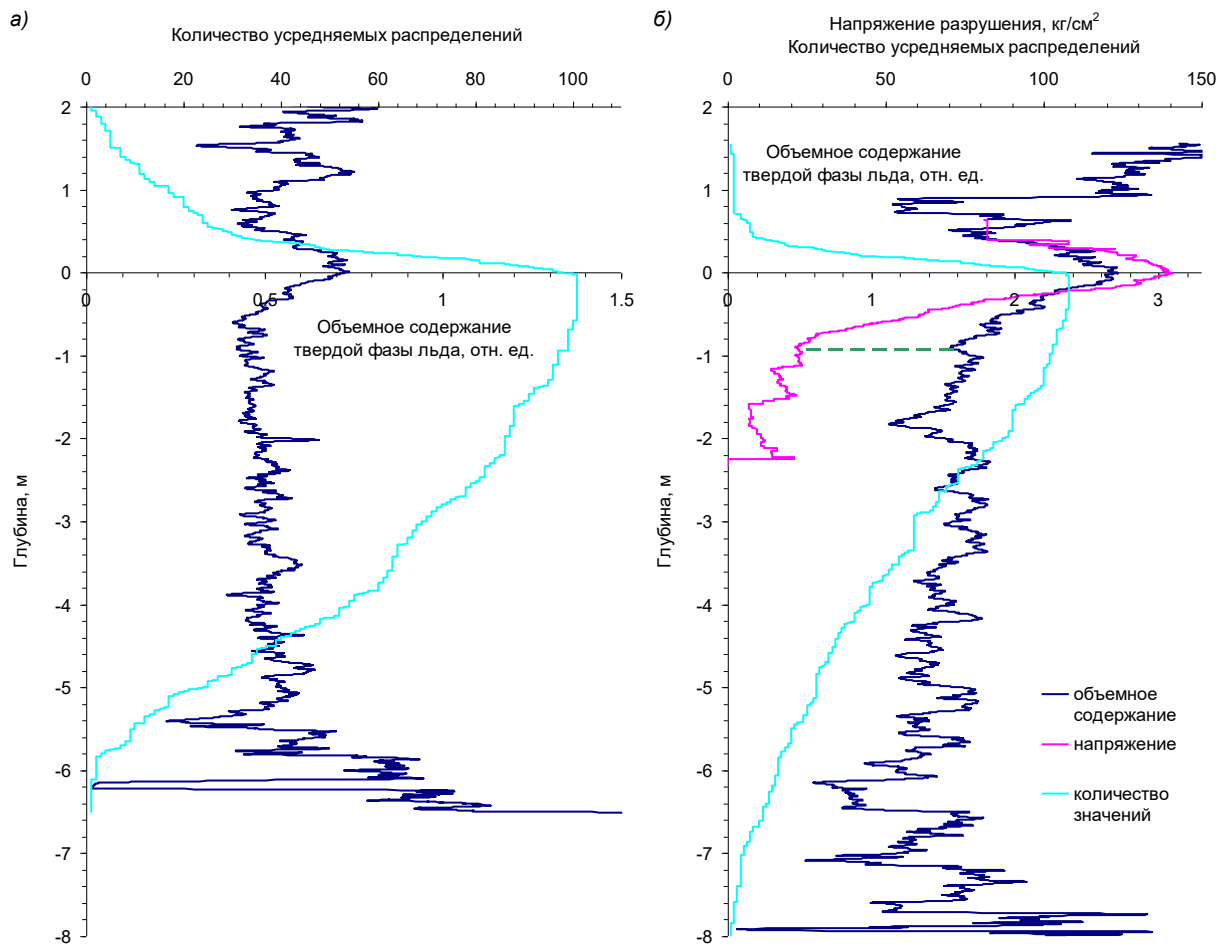


Рисунок 3.27 – Распределение объемного содержания твердой фазы льда для торосов северо-западной части Каспийского моря в 2008 г. (а) и торосов казахского сектора Каспийского моря в 2013 г. (б).

На правой диаграмме нанесены также средние значения локальной прочности льда в зависимости от глубины (сиреневая линия). Также пунктирной линией показано соответствие глубины локального минимума содержания льда и излома на кривой средней прочности льда. Это обстоятельство косвенно подтверждает расположение на этом горизонте минимальной нижней границы КС, т.е. ниже этого горизонта располагаются несмороженные блоки льда кия.

Очевидно, что выше 0,28–0,29 м («полка» прочности 8–11 МПа) локальная прочность резко уменьшается, что указывает на то, что выше измеряется прочность не КС, а прочность паруса. На горизонте –0,80 м и прочности 2,6 МПа наблюдается излом тренда кривой (см. рисунок 3.27б), что можно расценивать, как окончательный переход от КС к непосредственно килю. Ниже горизонта –0,80 м средняя прочность льда составляет 1,4 МПа, которую можно считать оценкой прочности киля.

В таблице 3.9 приведены характеристики КС торосов Каспийского моря. Из таблицы хорошо видна тенденция в толщине КС – в западной части Каспийского моря средняя толщина КС более чем в два раза меньше, чем в восточной части моря, исследования в которой проводились в 2013 г. Также это проявляется и в значениях максимальной толщины. Высокая консолидация торосов 2005 г. при среднемноголетних ледовых условиях указывает на ранние сроки их образования.

Таблица 3.9 – Консолидированный слой в торосах Каспийского моря

	Год			
	2003	2005	2008	2013
Количество торосов	5	4	4	12
Средняя толщина КС, м	0,35	0,55	0,44	1,07
Максимальная толщина КС, м	0,96	1,41	0,80	3,64
Отношение толщины КС к общей толщине льда (консолидация тороса)	0,06	0,56	0,12	0,28
Отношение толщины КС к толщине ровного льда	1,5	1,4	1,2	1,39
Отношение толщины КС к средней толщине блоков	1,3	5,5	1,32	-

Исследование изменчивости толщины КС торосов показало, что ее среднее значение равнялось 0,74 м со стандартным отклонением 0,35 м. При этом никакой взаимосвязи с другими морфометрическими характеристиками тороса не обнаружено. С помощью термодинамической модели, предложенной О.М. Андреевым и Б.В. Ивановым [4], были выполнены расчеты толщины КС в

зависимости от пористости торосов, определенной по записям скорости термобурения. Эта модель показала хорошее соответствие расчетной толщины КС и определенной по записям средней толщины КС торосов.

Любопытный снимок опубликован в докладе [132], иллюстрирующий строение КС торосов Каспийского моря (рисунок 3.28). Эти исследования проводились в феврале 2010 г. Справа на рисунке приведены профили КС, красной линией показан парус торосов, а неконсолидированная часть кила отсутствовала. Во всех случаях КС почти полностью состоял из наслоенного льда. В приведенном примере КС состоял из восьми слоев льда.

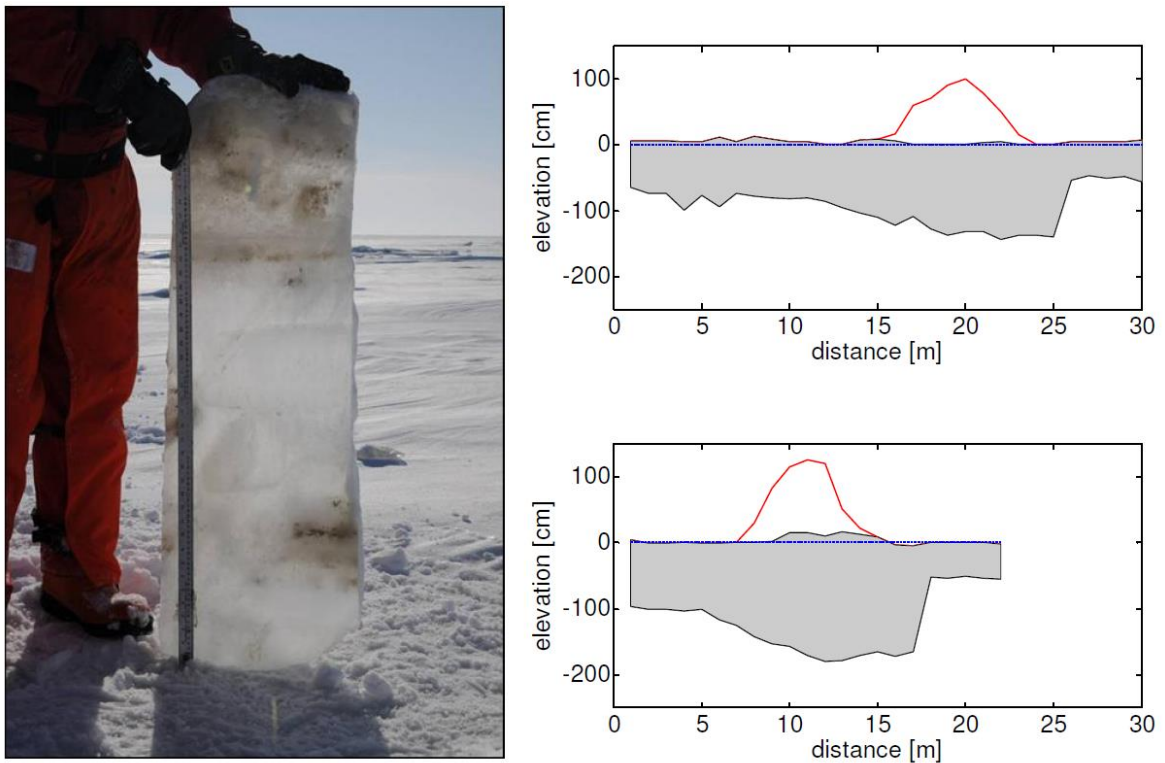


Рисунок 3.28 – Фотография (слева) блока льда, вырезанного из консолидированного слоя, и примеры (справа) профилей КС торосов Каспийского моря 2010 г. [132]

В таблице 3.10 представлены основные сведения о пористости торосов по данным экспедиций 2003–2013 гг. Минимальные и максимальные значения приведены не по отдельным скважинам, а по грядам торосов в целом. Парусы торосов 2003 г. в отличие от торосов других лет имеют заметно меньшую

пористость, чем кили (11%/18% соответственно). В пористость килей торосов 2005 г. свой вклад вносит КС, отношение толщины которого к общей толщине тороса в среднем в шесть раз больше, чем, к примеру, в 2003 г.

Таблица 3.10 – Основные сведения о пористости торосов Каспийского моря

		2003	2005	2008	2013
Средняя, %	Парус	11	17	17	13
	Киль	18	13	21	25
	В целом	17	14	20	22

Пористость киля исследованных торосов имеет тенденцию увеличиваться с увеличением средней толщины блоков, составляющих торос (рисунок 3.29). Коэффициент корреляции в этом случае составляет 0,68. Для пористости паруса не обнаружено такой явной зависимости.

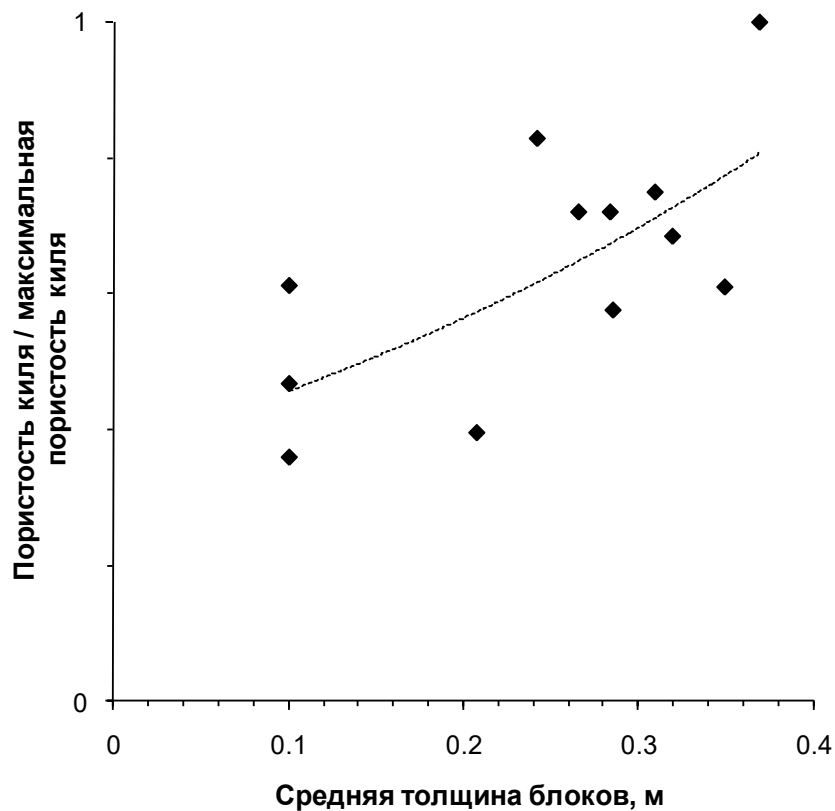


Рисунок 3.29 – Зависимость пористости киля торосов северо-западной части Каспийского моря от средней толщины блоков, составляющих торос

Пористость кия торосов северо-западной части Каспийского моря в 2003 и 2005 гг. увеличивается с глубиной, а в 2008 г. – остается примерно постоянной. Пористость паруса несколько меньше, чем пористость кия. Исключение составляют торосы в 2005 г., существенную часть кия которых составляет КС, влияющий на уменьшение пористости.

Величина пористости торосов северо-западной части Каспийского моря близка к величине пористости торосов Баренцева [130, 151, 200], Печорского [26] и Охотского морей [224].

Исследованные гряды торосов 2008 г. имели преобладающие кили в диапазоне 4–5 м, высоты паруса до 1 м при максимальных значениях –6,6 м глубины кия и 2,1 м высоты паруса [74]. Средняя толщина ровного дрейфующего льда составила 0,37 м, что является близкой к среднемноголетнему значению для северо-западной части Каспийского моря. Изменчивость по пространству толщины ровного льда была незначительной со стандартным отклонением, равным 0,02 м. Средняя толщина снега составила 0,02 м. Средняя толщина КС оказалась равна 0,44 м (максимальное значение 0,8 м). В исследованных торосах КС не являлся сплошным, а был в виде горизонтальных линз. Е.У. Миронов и В.С. Порубаев [50] оценивают среднюю протяженность линз в 16,5 м при максимальном значении 65 м. В парусах торосов содержится заметно больше твердого льда, чем в киях (69% против 52%). Это связано с тем, что в парусе, в отличие от кия, не формируется шуга, в результате чего содержание рыхлого льда в парусе существенно меньше, чем в киле. Анализ внутреннего строения ледяных образований показал, что средняя пористость торосов составила 20% при среднем характерном размере полости 0,4 м. Анализ распределения толщин блоков льда позволяет сделать вывод о том, что торосы образовались во второй половине января 2008 г. [74].

Основные геометрические параметры исследованных в ходе экспедиции 2013 г. торосов казахстанского сектора Каспийского моря (длина гребней, ширина паруса и кия, высота паруса, глубина кия, общая толщина) выглядят весьма внушительно для подобных объектов [76]. Причем, как показали результаты

анализа, при прокладке профилей бурения полностью захватить весь киль торосов в большинстве случаев не удавалось. Большинство точек торосов (более 50%) имело превышение от 0,5 до 1 м. Превышения более 1,5 м имели менее 12% точек, а более 2 м – менее 4%. Ни одна из полуметровых градаций толщин на распределениях глубин килля и общей толщины не превысила 10%. На гистограмме глубины килей с 2 до 7 м наблюдалось относительно равномерное распределение толщин. В распределении для общей толщины льда в торосах выделяются два основных пика – 2,5–3 м и 6,5–7 м. Однако, как и в распределении глубины килей в целом, толщины в диапазоне от двух до восьми метров распределены относительно равномерно. Средняя толщина окружавшего торосы ровного льда составила 0,54 м, толщина снежного покрова равнялась 0,05 м (максимальная толщина была 0,14 м). Экстремальные положения границ КС, наблюдавшиеся в отдельных случаях, свидетельствовали о том, что после термического образования КС подвергался влиянию динамических процессов. Гистограмма распределений толщины КС в торосах показала, что наибольшее количество случаев пришлось на диапазоны толщины 0,5–1 м (41%) и 1–1,5 м (32%). Случаи, когда толщина КС была больше 2 м, в сумме не превысили 6,5%. Результаты анализа содержания в торосах плотного льда показали, что его присутствие в торосах имело доминирующий характер (в некоторых скважинах плотный лед занимал всю толщу). Среднее содержание плотного льда составило довольно высокий для торосов показатель – 73% (в парусе – 83%). Содержание плотного льда в парусе традиционно несколько выше, чем в киле, так как в надводной части тороса не формируется шуга, и – соответственно – меньше содержание рыхлого льда. В неконсолидированной части плотного льда меньше, но он там тоже преобладает – 58% в целом. Средняя пористость торосов составила 22% при среднем характерном размере полости 0,27 м. Пористость паруса (0,13) более чем в два раза уступает пористости килля (0,25), которая, главным образом, и определяет общую пористость тороса. Пористость неконсолидированной части в среднем по торосам равна 33%. Подавляющее большинство (57%) обнаруженных в торосах пустот имели вертикальный размер

до 0,2 м. Некоторые пустоты могли достигать весьма значительных величин (до 3,47 м), но в целом на все крупные пустоты более 1 м в совокупности приходилось менее 4% [76].

На рисунке 3.30 приведена оценка распределения вероятности нахождения льда по глубине для районов проведения исследований. Очевидно, что максимальная глубина отличной от нуля вероятности наличия льда определяется глубиной моря в районе проведения исследований. Как можно видеть из графиков рисунка 3.30, пик вероятности наличия льда на горизонте уровня моря соответствует КС. Вероятность наличия льда не является стопроцентной даже в районе уровня моря. Это говорит о том, что в торосах северо-западной части Каспийского моря в 2003 и 2008 гг. отсутствовал сплошной КС. Ниже расположения КС на некотором диапазоне глубин вероятность наличия льда меньше, чем в КС, меняется незначительно, и даже остается постоянной, как, например, в 2003 г. В нижней части килы торосов вероятность наличия льда убывает по экспоненте [171]. В 2005 г. вероятность наличия льда на горизонте от 0 до $-0,5$ м практически скачкообразно возрастает и становится близкой к единице, а на глубине от $-0,24$ до $-0,34$ м равняется единице. Это указывает на расположение в этом диапазоне глубин сплошного КС, который в некоторых торосах был несколько притоплен. Ниже КС вероятность наличия льда в киле торосов 2005 г. монотонно уменьшается практически линейно.

Необходимо отметить один важный аспект, касающийся торосов Каспийского моря. Это взаимодействие дрейфующих льдов с морским дном. Пропахиванию дна подвержены мелководные участки дна более чем на 50% площади Северного Каспия (свыше 200 км^2). Эти процессы имеют массовый (хотя и сезонный) характер и играют важную роль в экологии данного водоёма [16].

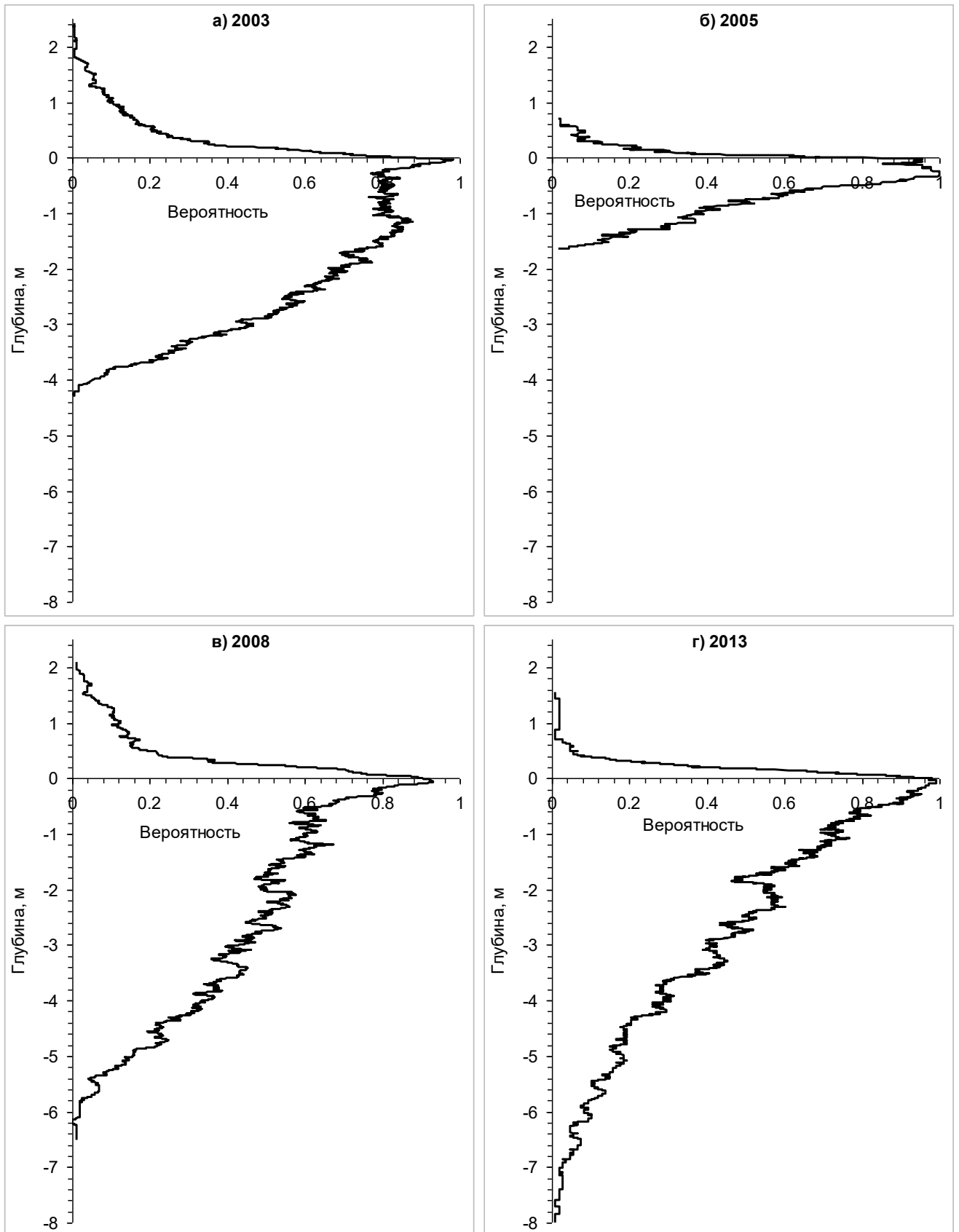


Рисунок 3.30 – Оценка распределения вероятности нахождения льда по глубине для торосов Каспийского моря

3.2.2. Торосы Азовского моря

В 2005 г. ААНИИ проводил исследования торосов Азовского моря. В настоящее время нет достаточных сведений о его ледовых условиях. Практически отсутствует информация о морфометрических характеристиках гряд торосов и стамух.

В сезоне 2004/2005 гг. в регионе Азовского моря наблюдалась мягкая зима. Аномально теплым был весь период с ноября по февраль. Два периода (24–31 января и 1–13 февраля 2005 г.) с устойчивыми отрицательными температурами воздуха (средние значения за период составили $-2,5$ °С и -9 °С соответственно) обусловили особенности развития ледовых процессов в зимний сезон. В результате к середине февраля практически вся акватория моря покрылась молодыми и начальными видами льдов. Максимальные толщины ровного льда наблюдались в припае и находились в диапазоне 0,25–0,35 м. Торосистость ледяного покрова оценивалась преимущественно в один балл, с отдельными зонами в 2–3 балла.

Были исследованы две гряды торосов. Всего было пробурено 35 скважин на торосах с записью параметров бурения и 38 скважин на ровном льду. На всех записях бурения торосов по расположению участков плотного, рыхлого льда и пустот были определены границы КС. В пяти скважинах расположение границ КС уточнялось по изменению давления воды над коронкой.

На рисунке 3.31 представлены два варианта распределения объемного содержания твердой фазы льда по глубине. По кривой 1 можно сделать заключение, что верхняя граница КС лежит в диапазоне от 0,08 до $-0,08$ м со средним значением 0 м. Нижняя граница КС лежит в диапазоне от $-0,08$ до $-0,48$ м со средним значением $-0,28$ м. Эти значения близки к средним границам КС, определенным по расположению участков плотного, рыхлого льда и пустот (0,03 и $-0,27$ м). Можно заключить, что среднее значение толщины КС с вероятностью 95% равняется $0,29 \pm 0,04$ м. Стандартное отклонение средней толщины КС равняется 0,12 м. Отношение средней толщины КС к средней толщине ледяных блоков, слагающих гряды торосов, равняется 4,0.

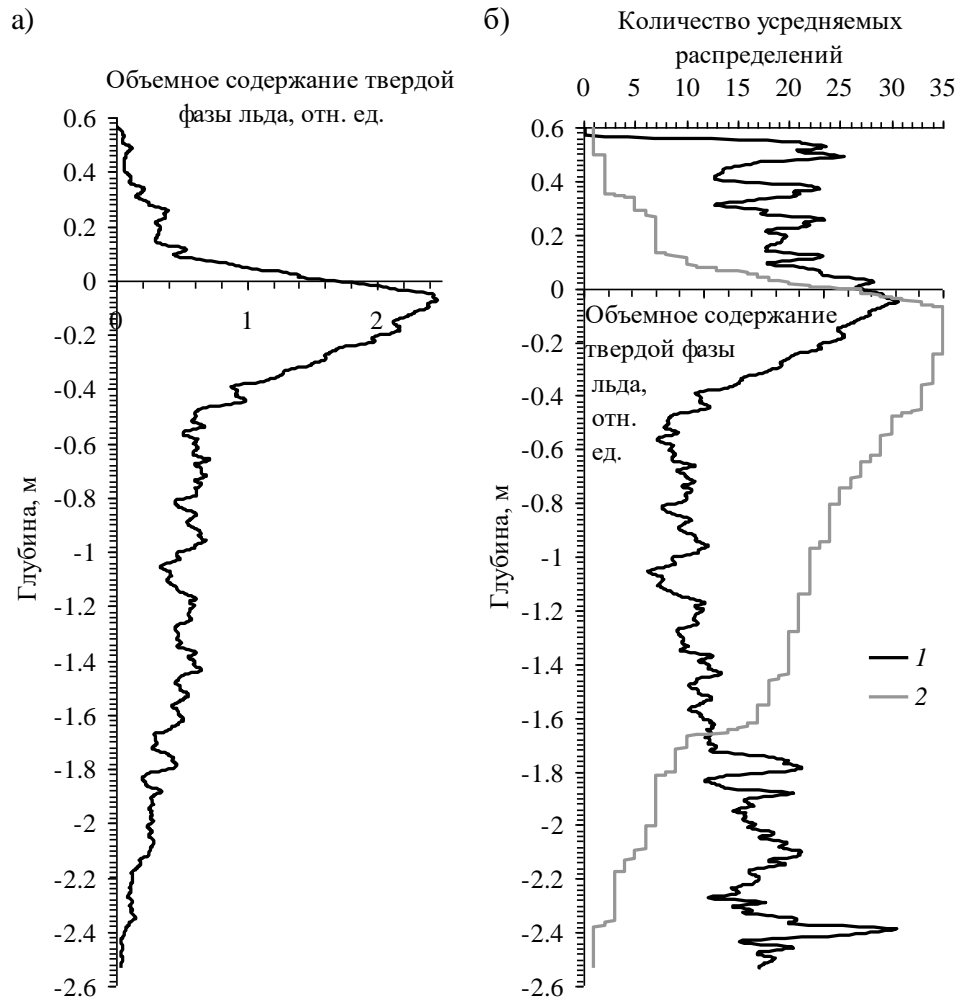


Рисунок 3.31 – Распределение объемного содержания твердой фазы льда в торосах Азовского моря в 2005 г.

а) количество усредняемых распределений одинаково; б) количество усредняемых распределений на разной глубине различно (1 – объемное содержание; 2 – количество усредняемых распределений).

Согласно формуле (2.3) по площади под кривой распределения при отрицательных глубинах и при положительных глубинах с учетом того, что лед торосов практически является пресным, а снежный покров отсутствует, можно оценить среднее процентное содержание воздуха в киле торосов. Это значение равняется 0,7%, что явно не соответствует действительности, поскольку лед находился на заключительной стадии весеннего ослабления, а это указывает на обилие воздушных пор. Следовательно, торосы были несколько притоплены,

поскольку они находились в припае. Это подтверждается тем, что в четырех точках бурения поверхность льда находилась ниже уровня моря.

Пористость кия среднестатистического тороса Азовского моря уменьшается с глубиной (рисунок 3.31б). Это отличает торосы данного региона от торосов других регионов. Данное обстоятельство, по-видимому, связано с тем, что торосы образовались из экстремально тонкого льда (средняя толщина 7 см), и во время образования торосов происходило уплотнение кия. Пористость небольших килей достаточно высока, но по мере увеличения осадки кия сила Архимеда действовала все активнее, и участки кия с большой осадкой оказывались сильно уплотнены.

На рисунке 3.32 приведены фрагменты профилей термобурения торосов Азовского моря. Определение границ КС производилось по расположению границ плотного, рыхлого льда и пустот, а в некоторых точках – по записи давления воды над коронкой [57]. КС выделен на рисунке отдельным цветом. Его толщина в центральной части заметно тоньше, чем толщина ровного льда. Коэффициент отрицательной корреляции толщины КС и величины паруса тороса равняется 0,66, толщины КС и общей толщины тороса – 0,65. Это связано с тем, что высота паруса уменьшает градиент температуры на нижней поверхности КС, и снижает скорость его роста. Напротив, на краях тороса толщина КС больше толщины ровного льда. Это подтверждает высказанное Тышко К.П. [частное сообщение, 2004] предположение о максимальной толщине КС (см. выше). Отношение средней толщины КС к средней толщине ровного льда равняется 0,8.

Среднее значение отношения толщина КС / толщина тороса равняется 0,33.

Пористость торосов Азовского моря относительно высока, равняется 0,36 и в среднем на 13% больше, чем в других регионах (рисунок 3.33). Это связано с тем, что промежутки между блоками льда в киях торосов часто заполнены шугой, которая препятствует более плотной упаковке блоков. Пористость парусов торосов в целом больше, чем килей (0,38 и 0,35 соответственно), в отличие от других регионов, где обычно пористость кия больше, чем паруса. Здесь свой

вклад вносит КС, отношение толщины которого к общей толщине тороса больше, чем в других регионах.

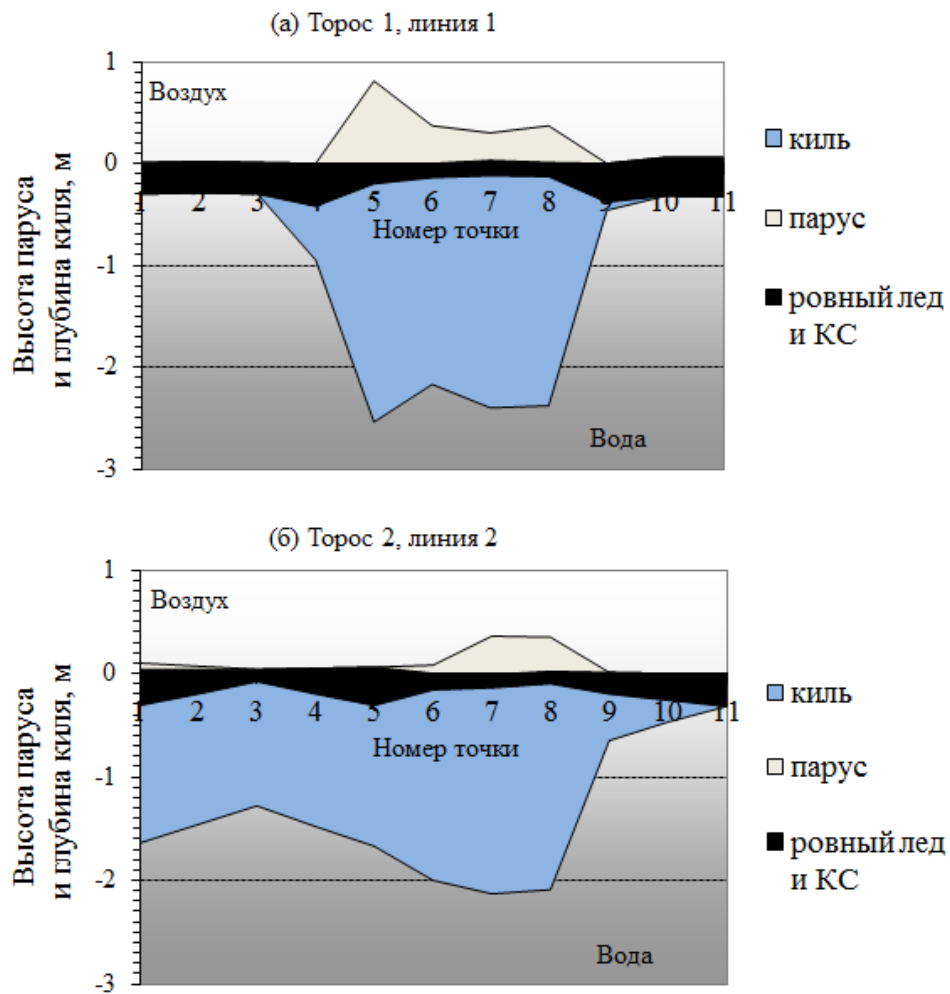


Рисунок 3.32 – Фрагменты профилей термобурения торосов Азовского моря 2005 г.



Рисунок 3.33 – Пористость торосов Азовского моря в 2005 г.

На рисунке 3.34 приведена оценка распределения вероятности нахождения льда по глубине для Азовского моря на основе данных 2005 г.

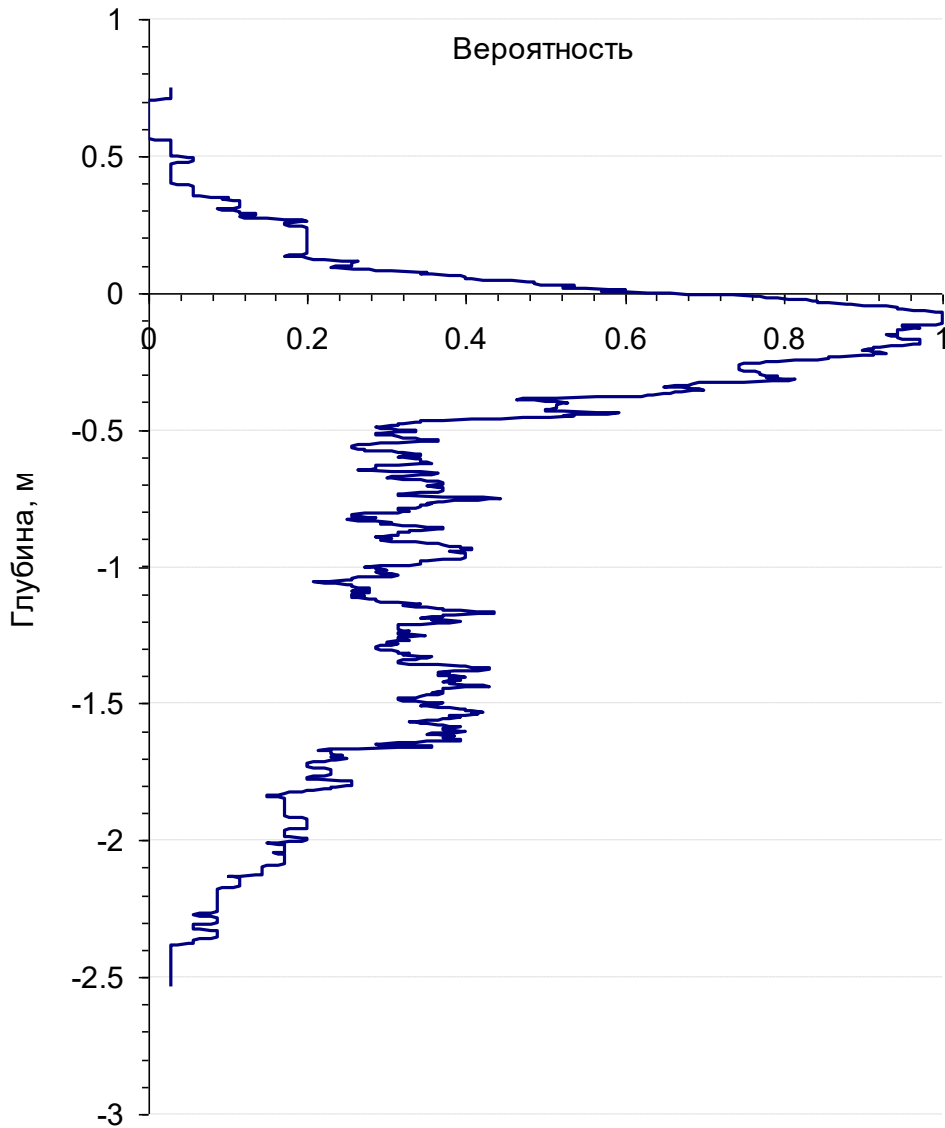


Рисунок 3.34 – Оценка распределения вероятности нахождения льда по глубине для торосов Азовского моря по данным 2005 г.

3.3 Торосы центральной части Арктического бассейна

Непосредственные подледные морфологические наблюдения в Арктическом бассейне впервые были организованы на дрейфующей станции «СП–18» (частично на «СП–19») в летний период 1969 и 1970 гг. Рассматривались вопросы формирования тороса, преимущественно нижней его части, мелкими и крупными обломками при торошении многолетнего льда [25]. В структуре торосов, образовавшихся при деформации многолетних ледяных полей преобладают бесформенные обломки, больше похожие на сферы и кубы, в то время как в структуре торосов из молодого льда преобладают обломки в форме пластин и стержней [21]. В подводной части гряд свежих торосов преобладают более крупные обломки, чем в надводной части. Средняя величина отношения осадки гряд торосов к их надводной высоте находится в пределах от 4,8 до 5,5 (там же). На дрейфующей станции «СП–22» был определен коэффициент заполнения тороса по объему вытесненного при торошении замерзшего разводья льда толщиной 20 см. Он получился равным 0,48 [38]. Морфометрические исследования торосов проводились также на «СП–32».

Семнадцать однолетних торосов различной морфологии были исследованы автором во время полевых сезонов 2004–2013 гг. на дрейфующих станциях и дрейфа 2010–2011 гг. на «СП–38». Внутреннее строение торосов определялось с помощью электротермобурения с записью скорости бурения на компьютер. Эти торосы имели следующие морфометрические характеристики: максимальная осадка киль находилась в пределах от 3,5 до 19 м; максимальная высота паруса – от 1,7 до 6 м; отношение киль/парус – от 1,5 до 4,9; средняя толщина КС торосов находилась в пределах от 0,4 до 3,4 м; пористость торосов – в пределах от 6 до 16%; степень консолидации – от 0,21 до 0,64. Рассмотрим наиболее показательные случаи.

В сентябре 2004 г. во время высадки станции «СП – 33» ледоисследовательский отряд экспедиции проводил электротепловое бурение торосов. Результаты исследования внутреннего строения торосов приведены в [180]. Было исследовано три тороса: два – во время выполнения вертолётных

станций и один на стационарном полигоне в районе лагеря СП–33. Вертолётные станции были короткими по продолжительности, поэтому торосы, а точнее, их части, исследовались недостаточно подробно. Тем ни менее, на первой вертолётной станции было выполнено бурение 28 скважин на двух торосах, из них 10 – с записью скорости. На одном из торосов впервые был продемонстрирован способ определения границ КС по записи давления воды над коронкой. Запись приведена на рисунке 3.35. Соотнеся характер изменения давления воды в скважине с соответствующей скоростью погружения бура, можно сделать заключение, что в данном случае верхняя граница КС расположена на горизонте 0,31 м. Нижняя граница располагается на горизонте –0,24 м, где повышение скорости бурения показывает наличие рыхлого льда.

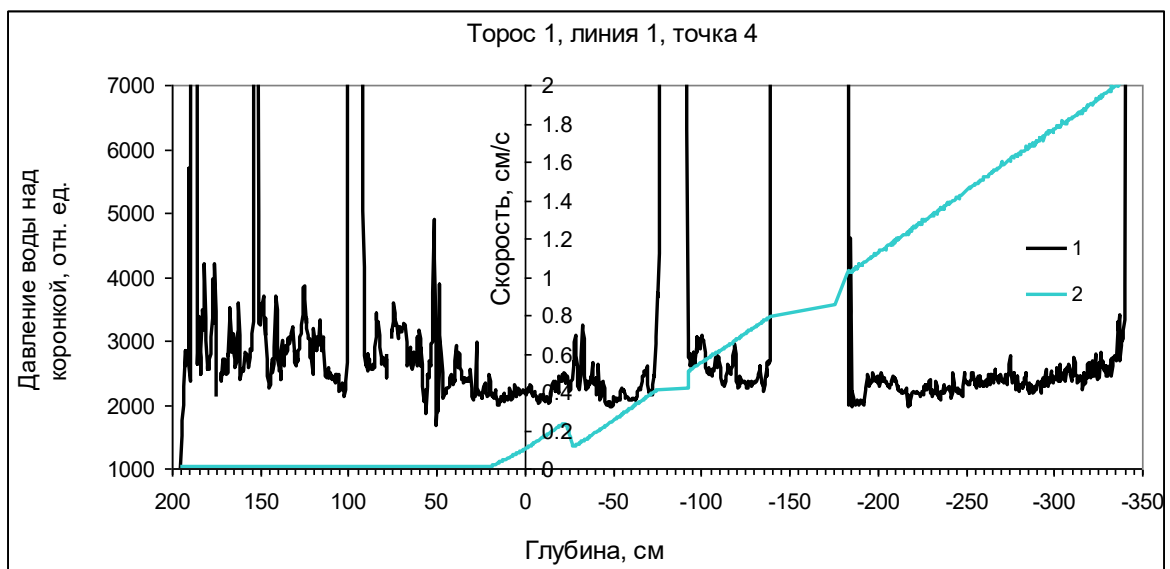


Рисунок 3.35 – Определение границ КС по записи скорости бурения и давления воды над коронкой

1 – скорость бурения, 2 – давление воды

В 2008 г. на дрейфующей станции «СП–35» во время сезонных работ были исследованы четыре тороса [113]. Торос №2 был самым крупным, парус которого представлял собой четыре гребня, расположенных друг за другом, образовавшихся в разное время и сложенных из однолетнего льда разной толщины. Профиль бурения показан на рисунке 3.36.

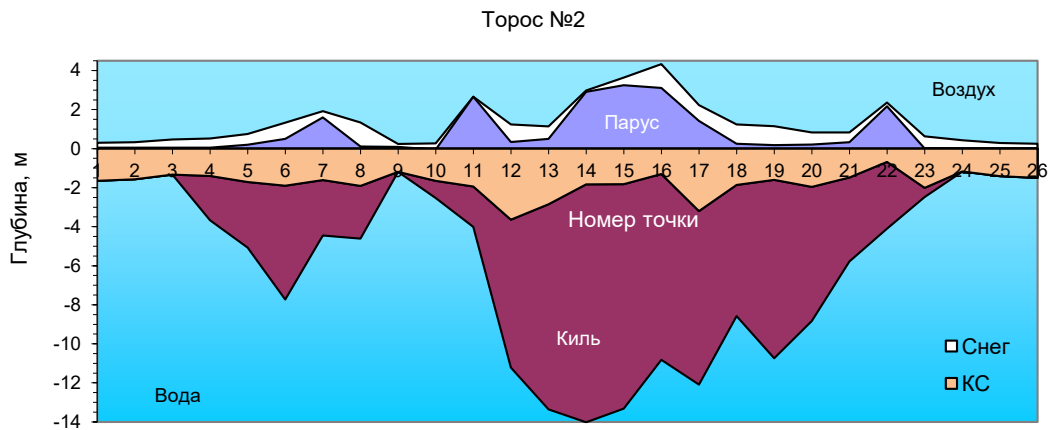


Рисунок 3.36 – Профиль бурения тороса №2

Ширина тороса №2 составила 90–95 м, максимальная общая толщина льда составила 17 м. Гистограмма распределения толщины блоков, составляющих парус тороса №2, имеет три максимума, указывающих на то, что гряды тороса образовались в разное время. Судя по килю этого торосистого образования, первая гряда – это фактически отдельный торос.

Торос №3 представлял собой небольшую гряду, образовавшуюся в результате сжатия разводья, покрытого тонким (0,1 м) льдом. Тонкий лед оказался выторошенным на поверхность. Торосистое образование №4 также образовалось в результате сжатия разводья, но в отличие от тороса №3 лед замерзшего разводья был существенно большей толщины (около 0,3 м), поэтому морфометрические характеристики этих двух образований различны. В результате сжатия битый тонкий лед разводья оказался вытесненным толстым ровным льдом. Обломки тонкого льда в торосе №3 распределились практически равномерно сверху и снизу. Об этом говорит соотношение «максимальный киль / максимальный парус», равное 1,4. Hopkins проводил численное моделирование процессов торошения, когда тонкий лед замерзшего разводья взаимодействует с толстым льдом [146–148]. По его мнению, на первой стадии формирования таких торосов более тонкий лед вытесняется на поверхность толстого льда и формирует парус тороса. На второй стадии блоки тонкого льда вытесняются под толстый лед и начинают формировать киль тороса. Таким образом, если сжатие в этот момент прекращается, то вполне вероятно, что торос

будет иметь соотношение паруса и киля близкое к тому, что наблюдалось у тороса №3. Киль тороса №3 был заморожен почти полностью. Парус тороса №4 был смещен относительно киля, поэтому та часть тороса, в которой вес массы льда паруса не был уравновешен архимедовой силой со стороны киля, была притоплена.

Торосы №5 и №6 были исследованы весной 2009 г. на ледовой базе Барнео [104]. Торос №5 был почти полностью занесен снегом. Соотношение «максимальный киль / максимальный парус» для него равнялось 3,0, что характерно для многолетних торосов. Однако средняя толщина КС, равная 3,5 м указывает на то, что этот торос является двухлетним. Особенный интерес вызвал торос №6, т.к. он оказался самым молодым торосом из ранее исследованных. Учитывая то, что толщина блоков тороса №6 составляла в среднем 0,7–0,8 метров, а толщина ровного льда вблизи тороса составляла один метр, снежный покров практически отсутствовал, и температура воздуха в течение 2–3 недель держалась в районе $-35...-40$ °С, можно оценить возраст тороса №6 в 10–20 дней. Он образовался в результате торошения ровного однолетнего льда и двухлетнего ледяного поля. Об этом говорят измерения толщины ровного льда, окружающего торос, и реконструкция строения киля тороса по записи скорости бурения (рисунок 3.37).

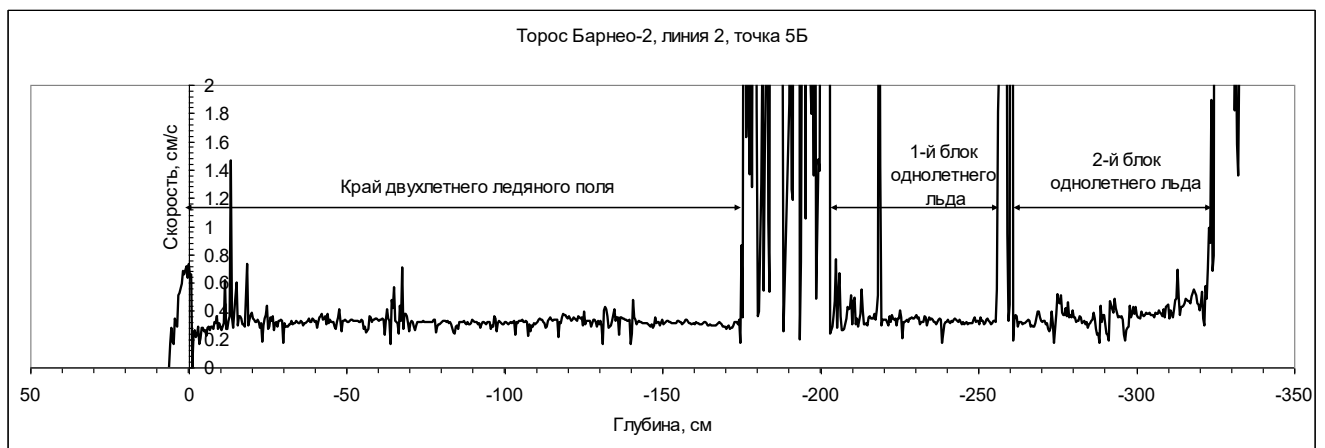


Рисунок 3.37 – Реконструкция строения киля тороса по записи скорости бурения

В 2010 г. на ледовой базе Барнео были подробно исследованы четыре тороса. Соотношение «максимальный киль / максимальный парус» для этих торосов находилось в пределах от 3,3 до 5,0, их степень консолидации была 0,28...0,46. Пористость колебалась от 7 до 16%. Соотношение «средняя толщина КС / средняя толщина ровного льда» находилось в пределах 1,32...1,59, что характерно для однолетних торосов в регионах с суровыми климатическими условиями. Наиболее примечательный торос №4 (Барнео–09) представлен на рисунке 3.38. Он образовался 13.04.2010 г. в результате сжатия льда замерзшего разводья. Основная масса тонкого льда оказалась выторошенной на поверхность и образовала парус тороса. Толщина тонкого льда была 0,13 м, толщина толстого льда составляла в среднем 1,63 м. Соотношение толщин торосившегося льда составляло приблизительно 1:12,5. Спустя восемь суток было выполнено бурение секущего профиля с интервалом 0,5 м. Воздействие холода на торос №4 (Барнео–09) определялось температурой воздуха и оценено на момент бурения в 154 градусо-дня. Ширина тороса №4 (Барнео–09) составила в месте бурения около 8 м, максимальная общая толщина льда – 3,7 м. Профиль бурения тороса №4 (Барнео–09) приведен на рисунке 3.39. Край ровного толстого льда под действием массы вытесненного битого льда разводья притоплен (рисунок 3.39, точки 6–18).



Рисунок 3.38 – Общий вид тороса №4(Барнео–09)

На дрейфующей станции «СП–38» автором в период с 25.3.11 по 22.6.11 были подробно исследованы три однолетних тороса, образовавшихся из льда

разной толщины [173]. На рисунках 3.40–3.42 приведены профили их поперечного сечения.

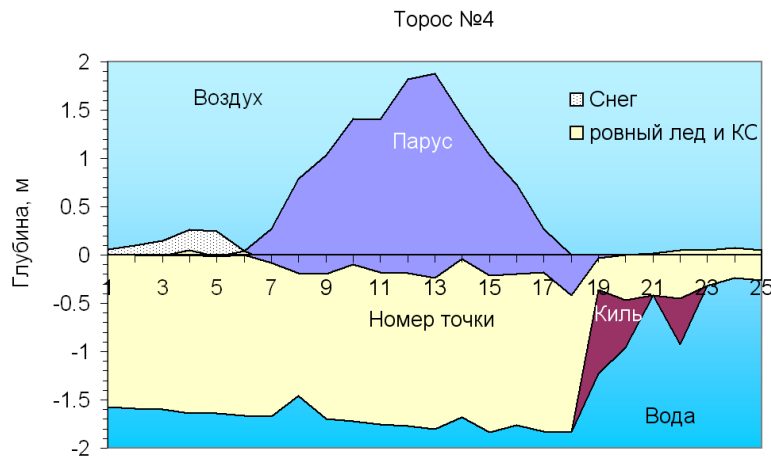


Рисунок 3.39 – Профиль бурения тороса №4(Барнео–09). Расстояние между точками 0,5 м

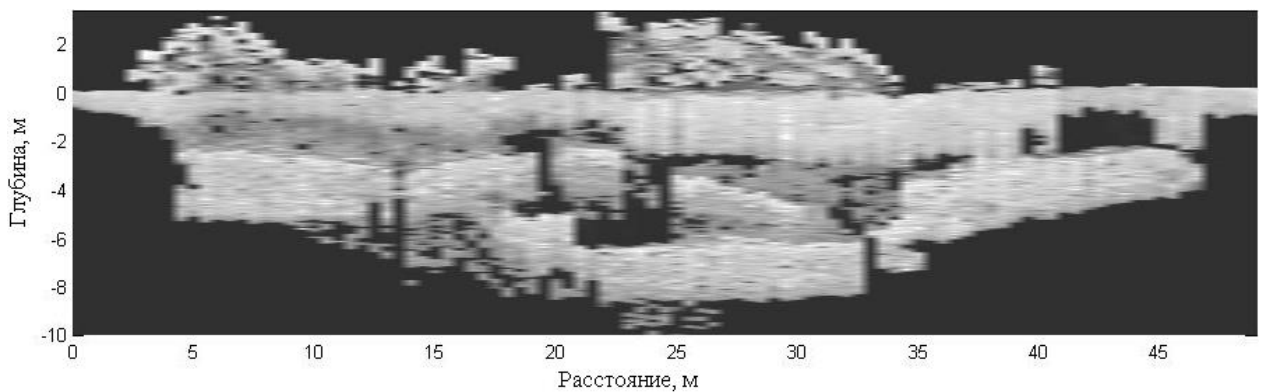


Рисунок 3.40 – Профиль поперечного сечения тороса №1(«СП–38»)

На разрезе кия тороса №1(«СП–38») можно выделить всего пять-шесть крупных блоков льда (рисунок 3.40). Два паруса тороса состоят из мелких обломков льда. По цвету достаточно хорошо выделяется КС тороса. Под правым парусом это слой значительной толщины, определяющийся блоками толстого льда. В левой части тороса КС представляет собой более тонкий слой, отделенный от толстых блоков внизу кия более темной по цвету областью с присутствующими в ней пустотами в виде небольших черных пятен. Он имеет наибольшую толщину под левым краем левого паруса и в центре тороса между парусами. Минимальная его толщина находится под левым парусом.

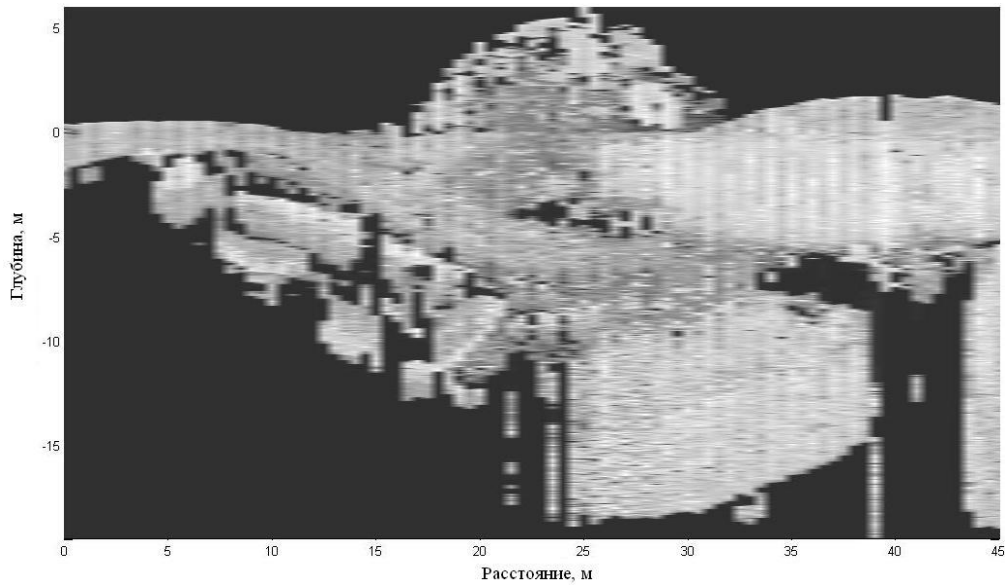


Рисунок 3.41 – Профиль поперечного сечения тороса №2(«СП–38»). В правой части рисунка можно видеть фрагмент многолетнего тороса, являющийся частью тороса №2(«СП–38»)

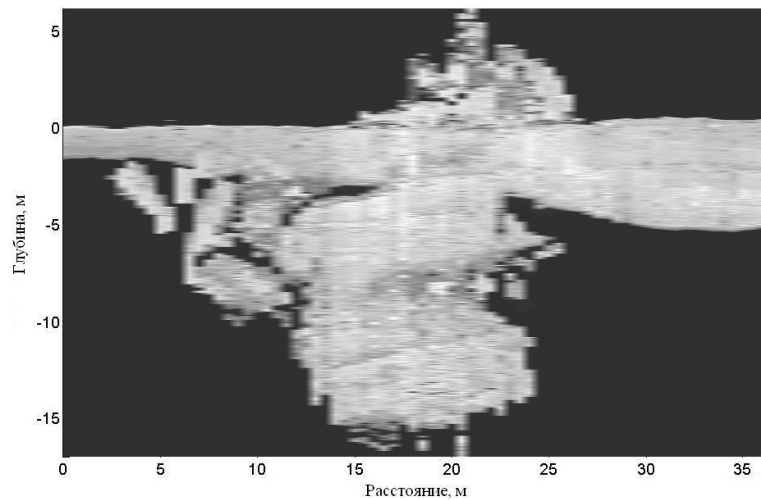


Рисунок 3.42 – Профиль поперечного сечения тороса №3(«СП–38»). В правой части рисунка можно видеть фрагмент многолетнего тороса, на краю которого сформировался торос №3(«СП–38»)

Как видно из рисунка 3.41, торос №2(«СП–38») вобрал в себя фрагменты многолетнего тороса. Весь профиль поперечного сечения тороса можно условно разделить на пять зон, заметно выделяющихся по своему составу. Первая зона соответствует парусу тороса, сложенному из большого количества мелких и нескольких крупных блоков льда. Вторая зона располагается в правой части

профиля и соответствует ненарушенному многолетнему торосу. Третья зона располагается в правой нижней части, по яркости одинакова со второй зоной и соответствует другому фрагменту многолетнего тороса, смещенному под ненарушенную часть многолетнего тороса. Четвертая зона соответствует левой верхней части килья. Она имеет одинаковую яркость окраса, более темную, чем многолетний торос, и соответствует более пористому льду. И последняя, пятая зона представляет собой нагромождение в нижней левой части килья тороса крупных плотных блоков льда, по яркости соответствующих обломкам льда с края многолетнего тороса. КС в левой части тороса №2 («СП–38») имеет заметный прогиб вверх. Необходимо признать, что генезис данного тороса до конца не ясен.

На первый взгляд киль тороса №3 («СП–38») представляет собой два больших ледяных образования, расположенных друг на друге и сбоку подпертых кучей отдельных блоков существенно меньших размеров. Однако между ними не просматривается сколько-нибудь заметной разделительной границы. Нижний фрагмент пересекает наклонная темная полоса, которая, возможно, является границей между блоками, лежащими друг на друге. Причем эта полоса практически параллельна границе раздела верхнего фрагмента и КС. Трудно сказать определенно, но возможно, что эта стопка состоит из большего числа пластин льда, чем два крупных фрагмента. Генезис данного тороса также не ясен. Во время подледных морфологических наблюдений на дрейфующей льдине «СП–18» (частично на «СП–19») в летний период 1969 и 1970 гг. было отмечено, что при торошении многолетнего льда нижняя часть тороса в значительной мере формируется крупными обломками [25]. Мелкие обломки всплывают под поверхность торосящихся льдов и большей частью выторашиваются на поверхность льда.

14–15 июня 2011 г. было выполнено разовое измерение температуры льда тороса №2 («СП–38») в двух скважинах с помощью макета термозонда [64, 115]. На рисунке 3.43 приведены профили температуры в скважинах, расположенных на дистанциях 31,5 м (а) и 37,5 м (б), см. рисунок 3.41. Температура воздуха была $-1...-2$ °С.

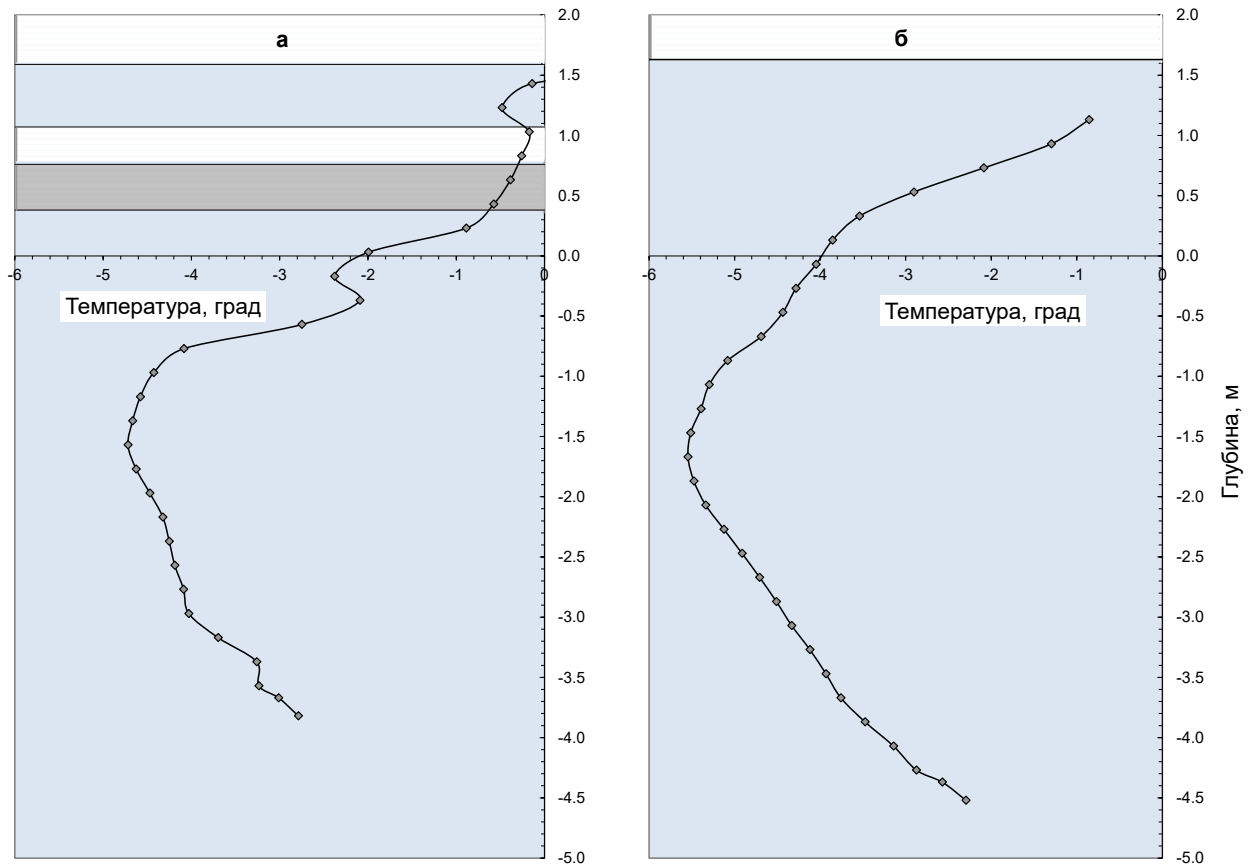


Рисунок 3.43 – Температура тороса №2 («СП–38») 14–15 июня 2011 г., измеренная в двух скважинах: на дистанции 31,5 м (а) и на дистанции 37,5 м (б) (см. рисунок 3.41). Поверхность ледяного покрова находилась на горизонте 1,59 м (а) и 1,63 м (б). Снежный покров отсутствовал. Бледно-голубой цвет соответствует льду, белый цвет на горизонте 0,76...1,07 м (а) соответствует пустоте, серый фон на горизонте 0,38...0,76 м (а) — рыхлому льду

Характер распределения температуры в КС тороса такой же, как в ровном льду. Наблюдается высокий положительный градиент температуры в верхней части КС, когда произошло резкое потепление воздуха почти до нулевой температуры. Аппроксимировав температуру прямой линией в нижней части КС, можно оценить расположение нижней границы КС.

На рисунках 3.44–3.46 приведено распределение объемного содержания твердой фазы льда по глубине для исследованных торосов. По этим кривым можно оценить среднее положение границ КС и его среднюю толщину. Алгоритм оценки границ КС рассмотрен в параграфе 2.3. Фактически, верхнее плато

графика на рисунке 3.44 в районе уровня воды (нулевая глубина) есть интегральное распределение вероятности положения верхней границы КС.

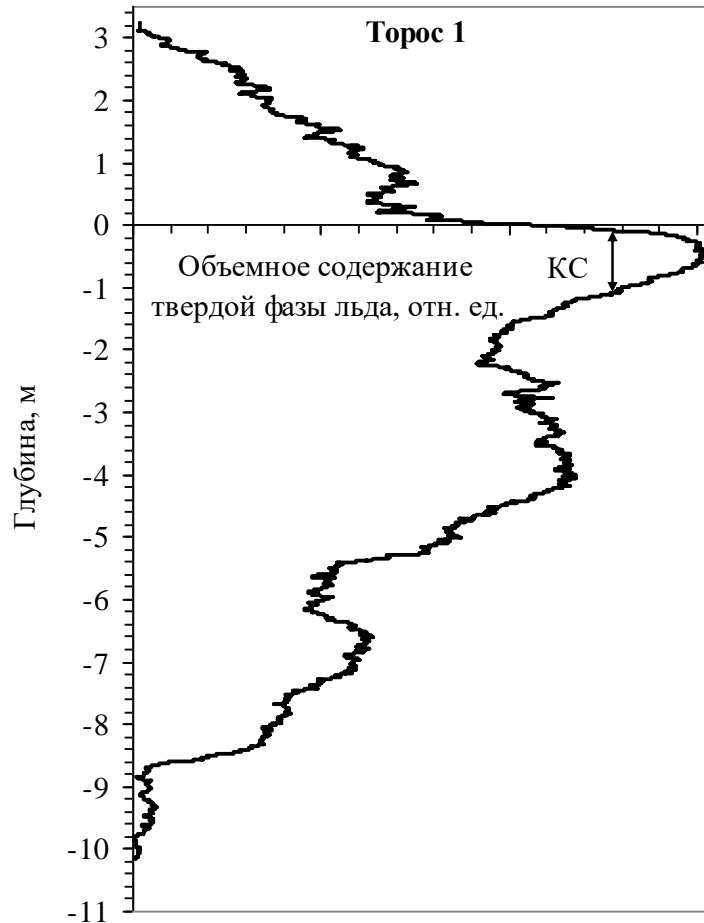


Рисунок 3.44 – Распределение объемного содержания льда по глубине для тороса №1 («СП–38»). По графику можно оценить среднюю толщину консолидированного слоя, который выделен стрелкой.

Предположительно, в данном случае она распределена по нормальному закону, хотя в некоторых других случаях эти пологие участки на графиках хорошо аппроксимируются прямыми линиями. Т.е. в этих случаях верхняя граница КС распределена равномерно. Исходя из формы закона распределения, определяется среднее положение границ КС. В случае тороса №1 («СП–38») необходимо определить среднее значение VCI на участке глубин $0,19 \dots -0,48$ м, соответствующем интегральному распределению верхней границы КС. Соответствующая этому значению глубина $-0,1$ м является средним положением

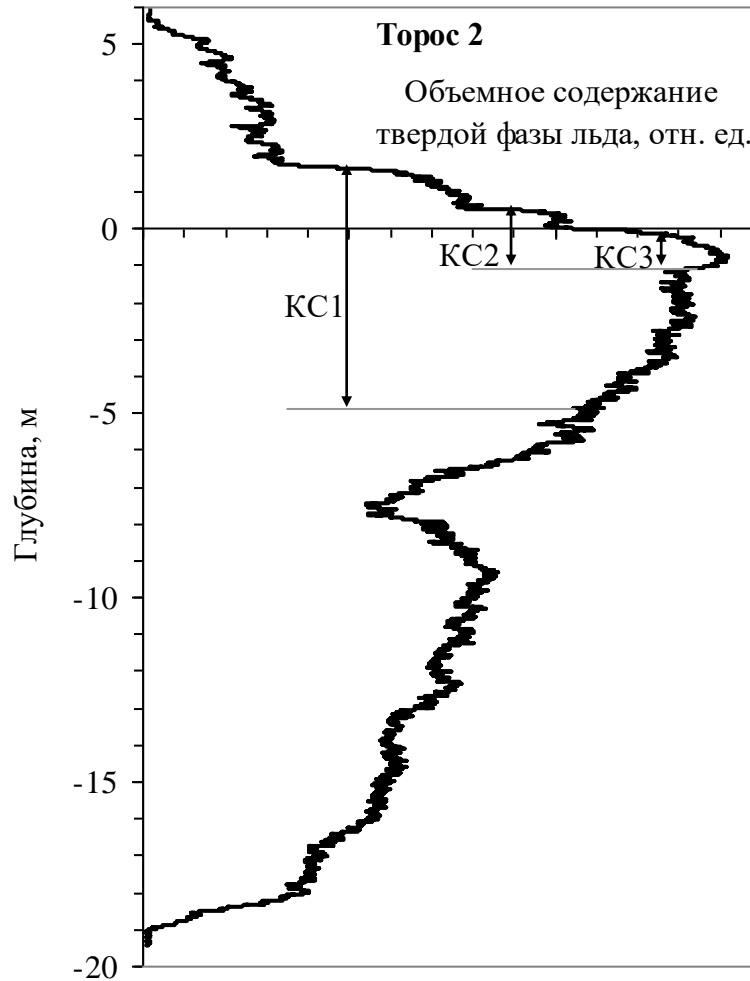


Рисунок 3.45 – Распределение объемного содержания льда по глубине для тороса №2 («СП–38»). По графику можно оценить толщину консолидированного слоя, который выделен стрелками. КС1 – средняя толщина фрагмента многолетнего тороса, который является частью тороса №2 («СП–38»). КС2 – средняя толщина КС левой части тороса №2 («СП–38») на дистанции 0...14 м. КС3 – средняя толщина КС тороса №2 («СП–38») под парусом на дистанции 15...26 м

верхней границы КС. Что касается нижней границы КС, то за счет того, что КС растет вниз и вбирает в себя расположенные ниже блоки льда, распределение ее положения должно быть близко к логнормальному. Границы этого распределения представляются равными $-0,48$ и $-1,65$ м, так как с возрастанием глубины от $-0,48$ м значения VCI начинают убывать, а на глубине $-1,65$ м – снова нарастать под влиянием расположенных ниже КС крупных блоков льда (см. рисунок 3.40).

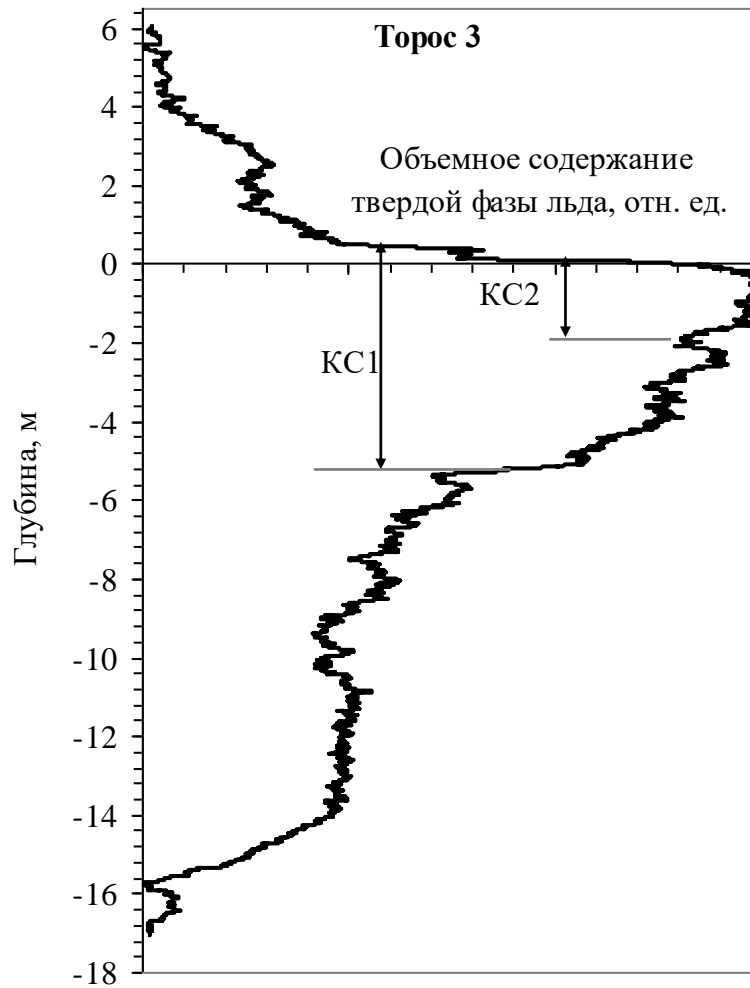


Рисунок 3.46 – Распределение объемного содержания льда по глубине для тороса №3 («СП–38»). По графику можно оценить толщину КС, который выделен стрелками. КС1 – средняя толщина фрагмента многолетнего тороса, который является частью тороса №3 («СП–38»). КС2 – средняя толщина КС левой части тороса №3 («СП–38») на дистанции 0...21 м (см. рисунок 3.42)

Определив среднее значение VCI на этом участке глубин, получим соответствующее ему значение $-1,2$ м, которое и будет средним положением нижней границы КС. Таким образом, среднюю толщину КС тороса №1 («СП–38») по распределению на рисунке 3.44 можно оценить в $-0,1+1,20 = 1,1$ м. Следует понимать, что определенная таким способом средняя толщина КС относится к левой части тороса №1 («СП–38») (см. рисунок 3.40) на дистанции 0...23 м. На дистанции 23...40 м средняя толщина КС определяется толстыми блоками льда и равняется 2,6 м.

КС тороса №2 («СП–38») существенно неоднороден. Об этом говорят три плато на графике рисунка 3.45 в диапазоне глубин, соответствующих положению верхней границы КС. Также наблюдается небольшое плато в диапазоне глубин $-1 \dots -1,2$ м, соответствующее положению нижней границы некоторой части КС. Ниже этого диапазона VCI практически постоянно, что указывает на наличие толстого КС. В диапазоне глубин $-3,5 \dots -7,5$ м распределена нижняя граница другой части КС. Среднее положение ее находится на глубине $-4,9$ м. Выделенный стрелкой на рисунке 3.45 КС1 фактически является частью многолетнего тороса, фрагмент которого входит в торос №2 («СП–38»). Среднюю толщину КС1 можно оценить в $6,4 \dots 6,5$ м. КС2 – это КС левой части тороса №2 («СП–38») на дистанции $0 \dots 14$ м (см. рисунок 3.41). КС2 не экранирован парусом от воздействия холода, и поэтому его средняя толщина несколько больше, чем толщина КС3 на дистанции $15 \dots 26$ м. Среднюю толщину КС2 можно оценить в $1,6 \dots 1,7$ м, КС3 – $0,8 \dots 0,9$ м. Эта картина хорошо согласуется с концепцией, предложенной К.П. Тышко [частное сообщение, 2004], согласно которой на краях паруса тороса, где наблюдается минимальное ($0,05 \text{--} 0,20$ м) превышение льда над уровнем воды, температурный градиент более сильный, нежели внутри паруса, и, следовательно, толщина КС в этих областях больше.

КС тороса №3 («СП–38») фактически имеет смысл только на дистанции $0 \dots 21$ м (см. рисунок 3.42), т.к. дальше он переходит во фрагмент многолетнего тороса. Плато на графике рисунка 3.46 в диапазоне глубин, соответствующих положению верхней границы КС, имеет ступеньку, которая указывает, что распределение верхней границы КС двумодально. Максимумы распределения расположены на высоте $0,43$ и $0,07$ м. Значение $0,43$ соответствует среднему значению паруса многолетнего тороса, а $0,07$ – среднему значению положения верхней границы КС. Плато в диапазоне глубин $-5,1 \dots -5,5$ м соответствует положению нижней границы кия многолетнего тороса. На рисунке 3.46 поведение кривой VCI в диапазоне глубин $-1,6 \dots -2$ м отражает распределение нижней границы КС тороса №3 («СП–38»). Однако фактически это распределение ниже -2 м «экранировано» льдом многолетнего тороса. Среднее значение

толщины КС, определенное по участкам плотного и рыхлого льда на записях скорости тороса №3 («СП-38»), равняется 2,1 м. Это значение и отражено на рисунке 3.46 правой стрелкой.

В 2013 г. на ледовой базе Барнео был подробно исследован однолетний торос. На рисунке 3.47 приведено сечение исследованного тороса, построенное по методике *VCI*. Весь профиль поперечного сечения тороса можно условно разделить на четыре зоны, заметно выделяющихся по своему составу. Первая зона соответствует парусу тороса, сложенному из большого количества мелких и нескольких крупных блоков льда. Вторая зона соответствует левой верхней части киля. Она имеет одинаковую яркость окраса, более светлую, и соответствует КС. В нижней части этой зоны к КС примыкают неконсолидированные блоки льда. Третья зона располагается в нижней части киля, по яркости более темная и соответствует неконсолидированному нагромождению мелких блоков льда, причем пространственное расположение этих блоков также неоднородно. И последняя, четвертая зона располагается в правой части киля тороса, по яркости соответствует КС, а по своим размерам – многолетнему торосу. Тем не менее, парус у этого многолетнего тороса отсутствует. Этот фрагмент киля выглядит в своем роде как чужеродный. О.М. Андреев и Р.А. Виноградов (ААНИИ) предполагают, что такой феномен в строении тороса мог произойти в результате наслоения ровного льда и последующего смерзания [частное сообщение, 2019]. У подножия паруса во время работы наблюдался край льдины, расположенной под углом к уровню моря и вмержшей в КС, которую можно также видеть на рисунке 3.47 на поверхности КС на дистанции 34,5 м, и которая говорит в пользу их гипотезы. Это можно было допустить, если наслоение было настолько компактным, что ледяные плиты быстро смерзлись в единый монолит. Однако на практике такого плотного наслоения обычно не происходит, всегда есть какие-то зазоры между наслоенными ледяными плитами. В этом случае полной консолидации киля однолетнего тороса не происходит. Вторым обстоятельством, противоречащим этой гипотезе, является сглаженная форма киля на дистанции 26...36 м, которая хорошо аппроксимируется параболой. Такая форма киля весьма

характерна для многолетних торосов. Можно предположить, что небольшой старый торос оказался вовлечённым в процесс торошения. В этом случае наличие большой площади консолидированного льда на профиле кия тороса вполне объяснимо. Однако опять возникает противоречие: почему этот старый торос полностью погружен в воду и не всплыл под действием силы Архимеда? Необходимо признать, что генезис данного тороса до конца не ясен.

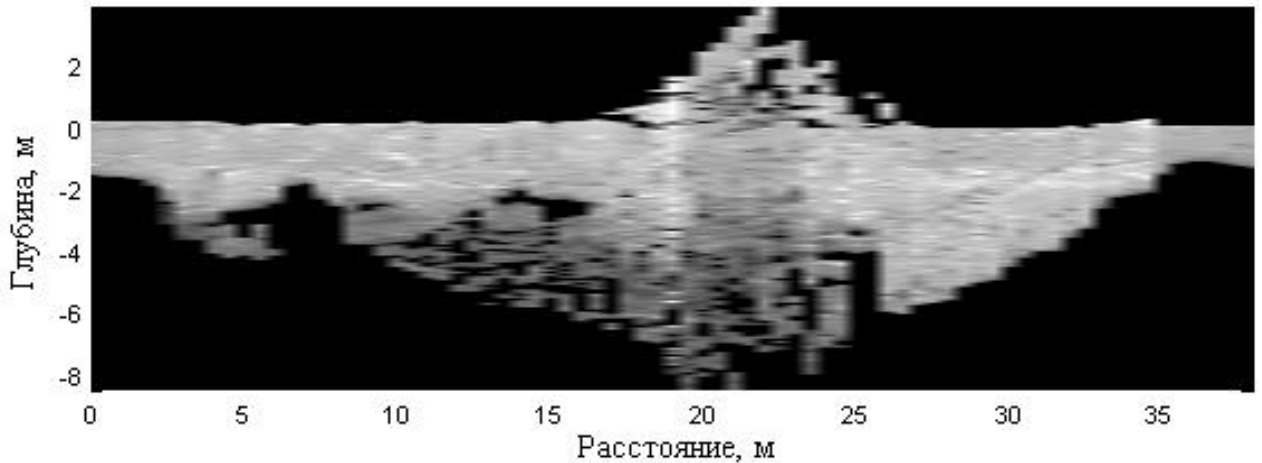


Рисунок 3.47 – Профиль поперечного сечения тороса (Барнео–13)

Толщина КС тороса не коррелирует с превышением снега/льда над уровнем моря и глубиной кия, однако существует значимая корреляция с пористостью неконсолидированного кия (коэффициент корреляции $-0,43$). Таким образом, можно констатировать, что толщина КС исследуемого тороса определялась в большей степени пористостью кия, чем доступом холода к неконсолидированному кию.

На расстоянии 26,5 м были произведены измерения температуры с помощью термозонда. В этой точке наблюдается гомотермия ниже глубины $-3,18$ м (см. рисунок 2.11г). Хотя скорость термобурения равномерна по всей длине скважины и увеличивается лишь немного ниже $-5,25$ м. По моему мнению, киль консолидирован именно до этой глубины в этом месте. Возможно, в этом случае на температуру льда существенно влияет близость морской воды, так как на глубине $-3,37...-3,56$ м имеется пустота (на расстоянии 25–25,5 м, рисунок

3.47), сообщающаяся с морем с высокой степенью вероятности. А. Шестов и А. Марченко исследовали морские течения вблизи кия однолетних торосов [213]. Их результаты и статья Е. Салганика и др. [210] говорят в пользу этой точки зрения. Согласно приведенным в статье рассуждениям, оценка толщины КС по температурному профилю может существенно отличаться от оценки по данным бурения.

3.4 Обобщенные результаты исследования внутреннего строения торосов методом термобурения.

В первой главе рассмотрено мнение некоторых исследователей [123, 191–192], что экспоненциальная форма кия больше отвечает действительности, чем треугольная. Автор в марте–июне 2011 г. на дрейфующей станции «Северный полюс – 38» исследовал морфометрические характеристики и внутреннее строение трех однолетних торосов с помощью электротермобурения. На рисунке 3.48 приведен график глубины кия тороса №1 («СП–38»), (см. параграф 3.3), на котором видно, что экспоненциальные кривые лучше аппроксимируют границу кия, нежели прямые линии. Данный случай подтверждает такое заключение, но необходимо отметить, что это единичный случай. Тем не менее, автор согласен с утверждением, высказанным в работе [133], что лучшим обобщением формы кия однолетнего тороса является трапециевидная форма, и придерживается того же мнения.

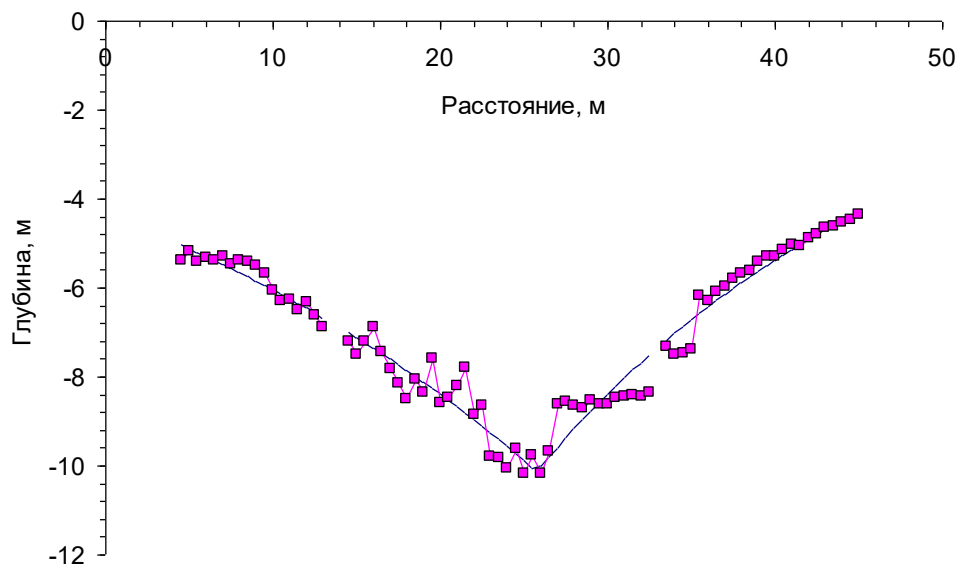


Рисунок 3.48 – Глубина кия тороса, аппроксимированная экспонентами

На рисунке 2.19 приведено схематичное изображение тороса и его основные морфометрические характеристики. Их подробный анализ опубликован в работах [221–222, 235]. Эти работы были сфокусированы в основном на соотношении

паруса и киль торосов и поиске подходящих статистических зависимостей для отношения киль/парус.

В настоящем исследовании собраны данные о торосах, полученные автором в течение многих лет в различных замерзающих морях России. Представлены данные о размерах и морфометрических особенностях, толщине КС и степени консолидации.

Экспериментальные данные

В течение 24 лет, с 1996 по 2019 г. автор участвовал в 30 экспедициях по исследованию торосов и стамух в различных регионах. Сюда входят Охотское море (шельф о. Сахалин), Печорское, Карское, Каспийское, Азовское моря и море Лаптевых, а также центральная часть арктического бассейна. Всего при участии автора было исследовано около двух с половиной сотен торосов.

Л. Страб-Клейн и Д. Судом [221] в своем каталоге однолетних дрейфующих торосов собрали информацию о более чем 300 торосах из различных регионов северного полушария планеты. Информация о 40 торосах, исследованных автором, вошла в этот каталог. Тем интереснее будет сравнение систематизированной информации из каталога и скрытой пока информации о торосах замерзающих морей России. Л. Страб-Клейн и Д. Судом все регионы, находящиеся за полярным кругом, определяют как Арктику, а те, что южнее – субарктику, или так называемые умеренные регионы, в которые входят восточное побережье Канады, Балтийское, Каспийское, Азовское моря, а также шельф о. Сахалин. Автор также будет придерживаться такого деления.

Торосы исследовались с помощью водяного и электротермобурения. Параметры внутреннего строения торосов были получены с помощью этих двух видов бурения. Идентична ли информация, полученная разными видами бурения? Для изучения этого вопроса была проделана специальная работа, подтвердившая тождественность результатов различных видов бурения [99]. В некоторых случаях информация, полученная с помощью термобурения, дополнена результатами подводной съемки, электромагнитного измерителя толщины льда EM31 Ice, зонд-индентора и др.

Геометрия торосов

В своем обзоре торосов автор будет придерживаться той же структуры, что и в работе [221], т.к. это на настоящий момент наиболее полное собрание информации о торосах. Сравнение результатов также удобно производить, основываясь на информации из данного каталога.

Следует иметь в виду, что во время полевых работ, проводимых ААНИИ на дрейфующем льду или припае, при выборе объектов исследований почти всегда выбиралась наиболее мощная из доступных гряда тороса, в результате чего и полученные значения основных морфометрических параметров в целом характеризуют торосы более крупные относительно средних.

Исследования торосов в Баренцевом море относятся к его юго-восточной части, так называемому Печорскому морю. Автор принимал участие в экспедициях в этом регионе в 1996–97 гг. и в 1999 г. К сожалению, обработкой данных термобурения в этот период занимались другие люди, поэтому данные о морфометрии торосов в этом регионе у автора весьма скудны. Более полную информацию о морфометрических характеристиках этих торосов можно найти в [26–27, 34, 94–95, 200].

К региону Карского моря относятся и исследования торосов в Байдарацкой губе. К региону моря Лаптевых отнесены также торосы в проливе Шокальского и в Хатангском заливе. Торосы, отнесенные к центральной части арктического бассейна, исследовались автором на дрейфующих станциях «Северный полюс» и на ледовой базе Барнео.

По данным статьи [221] парус торосов в среднем достигает высоты два метра. В более суровых арктических условиях максимальная высота паруса в среднем чуть выше, чем в умеренных широтах – 2,1 м против 1,6 м. Не смотря на это, максимальная высота паруса в восемь метров зафиксирована в субарктическом регионе, а именно на шельфе о. Сахалин. Торосы, исследованные автором, в среднем достигали 2,9 м в парусе, а максимальная высота паруса, составляющая 6,1 м, зафиксирована на дрейфующей станции «СП–38» на однолетнем торосе, сформировавшемся на двухлетнем льду. По данным Л. Страб-

Клейн и Д. Судома [221], среднее из средних значений высоты паруса составляет 0,7 м, максимальное из средних – 3,5 м. То есть, статистической обработке подверглось достаточно большое количество небольших торосов. По данным автора эти значения составляют соответственно 1,3 и 3,9 м.

Геометрические размеры торосов соответствуют суровости климатических условий региона, в котором они образуются. Самые маленькие торосы находятся в Азовском море, несколько крупнее – в Каспийском море. Парусы торосов Печорского, Карского морей, моря Лаптевых примерно одинаковы, как максимальные значения, так и средние. Парусы торосов шельфа о. Сахалин по максимальной высоте соответствуют торосам из других регионов, но средние значения высоты паруса по нашим данным почти в полтора раза меньше.

Ширина паруса, согласно каталога [221], в среднем составляет 12 м, а максимальное ее значение – 73 м. По данным автора эти параметры составляют 15 и 31 м.

Глубина кия в арктических регионах в среднем достигает 8,2 м, в субарктических чуть меньше – 7,8 м. Однако максимальная осадка кия, так же как и паруса, согласно цитируемому каталогу, отмечена в умеренном регионе (Балтийское море) и составила 28 м [203]. По данным В.С. Порубаева максимальная осадка килей гряд торосов в глубоководной части Северного Ледовитого океана не превышает 37 м [80]. Необходимо отметить, что максимальная осадка кия, составляющая 47 м, приведена в работе [244]. По некоторым другим данным, киль торосов может превышать 50 м [18, 208]. Осадка кия торосов, исследованных автором, в среднем составляла 10 м, достигая своего максимального значения 23 м на одном из торосов шельфа о. Сахалин. По данным из [221], среднее из средних значений глубины кия составляет 4,5 м, максимальное из средних – 12,4 м. По данным автора эти значения составляют соответственно 5,8 и 13,1 м. В таблице 3.11 приведены другие морфометрические характеристики торосов. Данные по Карскому морю и морю Лаптевых частично взяты из [142–143], частично приведены данные по Байдарацкой губе.

Таблица 3.11 – Морфометрические характеристики торосов

	Печорское море (юго-западная часть Баренцева моря)	Шельф о. Сахалин	Азовское море	Каспийское море	Карское море	Море Лаптевых	Центральная часть арктического бассейна	Все торосы	Данные из каталога [221]
Количество торосов	-	52	6	24	98	74	16	270	356
Средняя максимальная высота паруса, м	-	3,37	0,39	1,49	3,04	2,76	3,06	2,91	2
Максимальная высота паруса, м	3,98	5,48	0,81	2,66	5,43	5,40	6,10	6,1	8
Средняя высота паруса, м	1,45	1,08	0,26	0,56	1,99	1,49	1,46	1,3	0,7
Максимальная из средних высота паруса, м	-	1,73	-	1,33	-	-	3,94	3,9	3,5
Средняя максимальная глубина кия, м	-	13,41	1,93	5,30	9,94	8,70	9,90	10,1	8
Максимальная глубина кия, м	11,37	22,97	2,54	8,63	21,7	13,9	18,94	23	28
Средняя глубина кия, м	4,94	7,04	1,39	3,52	5,86	4,95	6,25	5,8	4,5
Максимальная из средних глубина кия, м	-	13,08	-	6,64	-	-	12,65	13,1	12,4
Средняя общая толщина льда, м	-	7,88	1,52	3,92	6,59	5,52	6,97	6,40	8,9*
Максимальная толщина льда, м	-	24,6	3,29	10,96	25,9	17,5	24,39	25,9	34,3*

* максимальный киль + максимальный парус.

По данным автора, в суровых климатических регионах киль торосов достигает величин 19–23 м, что вдвое меньше экстремальных значений. Однако торосы моря Лаптевых имеют максимальный киль около 14 м, а торосы Печорского моря – около 11,4 м, что выделяет их из торосов остальных суровых регионов. Это может быть связано с тем, что торосы исследовались

преимущественно в шельфовой зоне этих регионов, где глубина моря невысока. Таким образом, крупные торосы во время дрейфа льда садились на грунт и в результате трансформировались в стамухи, выпадая из рассмотрения.

Ширина кия в среднем составляет 36 м, максимальное значение 202 м. По данным автора среднее значение ширины – 47 м.

В своем обзоре Л. Страб-Клейн и Д. Судом [221] приводят два параметра геометрии тороса: максимальный парус + максимальный киль и средний парус + средний киль. Поскольку почти во всех случаях положение максимального кия сдвинуто по отношению максимального паруса, в ААНИИ принято выделять общую толщину льда. Тем не менее, полезно сравнить эти данные. Итак, сумма максимального кия и максимального паруса в среднем составляет 8,9 м, достигая максимального значения в 34,3 м. Общая толщина льда по данным автора в среднем составляет 11,6 м, максимальное значение 25,9 м у тороса в Карском море. Сумма средних значений паруса и кия составляет 4,8 м, максимум 15,7 м. По данным автора этот параметр в среднем составляет 6,4 м, максимум 14,8 м. В некоторых, совсем редких случаях киль может быть полностью смещен относительно паруса. Один из таких случаев рассмотрен в параграфе 4.3 [98, 110].

Анализируя таблицу 3.11, можно отметить, что геометрические параметры торосов, исследованных автором, несколько превышают средние значения, приведенные в обзоре [221]. Однако за счет бóльшего количества осредняемых значений, а, следовательно, и большего разброса значений, экстремальные значения геометрических параметров, приведенные в обзоре, выше, чем у автора.

При этом следует помнить, что максимальные значения кия, определяемые посредством бурения, всегда являются несколько заниженными относительно реальных, так как наиболее глубокие фрагменты подводной части торосов с большой вероятностью могут располагаться между скважинами измерений на профиле или же между профилями. В отношении паруса данная погрешность менее актуальна, так как при разметке полигонов места для бурения обычно намечаются в максимальных точках гребня. Была проведена оценка погрешности

измерений максимальной глубины кия, полученных методом термобурения, с помощью телевизионного подводного аппарата (ТПА). Результаты опубликованы в работе [77]. Используя данные ТПА, было выявлено, что значения максимальной осадки килей торосов в сравнении с данными, полученными методом термобурения, в среднем больше на 12–13%. По данным А.К. Наумова и Р.А. Виноградова – на 10% [68].

На рисунке 3.49 приведен график, показывающий связь высоты паруса и осадки кия, построенный по данным о $n = 262$ торосах, исследованных с участием автора. В таблице 3.12 приведены данные об этом соотношении и углах ската для различных регионов. Уравнение линейной регрессии $H_K = 3,41 \cdot S$, где H_K – осадка кия, H_S – высота паруса. $R^2 = 0,59$. Аппроксимация степенной функцией дает лучшее приближение: $H_K = 3,69 \cdot H_S^{0,92}$, $R^2 = 0,67$.

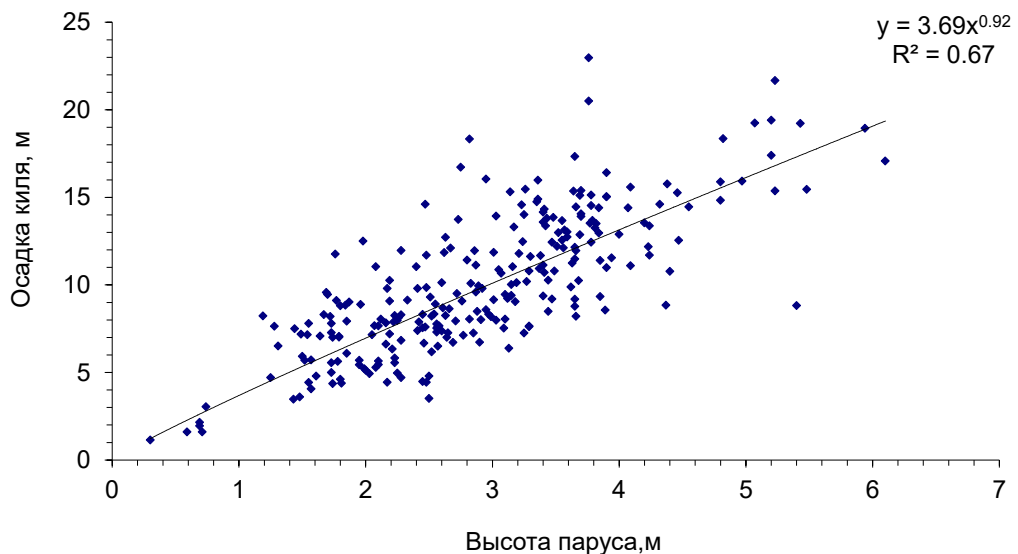


Рисунок 3.49 – Связь высоты паруса и осадки кия (по данным 262 торосов)

Для сравнения приведем несколько других соотношений:

$$H_K = 4,5 \cdot H_S \text{ [162];}$$

$$H_K = 5,38 \cdot \ln(3,32 H_S), n=204 \text{ [220];}$$

$$H_K = 3,82 \cdot H_S \text{ или } H_K = 5,11 \cdot H_S^{0,69}, n=308 \text{ [221];}$$

$$H_K = 3,54 \cdot H_S \text{ или } H_K = 4,43 \cdot H_S^{0,82}, n=126 \text{ [222];}$$

$$H_K = 3,95 \cdot H_S \text{ или } H_K = 4,60 \cdot H_S^{0,88}, n=97 \text{ [235].}$$

Таблица 3.12 – Углы скатов торосов

	Шельф о. Сахалин	Каспийское море	Центральная часть арктического бассейна	Все торосы	Данные из каталога [221]
Количество торосов	52	24	16	256	356
Отношение «киль/парус»	4,13	3,66	3,22	3,52	5,17
Средний угол ската паруса, град	-	10,4	28,7	25	28
Средний угол ската киля, град	-	13,2	29,3	24,3	-

По данным [221] для арктических регионов наилучшей аппроксимацией будет $H_K = 3,84 \cdot H_S$, для умеренных и субарктических регионов – $H_K = 6,14 \cdot H_S^{0,53}$.

По данным автора, среднее значение отношения «максимальный киль / максимальный парус» равняется 3,52 со стандартным отклонением 0,95. Этот результат существенно ниже, чем приведенный в обзоре [221] – 5,17 со стандартным отклонением 2,96. В обзоре также приведены ссылки на некоторых других авторов, дающих значения в интервале 4,35...5,20. Такое большое отличие может быть понятно, учитывая, что Л. Страб-Клейн и Д. Судом считают соотношение «максимальный киль / максимальный парус» для всех представленных сечений торосов, а не только именно экстремальных величин [221]. Однако из опыта исследований известно, что если одно из сечений тороса проходит через максимальную точку паруса, то другие могут располагаться на значительном удалении от нее, и высота паруса в этой части тороса может быть совершенно незначительна. В то же время максимальная осадка киля может быть смещена в сторону от центрального профиля. Отсюда и появляются такие экстремальные значения отношения «максимальный киль / максимальный парус» как 17,94 [221], которые и дают вклад в увеличение среднего значения. На самом деле невозможно себе представить торос с соотношением киля и паруса, равным

1/18. Вот мода распределения этого отношения, приведенного в [221], судя по гистограмме, находится в районе 4, а это уже близко к нашим значениям. Например, в работе [211] приведено среднее отношение «киль/парус» по 12 торосам Баренцева моря, равное 2,4.

Значение отношения «киль/парус» для шельфа о. Сахалин, равное 4,13, на фоне довольно узкого диапазона значений для остальных регионов выглядит как выброс. Однако оно подтверждается Г.А. Сурковым и П.А. Трусковым, которые приводят значение 4 для этого отношения [228]. Как видно из таблицы 3.12, для практической оценки осадки килля по высоте паруса вполне пригодно значение 3,5, как среднее по всем торосам.

Отношение глубины килля к высоте паруса не является константой и связано с высотой паруса [52–53]. В этих работах отмечено, что при увеличении высоты паруса эта характеристика уменьшается, приближаясь к значению 3,0. Однако, при анализе большого количества торосов видно, что эта связь очень слаба.

Плотность распределения вероятности высоты паруса, глубины килля торосов и отношения киль/парус подчиняется логнормальному закону [27, 52–53, 221]. А.К. Наумов констатирует, что осадка килей торосов подчиняется распределению Вейбулла–Гнеденко [67], Marcellus et al. – гамма-распределению [189]. В результате проведенных исследований автор пришёл к выводу, что распределение всех этих величин подчиняется распределению Вейбулла–Гнеденко.

По данным [221] отношение ширины килля к ширине паруса в среднем равняется 6,75. Отношение ширины паруса W_s к его высоте H_s в среднем равняется 3,75. Наилучшей аппроксимацией для этого соотношения будет $W_s = 6,6 \cdot S^{0,69}$. Е.У. Миронов и В.С. Порубаев декларируют наличие связи ширины паруса W_s и килля W_k в виде $W_k = 0,98 \cdot W_s + 26$ [52–53]. Практически это означает, что киль шире паруса на 26 м для всех торосов. Очевидно, это соотношение применимо лишь в ограниченном диапазоне значений.

Отношение ширины килля W_k к его осадке H_k в среднем равняется 4,85. Т.е., склоны килля в среднем несколько более пологие, чем склоны паруса. Из

таблицы 3.12 видно, что наши данные подтверждают эту закономерность, хотя и в пределах разброса значений: средняя величина угла склона паруса 25° , а у киля – $24,3$. Л. Страб-Клейн и Д. Судом дают средний угол ската паруса 28° [221]. У. Уикс и др. дают средний угол ската паруса 25° , киля – 32° [244].

Размеры блоков

Не смотря на то, что толщина блоков льда, составляющих парус тороса, может изменяться с наступлением теплой погоды и под действием солнечной радиации и ветров, этот параметр является наилучшим индикатором толщины ровного льда, из которого образовался торос. Вкупе с результатами измерения толщины окружающего торос ровного льда можно оценить возраст тороса, при условии, что ровный лед не был нарушен в результате динамических процессов вокруг тороса. Размеры блоков также могут быть полезны при моделировании процессов торошения. Отношение толщин блоков льда в парусе и ровного льда, окружающего торос, зависит от скорости роста ровного льда и скорости абляции с поверхности блоков. Характер этой зависимости в настоящее время до конца не изучен. Также малоисследованным является вопрос ориентации блоков льда в парусе, хотя в последнее время стали появляться публикации, рассматривающие этот вопрос, например [129].

Л. Страб-Клейн и Д. Судом [221] отмечают, что 58% (22% в Арктике и 90% в умеренных регионах) значений средней толщины блоков льда в парусе находятся в пределах 0,4 м. Они также упоминают исследование [238], в котором приводится цифра 50% для торосов, сложенных из льда толщиной более 1 м. Всего в этом исследовании было задействовано 30 торосов, причем в одном регионе – Прудо-Бэй, Аляска, что существенно меньше, чем в обзоре [221]. Все-таки большинство торосов образуются из однолетнего льда толщиной до одного метра.

Л. Страб-Клейн и Д. Судом в своем обзоре приводят несколько аппроксимаций для соотношения максимальной высоты паруса и средней толщины блоков [221]. Они считают оптимальной зависимость в виде квадратного корня из средней толщины блоков. Эти зависимости практически

мало отличаются друг от друга, поэтому здесь можно привести оптимальное соотношение:

$$H_s = 3,73\sqrt{h_b},$$

где h_b – средняя толщина блоков льда в парусе. В таблице 3.13 приведены сведения о толщине блоков льда в парусе торосов, исследованных автором.

Таблица 3.13 – Средняя толщина блоков льда в парусе торосов

	Шельф о. Сахалин	Азовское море	Каспийское море	Байдарцкая губа	Центральная часть арктического бассейна	Все торосы	Данные из каталога [221]
Количество торосов	28	5	9	25	9	189	-
Средняя толщина блоков льда в парусе, м	0,52	0,07	0,29	0,43	0,33	0,47	0,44

Для данных автора оптимальным будет следующее соотношение:

$$H_s = 3,98 \cdot h_b^{0,41}, R^2=0,2.$$

Если аппроксимировать данные автора функцией квадратного корня, то коэффициент перед ним будет 4,4. У Г.А. Суркова этот коэффициент изменяется от 4,52 [229] до 4,05 [90, 230]. Фактически, корреляционная связь очень слаба. Она могла бы быть более сильной, если бы в случае каждого торшения парус достигал бы своей максимальной высоты. Но в силу того, что процессы торшения определяются динамикой ледяного покрова, продолжительность торшения сильно варьирует, и поэтому мы имеем такой большой разброс высоты паруса.

К тому же в течение нескольких месяцев с момента торосообразования и до момента исследования толщина блоков под действием ветровой эрозии и солнечной радиации может уменьшиться. Л. Страб-Клейн и К. Хойланд заметили уменьшение толщины блоков на 5–6 см за два месяца [220].

Р. Пармертер и М. Кун моделировали формирование однолетних торосов и на основе своих расчетов предсказали рост высоты паруса до определенного предела, после чего парус начинает расти вширь [204]. По их расчетам парус превышает толщину ровного льда в 5–6 раз для тонкого (15–25 см) льда и существенно меньше для толстого (1–4 м) льда. Л. Страб-Клейн и Д. Судом [221] рассмотрели поведение отношения высоты паруса к толщине блоков в зависимости от толщины блоков и отметили заметное уменьшение этого отношения с ростом толщины блоков. Максимального значения, равного 7,5, это отношение достигает при тонком (15–25 см) льде. По их мнению, начиная с толщины блоков в 0,8 м, это уменьшение прекращается и при толщине блоков выше этого значения высота паруса растет прямо пропорционально толщине ровного льда, из которого образуется торос. По данным автора, эта граничная толщина блоков еще меньше и составляет около 0,45 м. Максимальное отношение 7,36 зафиксировано для тороса, исследованного на дрейфующей станции СП–35, причем толщина блоков составляла 0,11 м.

Пористость

Пористость тороса может быть определена двумя способами: макропористость и общая пористость [149]. Макропористость определяется как объем пустот в теле тороса, заполненных воздухом, водой, снегом или шугой, отнесенный к объему целого тороса. Общая пористость включает также пористость ровного льда, из которого сложен торос. Термобурение дает общую пористость [170]. В то же время данные термобурения дают границы и размеры пустот, по которым можно определить и макропористость. В настоящей работе под пористостью Θ понимается следующая величина:

$\Theta(x, y, z) = 0$, если в точке с координатами (x, y, z) присутствует лед, и
 $\Theta(x, y, z) = 1$, если отсутствует.

Линейная пористость получается осреднением этой функции по вертикали на заданном интервале глубины, а объемная пористость – осреднением по заданному объему. Распределение пористости по глубине в каждой точке бурения определяется ступенчатой функцией, где 0 соответствует льду, а 1 – пустоте. Пузырьки воздуха и ячейки с рассолом в блоках льда не учитываются. Определение объемной пористости тороса невозможно из-за его сложного внутреннего строения. Ее можно только оценить с помощью полученных распределений линейной пористости в разных точках. Объемная пористость равна среднему значению бесконечного количества линейных (в данном случае вертикальных) пористостей. Среди ледоисследователей принято осредненные значения линейной пористости считать объемной пористостью тороса [149].

В работе [221] приведены значения пористости, осредненные по 45–59 торосам. Средняя макропористость тороса равняется 22,1%, пористость паруса – 17,6%, пористость неконсолидированной части кия – 19,9%. Осреднив данные по 228 торосам, автор получил среднюю пористость тороса в целом 16,2%, пористость паруса по 205 торосам – 14,3%, пористость неконсолидированной части кия по 158 торосам – 24,2%. Данные, приводимые Л. Страб-Клейн и Д. Судомом [221], вызывают сомнение, так как и пористость кия, и пористость паруса меньше, чем пористость тороса в целом. Учитывая существенно большее количество осредняемых данных, наши результаты представляются более репрезентативными.

Как видно из таблицы 3.14, торосы Азовского моря выделяются своей низкой пористостью. Низкую пористость неконсолидированной части кия имеют также торосы центральной части арктического бассейна. Но из-за малого их количества эти значения недостаточно репрезентативны. Напротив, повышенную пористость имеют торосы моря Лаптевых.

Таблица 3.14 – Пористость торосов

	Шельф о. Сахалин	Азовское море	Каспийское море	Карское море	Море Лаптевых	Центральная часть арктического бассейна	Все торосы	Данные из каталога [221]
Количество торосов	52	5	23	64	47	14	205	356
Средняя пористость паруса	0,11	0,11	0,14	0,14	0,17	0,13	0,14	0,18
Средняя пористость неконсолидированной части киля	0,26	0,01	0,24	0,25	0,30	0,10	0,24	0,20
Пористость тороса в целом	0,21	0,01	0,18	0,18	0,17	0,11	0,16	0,22

Консолидированный слой

Таблица 3.15 иллюстрирует КС в различных регионах.

Таблица 3.15 – Консолидированный слой в торосах

	Шельф о. Сахалин	Азовское море	Каспийское море	Карское море	Море Лаптевых	Центральная часть арктического бассейна	Все торосы	Данные из каталога [221]
Количество торосов	52	6	24	67	69	11	229	117
Средняя толщина КС, м	1,48	0,27	0,77	1,68	2,32	1,99	1,79	1,60
Максимальная толщина КС, м	11,3	0,54	3,64	7-7,5		3,52	11,3	6,00
Отношение толщины КС к общей толщине льда (консолидация тороса)	0,20	0,19	0,26	0,25	0,42	0,39	0,33	-
Отношение толщины КС к толщине ровного льда	-	-	1,99	-	-	1,18	1,62	-

В некоторых точках КС отсутствовал, например, в Каспийском море КС часто наблюдается не сплошным, а линзами. Минимальная зафиксированная толщина КС составила 0,06 м, однако такое значение носит формальный характер. В этом случае КС был непрерывным, но в каком-то месте утончался до этой величины.

Средняя толщина КС по регионам хорошо коррелирует с консолидацией, т. е. чем позднее исследуется торос, считая со времени его формирования, тем дольше он подвергается воздействию холода, и тем больше толщина КС и сильнее выражена степень консолидации тороса.

Л. Страб-Клейн и Д. Судом, проведя собственный анализ распределения толщины КС, заключили, что лучше всего подходит гамма-распределение [221]. Они сравнивали с нормальным и логнормальным распределениями. В других исследованиях более подходящим оказываются другие распределения. В статье [144] рассмотрены распределения толщины КС для разных районов Карского моря и моря Лаптевых и утверждается, что в некоторых районах толщина КС распределена по Вейбуллу–Гнеденко, в других – по гамма-распределению и даже по распределению Гаусса. Однако, как известно, распределение Вейбулла–Гнеденко заменой переменной сводится к гамма-распределению, а согласно центральной предельной теореме при больших значениях параметра k гамма-распределение может быть приближено нормальным распределением. Несмотря на то, что автор является соавтором данной статьи, сам автор в результате проведённых впоследствии исследований пришёл к выводу, что распределение толщины КС подчиняется усечённому нормальному распределению с левой границей области возможных значений случайной величины, равной нулю.

На рисунке 3.50 приведены обобщённые профили поперечного сечения гряд торосов для разных регионов. Масштаб изображений одинаков, а для лучшего восприятия профили сжаты по горизонтали в два раза. КС и ровный лёд показаны белым цветом, а плотность серого оттенка соответствует средней плотности паруса и киля торосов.

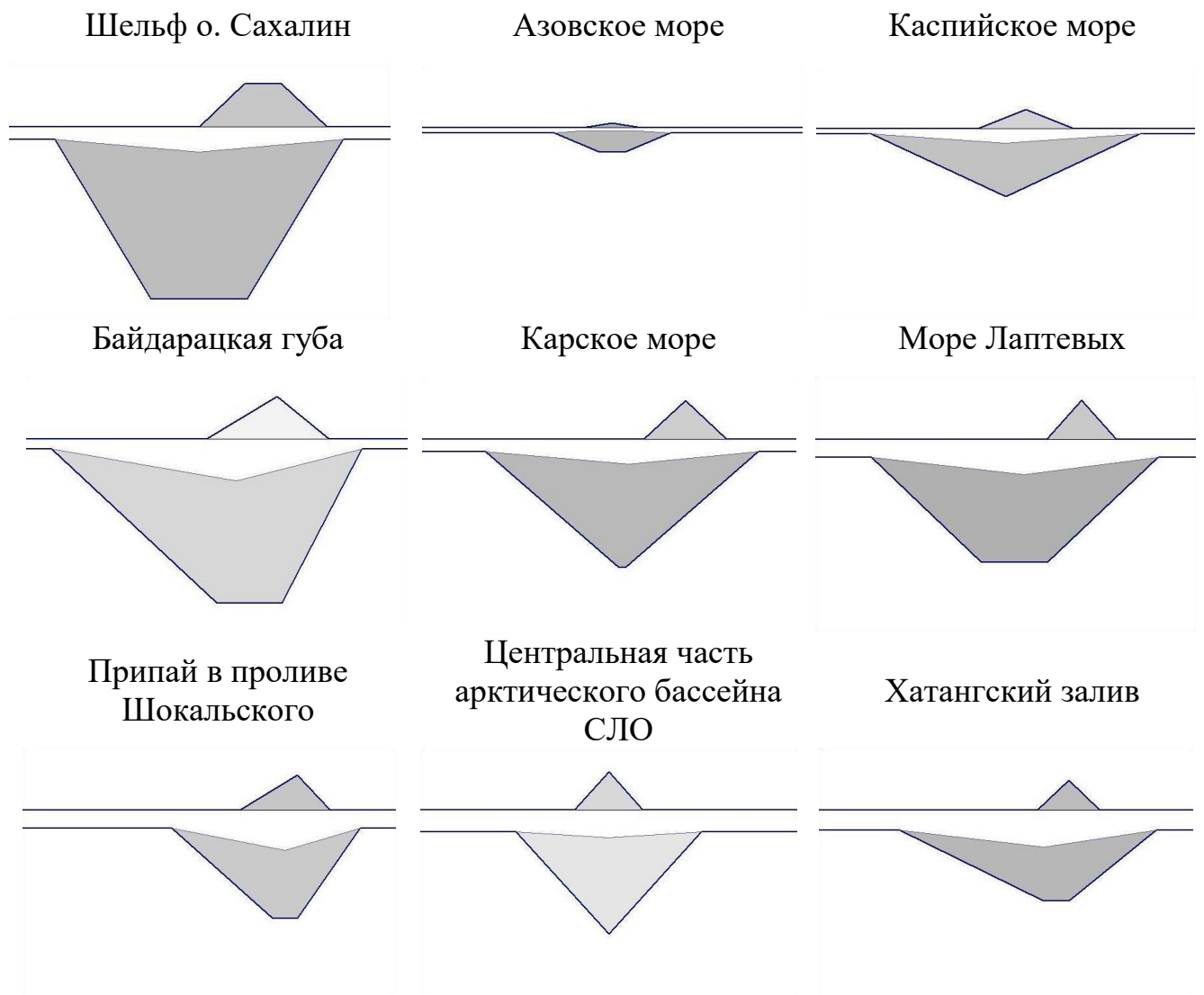


Рисунок 3.50 – Обобщённые профили поперечного сечения гряд торосов

Пустоты

На рисунке 3.51 приведены гистограммы распределения вертикального размера пустот в торосах. Средний вертикальный размер пустот составляет 0,33 м. Для сравнения, средняя толщина блоков льда – 0,47 м. Максимальные вертикальные размеры пустот в некоторых случаях достигают значений 6 м, и зафиксирован единственный случай, когда этот размер достигал 9 м. Примеры записей скорости бурения, на которых зафиксированы большие размеры пустот, а также предположения о причинах их появления рассмотрены в [102]. В частности, это может быть результат вторичного торошения. Под действием веса нагромождения торосающегося льда на краю первичного тороса он притапливается и поворачивается вокруг центра масс. При достаточно большом угле поворота

тороса блоки, составляющие нижнюю часть его киля, во вторичном торосе могут образовывать нишу на краю киля тороса.

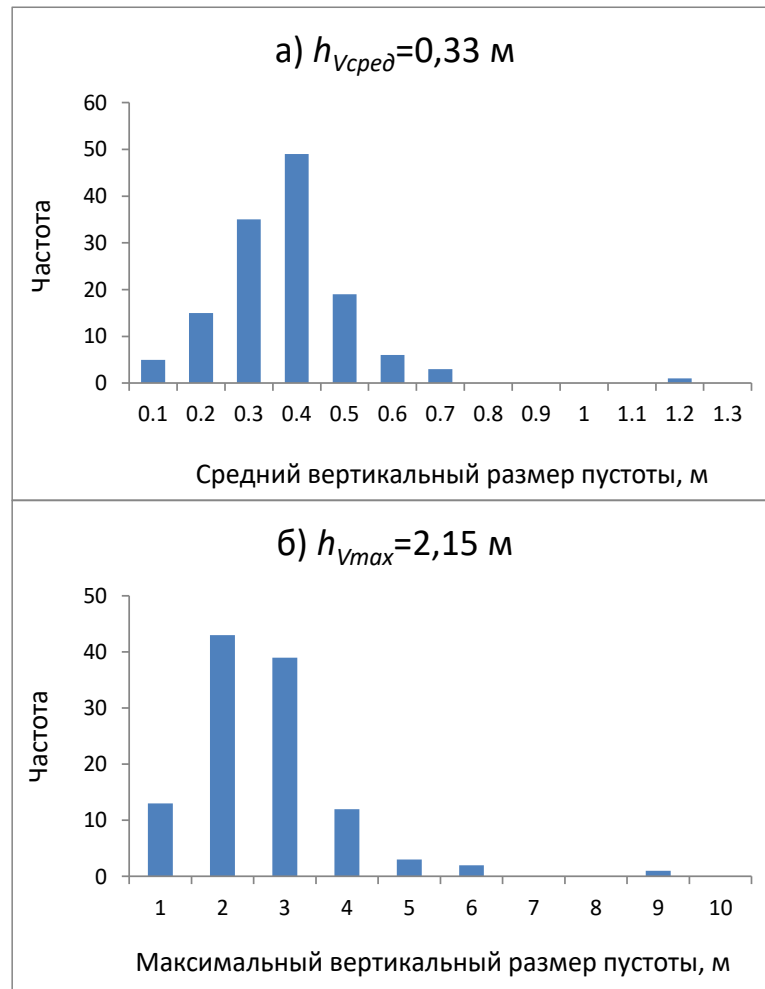


Рисунок 3.51 – Распределения среднего вертикального размера пустот в торосах.

Количество значений для среднего размера – 133 и для максимального – 113.

Цифрами показано среднее значение

Высота снежного покрова на торосах

Высота снежного покрова на торосах выше, чем на ровных льдах [15]. Снег здесь накапливается между торосами, наматывается ветром при метелях. Высота снежного покрова зависит от высоты гряд торосов и расстояния между ними и равна в среднем 0,82 м (СКО = 0,20). В Гренландском и центральном районах арктического бассейна высота снежного покрова в торосах в конце зимы равна 1,2–1,4 м, а у самых берегов Гренландии 1,6–1,8 м.

В остальных районах она колеблется в пределах 0,5–1 м. На молодых льдах высота снега в торосах всюду не более 0,8 м [15]. Отношение высоты снежного покрова с наветренной стороны гряды торосов к его высоте с подветренной стороны составляет $2/3$ [82]. Максимальная толщина снежного покрова на торосе, зафиксированная автором во время дрейфа станции «Северный полюс – 38», составила 3,06 м.

3.5 Консолидированный слой тороса как основной фактор нагрузки на гидротехнические сооружения

КС тороса образуется в результате смерзания отдельных обломков льда и расположен большей частью ниже уровня воды. Он связывает отдельные элементы тороса в единый монолит, тем самым представляя наиболее серьезную потенциальную опасность для морских сооружений. Исследования воздействия торосов на корпус судов и шельфовые сооружения показали, что основная нагрузка связана с воздействием на препятствие именно КС [223]. На рисунке 3.52 приведен снимок, полученный с борта ледокола при разрушении тороса, на котором хорошо виден КС. На рисунке 3.53 показан снимок в отражённом свете ледяной пластины, приготовленной из ледяного керна, извлечённого из КС тороса. Торос исследовался в 2018 г. в припае пролива Шокальского [176]. На снимке видна область, где КС кончается и начинается неконсолидированная часть кия. Однако четкой границы провести на данный момент невозможно, т.к. не сформулированы критерии, отличающие твердые слои КС от слоев, образованных отдельными блоками, но скрепленными перемычками пористого льда. Эту зону можно трактовать как так называемый полуконсолидированный слой.



Рисунок 3.52 – Снимок с борта ледокола, иллюстрирующий КС тороса. Хорошо видны блоки льда, смерзшиеся в единый монолит



Рисунок 3.53 – Фотография вертикальной пластины льда из керна, на которой виден участок перехода из консолидированного слоя к неконсолидированному килю [176]

КС тороса играет важную роль в создании нагрузок на различные морские сооружения. Поэтому так важно знать его толщину и прочность. Толщина КС зависит от географического положения региона, где находятся торосы. Л. Страб-Клейн и Д. Судом считают, что в морях с динамичным режимом будет повышена частота случаев рафтинга, т.е. подсовов, поэтому торосы там будут иметь повышенную толщину КС [221].

Расположение границ КС традиционно определяется с помощью бурения – механического (по ощущениям оператора) и термобурения с записью скорости. Наиболее достоверным способом определения положения нижней границы КС является измерение температуры льда в торосе, т.к. ниже КС наблюдается гомотермия. Однако положение верхней границы КС с помощью термисторов

определить не удастся. Границы КС могут быть также оценены с помощью зонд-индентора [87, 128, 184], хотя и довольно грубо. Некоторые другие способы определения границ КС рассмотрены подробнее в параграфе 2.1. Л. Страб-Клейн и Д. Судом считают, что разброс данных о КС торосов обязан не только природным особенностям этих ледяных образований, но и методам исследования и интерпретации полученных данных [221].

В работе [221] приведены значения толщины КС, осредненные по 117 торосам. Средняя толщина КС равняется 1,6 м, максимальная – 6 м, минимальная – 0,30 м. Осреднив данные по 229 торосам, автор получил среднюю толщину КС, равную 1,79 м, максимальную из средних – 4,6 м, минимальную из средних – 0,19 м.

На рисунке 3.54 приведена гистограмма средней толщины КС. Коэффициент вариации средней толщины КС составляет 0,46, максимальной толщины – 0,50, минимальной – 0,66. По мнению Л. Страб-Клейн и Д. Судом, коэффициент вариации толщины КС зависит от интервала между скважинами на поперечном сечении тороса [221]. Чем реже скважины, тем более однородным выглядит КС, т.к. выбросы в толщине КС в этом случае могут быть пропущены. Однако по опыту бурения автором скважин в торосах с интервалом 0,5 и 0,25 м КС остается достаточно ровным по всему сечению тороса [173, 178].

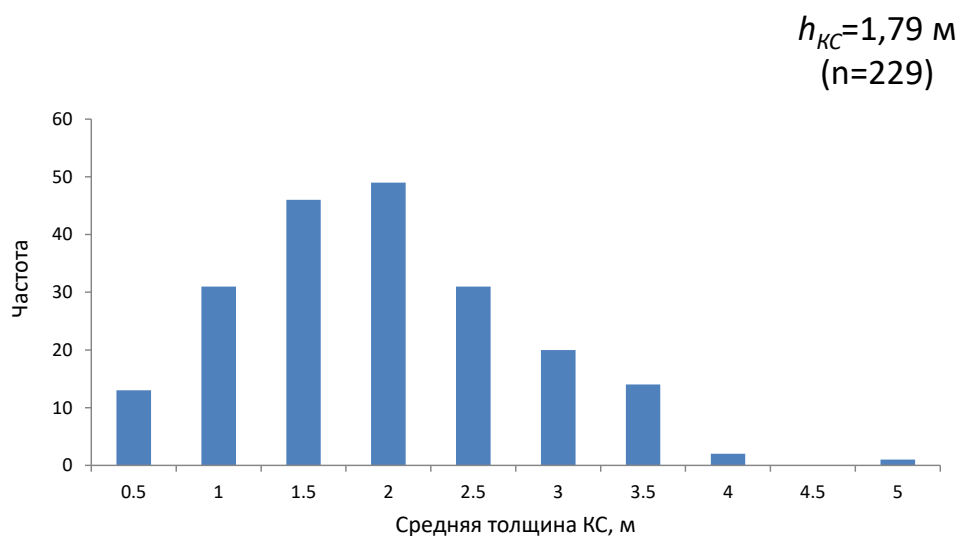


Рисунок 3.54 – Гистограмма средней толщины КС. Количество торосов – 229

Абсолютное максимальное значение толщины КС, отмеченное на шельфе о. Сахалин в 1998 г. составило 11,3 м. Однако бурение торосов в этом году проводилось преимущественно без записи скорости, а выделение плотного льда производилось по субъективным ощущениям оператора бурения, поэтому такая большая толщина КС может быть подвергнута сомнению. Максимальная толщина КС, зафиксированная автором в Карском море в 2015 г., составила 5,6 м. Это значение подтверждено визуальными наблюдениями за уровнем воды в скважине, который оставался без изменения до момента выхода термобура из КС, после чего уровень воды в скважине понизился и сравнялся с уровнем моря.

ISO (Международная Организация по Стандартизации) рекомендует в отсутствии информации о КС тороса считать, что толщина КС примерно в два раза больше, чем толщина окружающего торос ровного льда, при условии, что они находились в одинаковых погодных условиях [162]. Свод правил предписывает при расчёте нагрузки от консолидированной части ледяного образования в этом случае считать толщину КС тороса в 1,8–2,0 раза больше толщины окружающего ровного льда [83].

Вопрос отношения толщины КС к толщине ровного льда исследовался уже достаточно давно. Разные ледоисследователи предлагали свои значения этого отношения. К. Хойланд и С. Лосет [156] наблюдали за консолидацией однолетнего тороса и приводят значение отношения, равное 1,38 (получено по температурным измерениям) и 1,48 (по данным бурения). В статье [211] это соотношение, полученное для шести торосов, составляет 2,11. В этой же работе со ссылкой на [221] приводится значение 1,33...1,83. Р. Фредеркинг и др., обобщая результаты исследований на шельфе о. Сахалин, для этого отношения приводят значение 1,5 [138].

Г.А. Сурков исследовал процесс консолидации лабораторного тороса и получил отношение толщины КС к толщине ровного льда в пределах 1,75...2,4, в среднем 2,0 [227]. Он также приводит похожие данные из [236] и данные Тсушиды (Tsuchida) и др., которые получили также для лабораторного тороса значения в пределах 1,5...2,2. В результате консолидации искусственного тороса

в ледовом бассейне получены следующие значения этого соотношения: 1,6...2,4, в среднем 1,9 [167].

К. Хойланд исследовал процессы эволюции КС трёх торосов вблизи Шпицбергена и в Ботническом заливе в 1998–1999 гг., наблюдал процесс консолидации торосов с течением времени [149]. На рисунке 3.55 приведена иллюстрация изменения отношения толщины КС к толщине ровного льда (R_{avg}) с ростом толщины ровного льда h_i . На рисунке также приведены результаты подобных работ других ледоисследователей. R_{avg} по температурным измерениям составил 1,39–1,61, по данным бурения – 1,68–1,85. В 2007 г. он же подтверждает своё мнение, приводя значение 1,2...1,7 [150].

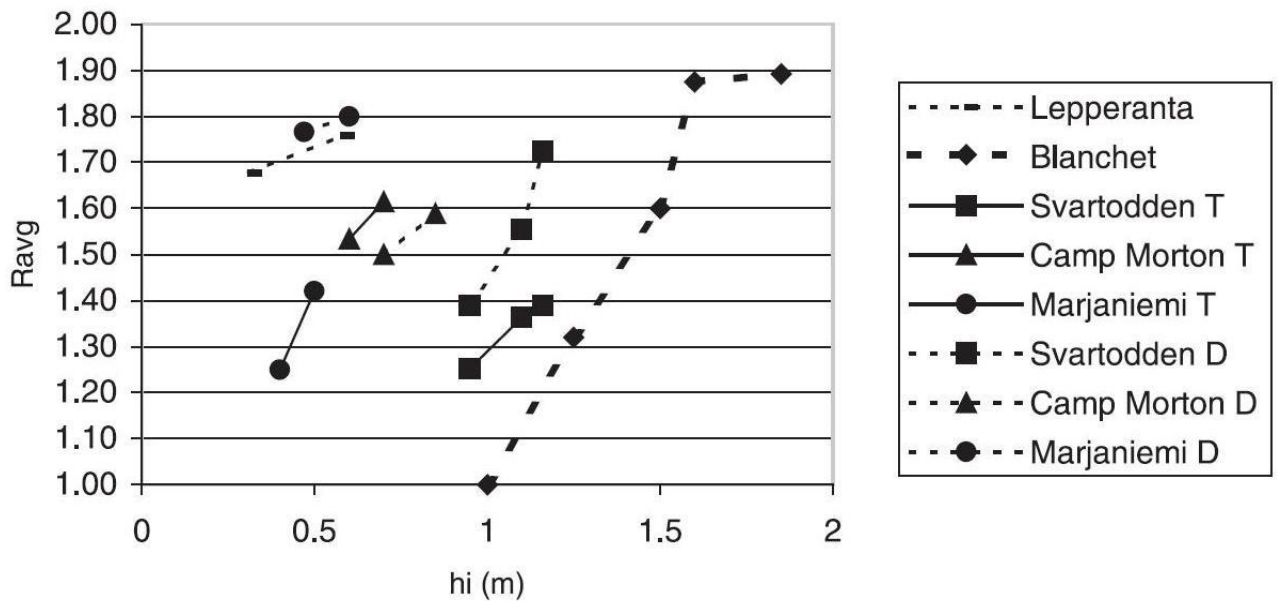


Рисунок 3.55 – Изменение отношения толщины КС к толщине ровного льда (R_{avg}) с течением времени и с ростом толщины ровного льда h_i [149]. Значок Т обозначает результаты температурных наблюдений, значок D – результаты бурения.

В работе [222] для 22 однолетних торосов соотношение R_{avg} равняется 1,8. Несколько неоднозначной видится следующая работа двух авторов из этого коллектива [223]. Для 109 однолетних торосов они приводят следующие значения R_{avg} : медианное значение 2,15, среднее – 3,21, СКО – 2,83. Если учесть, что они

рассматривали в частности и те торосы, которые уже были анализированы в статье [221], приведенные значения вызывают сомнение.

Необходимо отметить, что невысокие значения этого соотношения получены некоторыми авторами на небольшой выборке из нескольких торосов. Напротив, Р.Б. Гузенко приводит значение 1,86 для этого соотношения (1,98 для дрейфующих торосов и 1,44 – для торосов в припае) на основе информации о 103 торосах [141]. Таким образом, учитывая результаты предыдущих исследований разных авторов можно констатировать, что рекомендации ISO и Свода Правил являются вполне обоснованными.

Выводы из третьей главы:

Данные о морфометрии и внутреннем строении однолетних торосов, полученные в экспедиционных исследованиях с участием автора, а также уже опубликованные ранее обзоры [218, 221, 235] рассмотрены, проанализированы и обобщены. Несмотря на географически большой разброс мест, где проводились исследования, они ограничены замерзающими морями России и центральной частью Арктического бассейна. Результирующие выводы о морфометрии торосов заключаются в следующем:

- Максимальный парус однолетнего тороса, составляющий 12,8 м, был зафиксирован О. Коваксом и М. Меллором в 1971 г. в море Бофорта [181].
- Средняя высота паруса по разным оценкам составляет 2–2,9 м.
- Среднее превышение льда в парусах торосов составляет 0,7–1,3 м.
- Максимальный киль может достигать 60 м [208].
- Средняя осадка килей составляет 8–10 м.
- Средняя толщина килей составляет 4,5–5,8 м.
- Средняя ширина паруса составляет 12 м, киля – 36–47 м.
- Для практической оценки осадки киля по высоте паруса вполне пригоден множитель 3,5, как среднее значение отношения киль/парус по всем торосам.
- Киль шире паруса в среднем в четыре раза.

- Среднее отношение ширины паруса к его высоте составляет 3,75, среднее отношение ширины киля к его осадке составляет 4,85 [221].
- Максимальная высота паруса определяется величиной, пропорциональной квадратному корню из толщины блоков в парусе [221], что хорошо согласуется с моделью Р. Пармертера и М. Куна [204].
- Средняя пористость однолетних торосов лежит в интервале 16...22%, пористость паруса – 14...18%, неконсолидированной части киля – 20...24%.
- Средняя толщина КС составляет 1,6...1,8 м; максимальная толщина по данным термобурения равняется 11,3 м (на шельфе о. Сахалин); толщина КС, подтверждённая визуальными наблюдениями – 5,6 м.
- Коэффициент вариации толщины КС уменьшается по мере его роста.
- Толщина КС подчиняется усечённому нормальному распределению с левой границей области возможных значений случайной величины, равной нулю.
- Ощущается недостаток информации о таких параметрах строения тороса как прочность КС, пористость неконсолидированной части киля, когезия и угол внутреннего трения, скорость консолидации киля [223]. Л. Страб-Клейн и Д. Судом отмечают также недостаток информации о ширине киля и форме и площади поперечного сечения паруса и киля тороса [221].
- Одна из причин существующего недостатка в данных о строении торосов – это перманентная недостаточность ресурсов для проведения комплексных ледовых исследований.

Заключительный вывод:

Многолетняя экспериментальная проверка метода исследования внутреннего строения торосов на основе технологии термобурения подтвердила адекватность и достоверность результатов, соответствие современным принципам научного исследования. Выбранный метод даёт новые и надёжные результаты при комплексной взаимосвязи с другими методами исследования.

4 ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ ТОРОСОВ

4.1 Закономерности развития консолидированного слоя торосов

Изучение морфометрических параметров торосов вообще, и особенностей консолидированного слоя в частности, является одной из актуальных задач, решение которой немаловажно в первую очередь в плане выявления или уточнения природных механизмов, ответственных за эволюцию этого элемента морского ледяного покрова.

Важнейшей характеристикой КС является его толщина. Обзоры сведений о КС торосов различных регионов приведены в работах [138, 221, 235]. Г.А. Сурков приводит краткий обзор эмпирических зависимостей между суммой градусо-дней мороза и толщинами ровного льда и КС торосов, а также предлагает свою модель роста КС [227]. Очевидно, что большой интерес вызывают и факторы, обуславливающие толщину КС и влияющие на ее изменение.

Как происходит нарастание КС? Этот вопрос рассмотрен более подробно в параграфе 4.3. Кратко резюмируя, отметим, что КС растет скачкообразно. Аналогичный вывод сделан и Б. Боннемером и др. [130]. Модель такого скачкообразного роста КС рассмотрена в работе [227]. Толщина КС растет по степенному закону, пока вода, заполняющая пространство между блоками килля тороса, не замерзнет, а затем резко увеличится на величину, равную толщине нижележащего блока льда [114].

Малоизученным, но довольно интересным с точки зрения моделирования внутреннего строения тороса является вопрос распределения толщины КС внутри торосистого образования. Можно ли, отталкиваясь от рельефа верхней поверхности тороса, предположить, какой части тороса соответствует наиболее мощный КС? Очевидно, наиболее выразительной особенностью верхней поверхности тороса является его парус. В некоторых работах затрагивается вопрос влияния паруса на рост толщины КС. Так, автор в работе [113], посвященной исследованию четырех торосов на дрейфующей станции «Северный полюс – 35», отмечал, что при небольших величинах паруса тороса (приблизительно до 1 м) толщина КС никак не связана с высотой паруса. Однако

при бóльших высотах паруса его величина начинает влиять на рост КС – чем выше парус тороса, тем меньше толщина КС в этой точке. В другой работе [156–157] описывается изменение толщины КС тороса в районе Шпицбергена, наблюдавшегося с конца февраля по середину мая 1998 г. В ходе 10-недельных наблюдений за температурным режимом с помощью шести термокос, внедренных в торос, отслеживался процесс его консолидации. По результатам исследований авторами, в частности, делается вывод, что к концу периода консолидации КС в районе гребня тороса принимает W-образную форму, т.е. под парусом толщина КС наименьшая. Авторы объясняют этот эффект теплоизолирующими свойствами паруса, заключающего в себе значительное количество пустот, заполненных снегом и воздухом и замедляющих процесс консолидации под ним. Стоит отметить, что наблюдения, описанные в упомянутых работах, проводились на единичных торосах.

В ходе экспедиционных исследований, проводившихся ААНИИ весной в 2014–15 гг. на акваториях Карского моря и моря Лаптевых в период максимального развития ледяного покрова методом термобурения с достаточной степенью подробности была изучена морфометрия и внутренняя структура 83 торосов (48 торосов в 2014 г., 35 – в 2015 г.). В этих торосах в совокупности было пробурено 3034 скважины, и определена толщина КС в 2969 точках. В результате собранный объем материала позволил обнаружить некоторые особенности развития КС торосов исследованных районов. Поскольку работа проводилась по заказу ОАО «НК Роснефть», данные являются конфиденциальными, поэтому точные значения каких-либо характеристик строения торосов не приводятся.

При помощи вертолетной разведки выбиралась пригодная для работ льдина, а на ней наиболее крупная из находящихся там гряда торосов, которая и подвергалась комплексному исследованию. Поэтому полученные значения морфометрических параметров характеризуют торосы более крупные относительно средних. Перпендикулярно гребню тороса через наиболее выступающие участки паруса прокладывались профили, на которых с интервалом

5 м производилось бурение льда. Количество профилей определялось длиной гребня, а количество точек – его шириной.

Бурение льда осуществлялось с помощью нагретой воды на постоянной тепловой мощности, а полученные записи скорости бурения льда анализировались с учетом сопутствующих бурению условий.

Процесс выделения КС происходит последовательно в два этапа: с помощью формального алгоритма и с использованием экспертной коррекции. Формальное выделение КС сводится к автоматическому определению слоя плотного льда, находящегося наиболее близко к уровню воды. На втором этапе выполняется экспертная коррекция результатов формального выделения, которая осуществляется в соответствии с определенными правилами [194–195]. Сочетание этих правил позволяет выделять консолидированную часть тороса достаточно обоснованно. В спорных моментах для более надежного определения границ КС в конкретных точках использовалась информация о локальной прочности льда, если она была измерена в этих же точках с помощью зонд-индентора специалистами по физике льда. На рисунке 4.1 показан пример выделения КС на профиле бурения тороса.

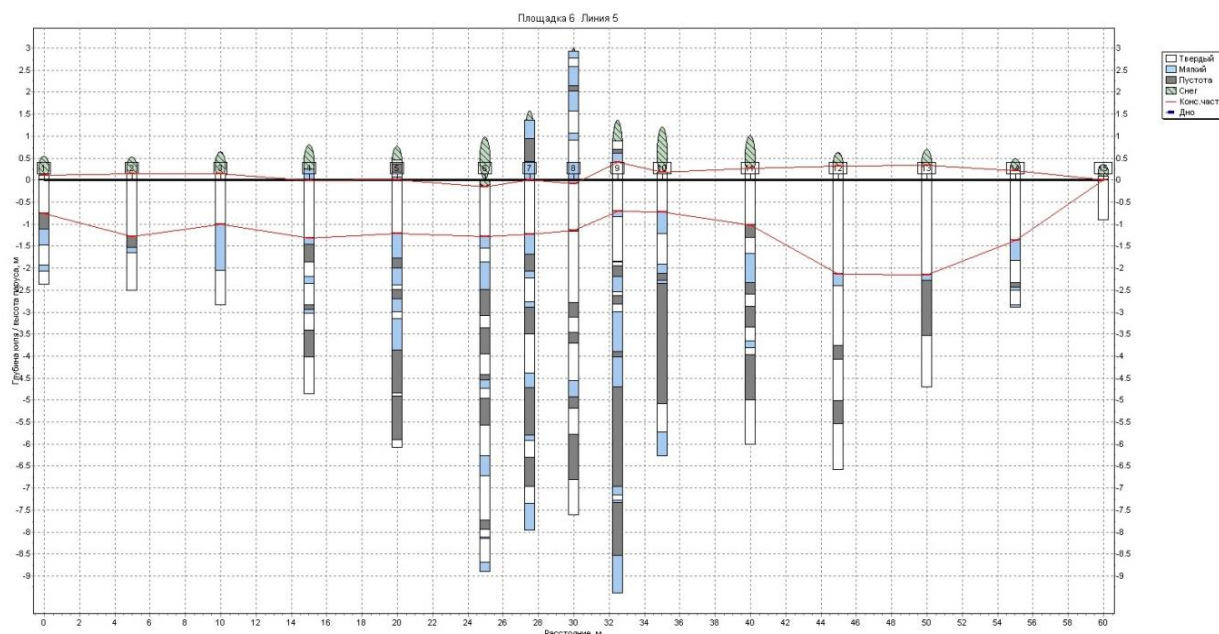


Рисунок 4.1 – Пример выделенного КС на профиле бурения. Лед в точке 15 идентифицирован как ровный, поэтому КС здесь не выделен

В этих исследованиях около четверти скважин, а точнее 762, располагались в районе паруса торосов, а остальные 2207 – вне паруса. В среднем по всем данным за два года толщина КС под парусом больше на 15%, нежели вне его. В работах [113, 156–157] предложена гипотеза о теплоизолирующем влиянии паруса тороса, замедляющем рост толщины КС, в работе [201] — снега. Чем можно объяснить, что результаты довольно значительного объема значений КС, полученного в заключительный период формирования слоя, расходятся с этими гипотезами?

По мнению Р.Б. Гузенко (ААНИИ), во-первых, распределение снежного покрова, который является одним из основных теплоизоляторов, в торосах традиционно имеет некоторые особенности. Основными зонами его аккумуляции служат подножья гребней тороса. На вершине гребня, как правило, толщина снежного покрова минимальна – отсюда он сдувается ветром. Также снег может скапливаться в расщелинах между блоками, слагающими парус. Но, главным образом, снежный покров сосредотачивается на подходе к гребню с подветренной (согласно преобладающему направлению ветра) стороны. Таким образом, роль снега как теплоизолятора непосредственно в области паруса неоднозначна. Во-вторых, определяющим для толщины КС в области паруса является не теплоизолирующий эффект, а влияние наиболее мощных участков кия, находящихся как раз преимущественно под парусом. Среднее горизонтальное смещение максимальных значений паруса и кия на профилях составляет 6–7 м. Однако, в целом, средняя за два года толщина кия в области паруса составила около 7,5 м, что в полтора раза больше средней толщины кия тороса вне паруса (4,8 м). Что касается общей толщины льда в торосе, то средняя общая толщина в точках паруса составила около 9,5 м, что больше аналогичной характеристики вне паруса (5 м) на 86%.

Строение паруса тороса предполагает наличие бóльшего количества вертикально-ориентированных блоков, нежели в остальной надводной части тороса. Хорошей иллюстрацией этого могут служить разрезы тороса, приведенные в [240]. Вертикально замороженный блок, являющийся частью КС,

сильно выдается вверх, и толщина КС в данной точке за счет этого будет больше. Это способствует бóльшим значениям толщины КС в области паруса. Но, главным образом, пространственное изменение толщины КС внутри тороса связано с изменением толщины кия.

На рисунке 4.2 представлены полученные кривые изменения средних толщин КС и кия по мере удаления от точки, где киль имеет максимальную осадку (далее – точка максимального кия), на периферию тороса. В этих расчетах были использованы данные 259 профилей, по которым исследовалась морфометрия и внутренняя структура торосов в 2014–2015 годах. Значения приведены для области, ограниченной 30 метрами по обе стороны от точки максимального кия. В эту область попадает около 94% всех значений КС. На рисунке 4.3 приведена степень консолидации кия, т.е. отношение толщины КС к толщине кия, и количество точек с КС в той же области значений.

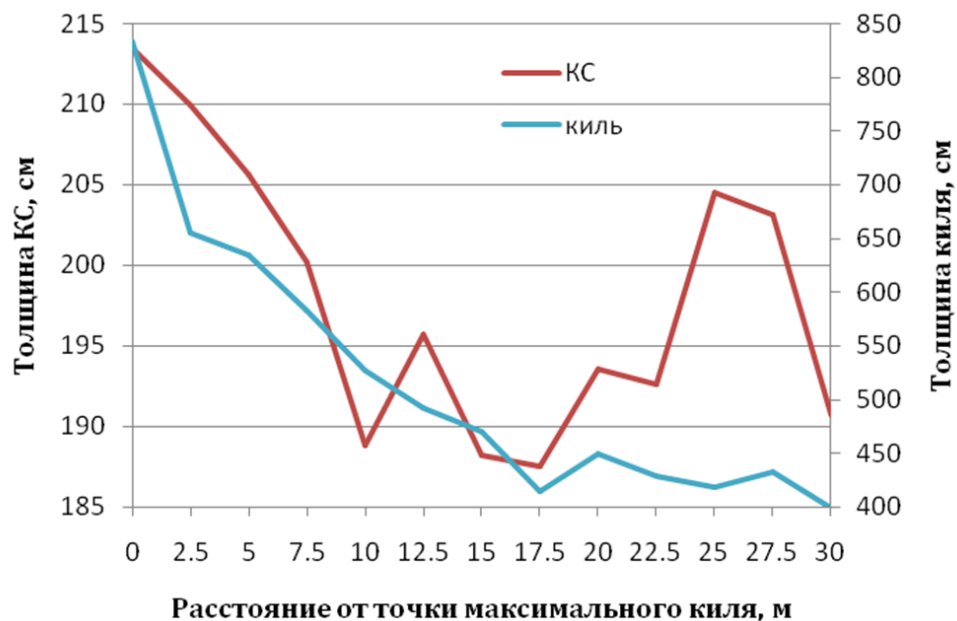


Рисунок 4.2 – Изменение средних толщин КС и кия тороса по мере удаления от точки, где киль имеет максимальную осадку

Из приведенных графиков на рисунке 4.2 и 4.3 заметны следующие тенденции. Наибольшее среднее значение толщины КС соответствует точке максимального кия. По мере удаления от этой точки на расстояние 10 м

происходит монотонное снижение толщины КС, далее толщина, исключая локальные всплески, стабилизируется. Средняя толщина кия уменьшается так же монотонно до расстояния 17,5 м от точки максимального значения, дальнейшее

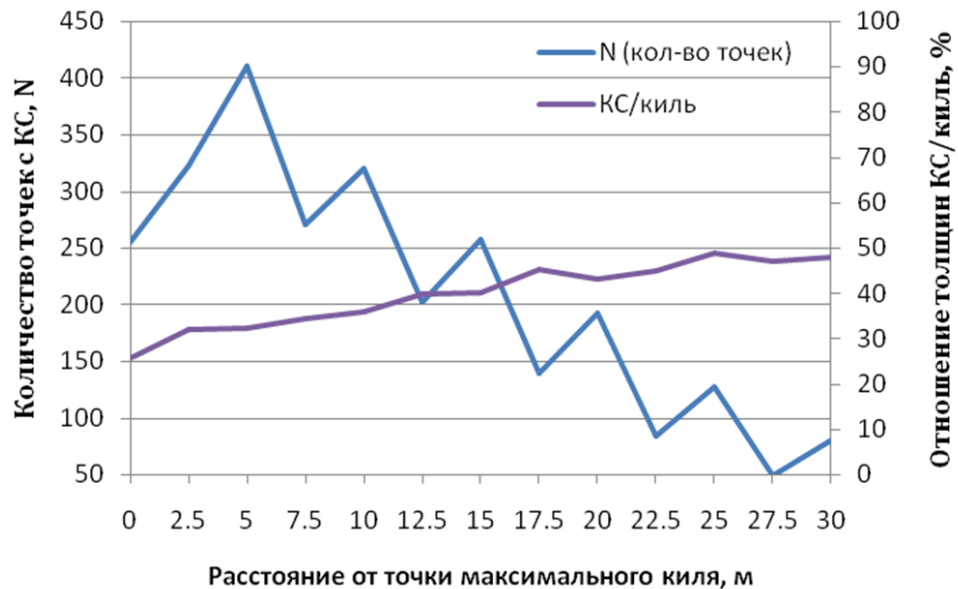


Рисунок 4.3 – Отношение толщины КС к толщине кия, а также количество данных толщины КС по мере удаления от точки, где киль имеет максимальную осадку

снижение становится незначительным. Степень консолидации кия по мере удаления от точки максимального кия постепенно возрастает с 25% и на удалении около 25 м стабилизируется в районе 50%. Другими словами, осадка кия уменьшается быстрее, чем толщина КС по мере удаления от точки максимального кия к периферии тороса. Пилообразность кривой количества данных обусловлена тем, что основная дискретность измерений составляла 5 м, и промежуточных точек с дискретностью 2,5 м было заметно меньше. В целом, пространственное изменение толщины КС внутри тороса связано с изменением толщины кия, но участок значимого изменения толщины КС на профиле ограничен десятью метрами по обе стороны от точки максимального значения кия (она же – точка максимального значения КС).

В работе [200] приведены результаты осреднения данных экспедиционных исследований торосов Баренцева моря в 2001–2005 гг., которые показывают, что наиболее толстая часть КС тороса располагается в центральной части профиля его поперечного сечения.

Е.У. Миронов и В.С. Порубаев предлагают статистическую модель морфометрии гряды тороса в юго-западной части Карского моря [52]. На графическом представлении модели КС имеет треугольную форму с максимальной толщиной в том же месте, где и киль имеет максимальную осадку, в случае треугольной формы килля, и в месте, где парус имеет максимальную высоту – в случае трапецевидной формы килля. К сожалению, авторы никак не объясняют выбор такой конфигурации КС.

Интересным вопросом является влияние паруса ледяного образования на толщину КС под ним. Пусть единичные случаи, приведенные в [113, 156–157], а так же на рисунке 3.32, однако они показывают, что парус, заключающий в себе заполненные снегом и воздухом пустоты, препятствует промерзанию и увеличению толщины КС.

Р.Б. Гузенко (ААНИИ) сделал выборки расчетов основных морфометрических параметров относительно принадлежности к парусу ледяных образований [29]. Результаты приведены в таблице 4.1. Как видно из таблицы, толщина КС под парусом в среднем оказалась больше как у торосов (на 19%), так и у стамух (на 4%), нежели вне паруса. В работе [77] этот факт был объяснен тем, что в области паруса в среднем находятся более мощные, нежели вне паруса, участки килля. Таблица 4.1 демонстрирует: в торосах это проявляется особенно сильно, что связано с характерными особенностями строения этих ледяных образований. А как было отмечено, более мощным участкам килля соответствует в среднем более мощный КС.

За период с 12 по 31 мая 2018 г. на ледовом стационаре «Ледовая база «Мыс Баранова» были подробно исследованы три тороса, находящиеся в припае в районе расположения стационара. Один из торосов находился на краю встрошенного поля, поэтому профиль бурения проходил поперек гребня тороса и

простирались вглубь этого поля на 50 м. На рисунке 4.4 приведен профиль бурения (вверху) и границы киля и КС (внизу). Внутреннее строение этого тороса показано на рисунке 3.17.

Таблица 4.1 – Основные морфометрические параметры (средние значения) торосов и стамух, исследованных методом термобурения в 2007–15 гг. [29]

Параметр	Торосы (108)			Стамухи (7)		
	Под парусом	Вне паруса	Все	Под парусом	Вне паруса	Все
Количество точек	1038 (29 %)	2544 (71 %)	3582	253 (64 %)	145 (36 %)	398
Толщина КС, м	2,36	1,99	2,10	2,10	2,01	2,07
Превышение, м	1,78	0,28	0,72	1,88	0,27	1,29
Глубина киля, м	7,96	5,11	5,93	5,36	4,33	4,98
Общая толщина, м	9,74	5,39	6,65	7,24	4,60	6,27

Анализ показал, что толщина КС слабо коррелирует с пористостью неконсолидированной части киля, однако обнаруживается более сильная корреляция с глубиной киля, что хорошо заметно на нижнем рисунке. Коэффициент корреляции составляет 0,45. Таким образом, можно констатировать, что КС исследованного тороса определялся в первую очередь плотностью упаковки битого льда в киле, и в меньшей степени доступом холода к неконсолидированному килю. Тем не менее, в большинстве случаев в той части киля, которая закрыта парусом или толстым снежным покровом, толщина КС несколько меньше. Особенно это заметно в тех участках профиля, где располагается парус гребня, высота которого в данном случае превышает три метра, а также там, где располагается толстый снежный покров (рисунок 4.4, вверху).

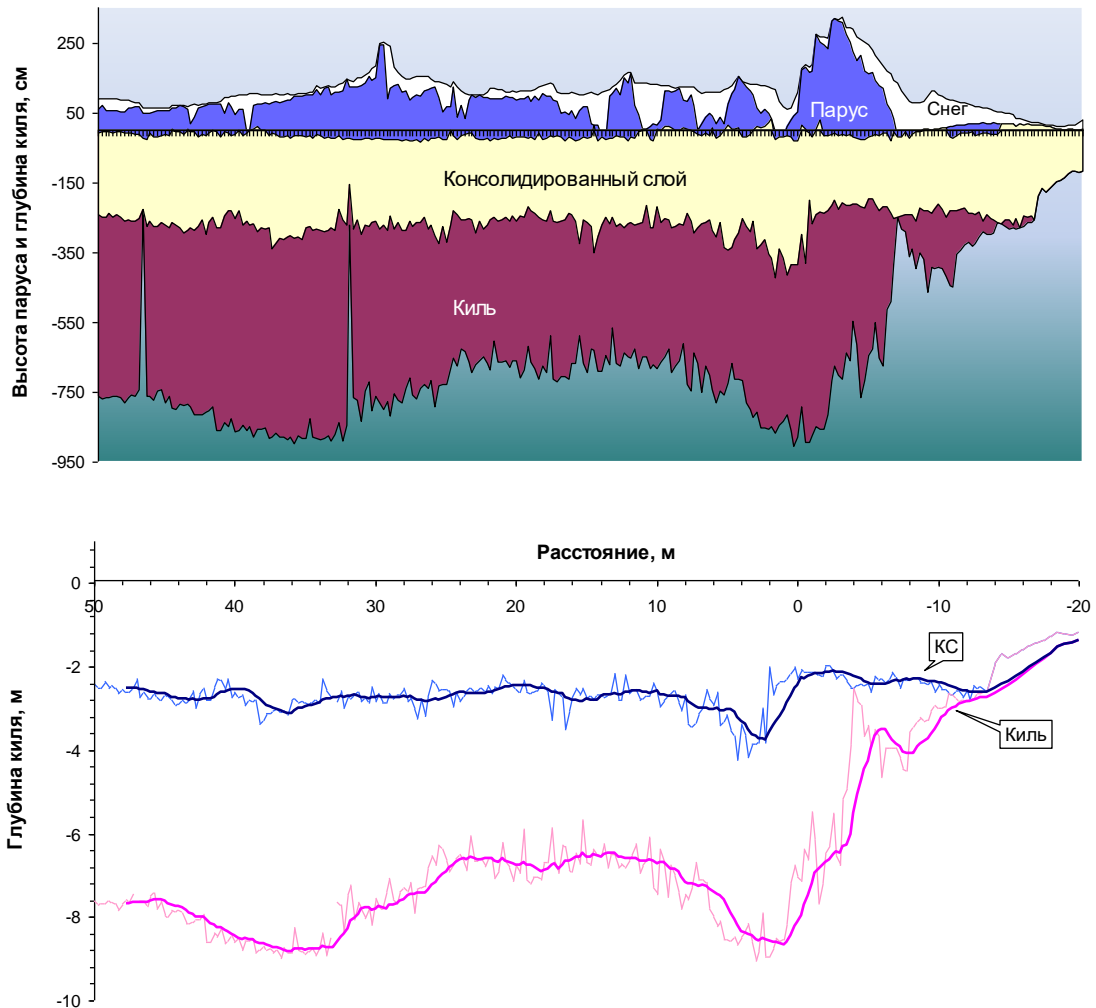


Рисунок 4.4 – Корреляция консолидированного слоя с глубиной килья тороса. Толстыми линиями показаны сглаженные кривые методом скользящего среднего, окно осреднения 2,5 м. Коэффициент корреляции 0,45. Средняя толщина КС составила 2,5 м

Р.Б. Гузенко (ААНИИ) предложил рассмотреть также изменение средней толщины КС и паруса тороса по мере удаления от точки, где парус имеет максимальную высоту [143]. Однако наиболее высокая корреляционная связь получилась между распределениями КС и общей толщины льда в торосе. Наибольшая толщина КС наблюдается в зоне, объединяющей максимальные парус и киль, условно названной им «зоной наибольшей деформации» тороса. Вероятно, в этой зоне в период формирования тороса наибольшее количество обломков льда под давлением образуют в районе уровня моря наиболее мощную

по толщине область уплотненного льда, который служит основой для последующего образования КС.

Участок перехода от КС к неконсолидированному льду на ледяном срезе, показанном на рисунке 3.53, небольшой, его ширину можно оценить в 12–13 см. Однако на рисунке 4.5 вдоль всей нижней части КС тороса выделяется серая область, которую можно соотнести с переходом к неконсолидированному льду. Как отмечалось в параграфе 2.2, скорость бурения в небольшой степени зависит от температуры льда, в данном случае температуры КС. Но, как известно, распределение температуры льда в КС в большинстве случаев линейно, особенно в нижней части КС. Отсутствовал бы резкий переход, как это наблюдается на ровном льду слева от тороса. Там наблюдается равномерный цвет льда по всей его толщине. С чем связана эта серая полоса на нижней границе КС? Ее ширина варьирует в пределах 20–90 см, чаще всего около 35 см. Это не соответствует ширине переходного слоя из рисунка 3.53. Данный вопрос остается пока нерешенным.

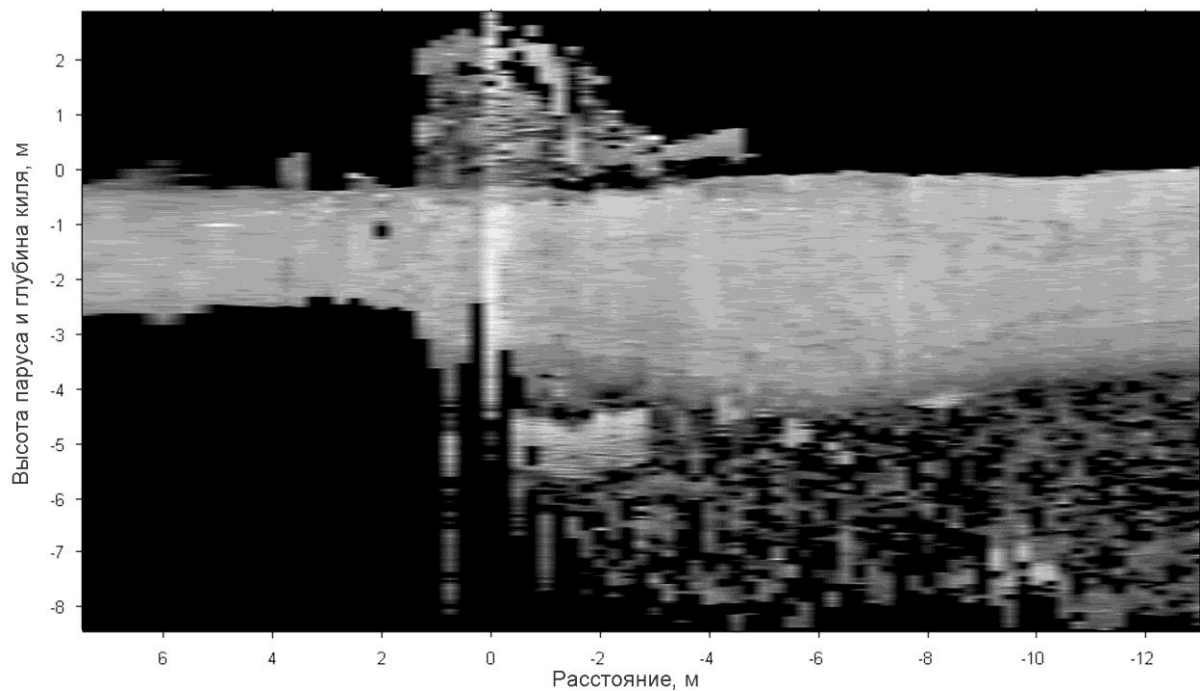


Рисунок 4.5 – Торос в припае пролива Шокальского, исследованный в 2018 г.

Р.Б. Гузенко (ААНИИ) рассмотрел особенности торосов с наибольшей толщиной консолидированного слоя в пяти районах Карского моря и моря Лаптевых [141]. Для этого в пределах каждого из пяти районов исследования торосы были ранжированы по грациям средней толщины КС. В результате такого осреднения основных морфометрических параметров выявлено, что во всех районах торосы с наибольшей средней толщиной КС характеризуются наиболее крупными размерами средней и максимальной высоты паруса, наибольшими величинами средней осадки киля, средней общей толщины льда и средней толщины блоков. В большинстве районов исследования торосам с наибольшей толщиной КС соответствовали наибольшие значения ширины паруса и ширины киля, максимальной осадки киля, максимальной общей толщины и длины гребня. В целом, проявлялась общая закономерность: торосы с наибольшей средней толщиной КС, как правило, характеризуются наибольшими внешними размерами [141].

Необходимо сказать несколько слов о КС стамух. По оценкам, приведённым в [67] для Печорского моря, КС толщиной 1,5 м в среднем составляет порядка 70% длины поперечного профиля стамухи, а толщиной 6 м – не более 20%. С. Бекецкий и Г. Сурков отмечают, что за пару недель существования стамухи её КС вырастает в среднем до 1,4 м, через месяц – уже до 2,6 м, через два месяца – до 4 м [138]. Средняя толщина КС семи стамух Байдарацкой губы, исследованных в 2007–2010 гг., составила 2,1 м [29]. В работе [193] сравниваются морфометрические характеристики торосов и стамух моря Лаптевых. Отмечено, что средняя толщина КС в стамухах и торосах одинаковая, и это объясняется формированием стамух и торосов примерно в одно время и их нахождением в локальном районе с однородным температурным режимом.

4.2 Закономерности распределения пористости торосов

Известно, что интенсивность нарастания КС связана с пористостью льда в киле – чем пористость ниже (т.е. чем плотнее упаковка блоков), тем больше возможности для роста КС и достижения им наибольшей толщины. По данным экспедиционных исследований, проводившихся ААНИИ весной в 2014–15 гг. на акваториях Карского моря и моря Лаптевых в период максимального развития ледяного покрова, выполнен расчет пористости в каждой точке бурения в зависимости от глубины. На рисунке 4.6 показано осредненное изменение пористости в киле по глубине и по мере удаления от точки максимального киля. Приведены значения пористости, полученные осреднением не менее 50 значений. Наиболее хорошо обеспечена данными область приблизительно до 15 м от точки максимального киля и до 7 м по глубине.

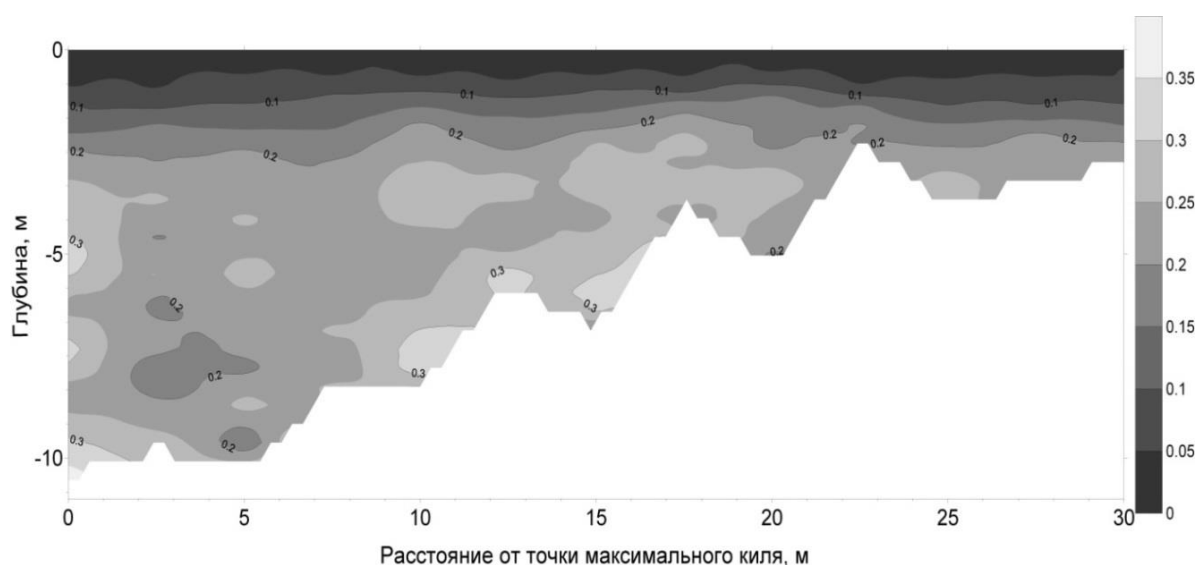


Рисунок 4.6 – Распределение пористости в киле тороса (по результатам осреднения не менее 50 значений на 259 профилях бурения торосов в Карском море и море Лаптевых в 2014–2015 гг.). Белый цвет соответствует либо недостаточности, либо отсутствию данных

Из рисунка видно, что пористость, в целом, увеличивается с ростом глубины. Минимальна пористость вблизи уровня воды, так как здесь, как правило, располагался КС, пористость которого равна нулю. Тем не менее, за

пределами КС также заметна общая тенденция увеличения пористости с глубиной.

На нескольких профилях бурения КС отсутствовал полностью или частично, т.е. был обнаружен не в сплошном виде, а с пропусками. Пример такого профиля приведен на рисунке 4.7. Всего без КС было зафиксировано 65 точек в торосах. Отсутствие КС характерно либо для относительно свежих торосов, либо для торосов, подвергшихся вторичной деформации, где новый КС на момент их исследования не успел сформироваться. Вторичная деформация может затрагивать только часть тороса, т.е. в другой части того же тороса КС может присутствовать. Особенности внутреннего строения на этих профилях без КС в разрезе рассматриваемого вопроса могут служить иллюстрацией возможной связи толщины кия с его пористостью внутри тороса до образования КС. На рисунке 4.8 приведен наиболее обеспеченный данными фрагмент осредненного распределения пористости внутри кия тороса на таких профилях.

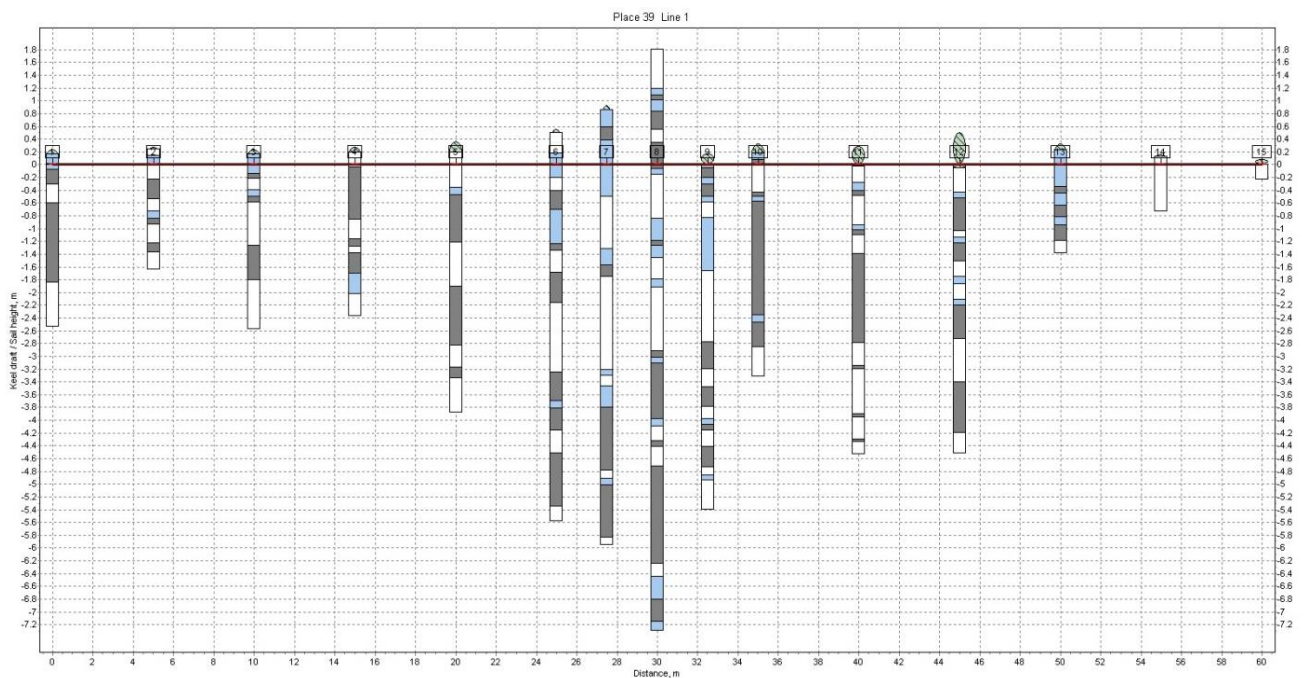


Рисунок 4.7 – Пример профиля бурения тороса с отсутствующим консолидированным слоем (белым цветом показан плотный лёд, голубым – рыхлый лёд и серый – пустоты)

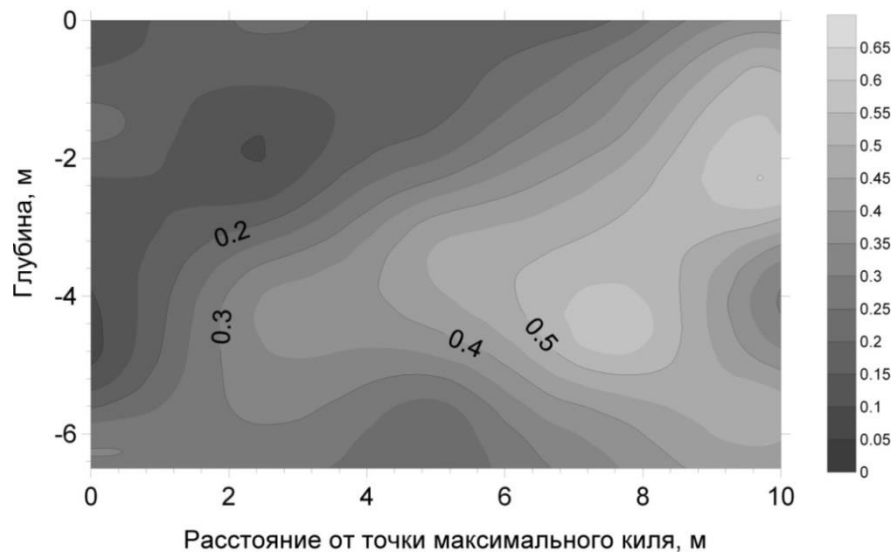


Рисунок 4.8 – Фрагмент распределения пористости в киле тороса на профилях без КС

Как видно из рисунка 4.8, в неконсолидированном киле также наблюдается общее уплотнение льда и уменьшение пористости по мере приближения к поверхности воды (зоне образования КС). Кроме того, характер наклона изолиний пористости соответствует наклону контура осредненного киля, т.е. по мере удаления от точки максимального киля область низких значений пористости (область уплотненного льда), сужается в сторону уровня моря, и так же соответственно уменьшается средняя осадка киля (см. рисунок 4.2). Таким образом, можно сделать вывод, что в результате формирования типичного тороса еще до образования КС распределение блоков льда в киле характеризуется следующими признаками. Во-первых, пористость возрастает с глубиной киля, а наиболее плотная упаковка обломков льда, слагающих торос, наблюдается в районе уровня моря. Во-вторых, в области наибольшего киля зона низкой пористости является наиболее протяженной по глубине, а по мере удаления от точки максимального киля наблюдается сужение этой зоны. В.Д. Грищенко отмечал, что коэффициент заполнения в центральной части гряды тороса (с центром на уровне моря) на 0,1–0,2 выше, чем в ее вершинной и килевой частях [24]. Полученные результаты в целом согласуются с этим заключением. В этой же работе данное явление связывается с действием сил тяжести и плавучести,

способствующим концентрации и последующему уплотнению мелких обломков и тертого льда в центральной части гряды. Приведенные на рисунке 4.8 осредненные значения пористости по всей толще тороса подтверждают эти аргументы. Очевидно, что наиболее мощные участки кия и паруса изначально заключают в себе бóльшее количество таких ледяных обломков. Это дает основание предположить, что в результате воздействия на эти обломки упомянутых сил происходит формирование над (в случае паруса – под) такими зонами в районе уровня моря более широкого слоя уплотненного льда.

В первой главе говорилось, что, по мнению Г.А. Суркова вертикальные размеры пустот между блоками льда увеличиваются с глубиной, а размеры самих блоков не меняются [225]. По результатам исследования тороса в Баренцевом море Б. Боннемер с коллегами установили, что чем ближе к уровню моря, тем более компактно сложены блоки в торосе, а пористость ниже КС увеличивалась с глубиной с 0,2 до 0,5, и связывают это с положительной плавучестью льда [130]. О.М. Андреев (ААНИИ), обобщая результаты исследований торосов в 2003-2007 гг. в Баренцевом море, отметил, что в свежих торосах, в которых КС либо отсутствовал, либо только начал формироваться, пористость изменялась от 0,1 при нулевой глубине до 0,4 при максимальном киле [2]. Он также связывает это явление с действием архимедовых сил и предложил автору рассмотреть распределение пористости неконсолидированной части кия торосов в безразмерных координатах относительно характерной точки на поперечном сечении тороса. Напрашивается выбор такой характерной точкой на профиле – это точка, в которой киль имеет максимальную осадку. В этом случае расстояние по горизонтали от точки максимального кия до точки, в которой заканчивается неконсолидированная часть кия, принимается равным единице. Значения пористости на новой диаграмме будут располагаться на расстоянии от 0 до 1 независимо от того, вправо или влево от точки максимального кия получено это значение. Для этого рассмотрены значения пористости неконсолидированной части кия десяти торосов: трех на дрейфующей станции «Северный полюс – 38» [173], тороса, исследованного в 2013 г. на ледовой базе Барнео, шести торосов

пролива Шокальского, исследованных в 2016–2019 гг. [106, 172]. Весь диапазон дистанции (0...1) разбит на десять отрезков, на каждом из которых рассчитываются медианный центр и среднее из значений пористости, попадающих в этот отрезок.

На рисунке 4.9 представлен объединенный график распределения пористости неконсолидированной части кия торосов в зависимости от относительного расстояния от точки максимального кия [101]. По мере удаления от точки максимального кия наблюдается увеличение размаха значений пористости, причем нижняя граница (нулевое значение) остается неизменной. Как видно из рисунка, среднее значение в каждом поддиапазоне постепенно повышается, что указывает на увеличение пористости с удалением от центра к периферии поперечного сечения тороса.



Рисунок 4.9 – Распределение пористости неконсолидированной части кия торосов. Сплошная линия показывает линейную аппроксимацию средних значений пористости в диапазоне относительных расстояний от точки максимального кия 0...0,8

Нарастание средних значений пористости в диапазоне относительных расстояний до 0,8 происходит практически линейно (аппроксимирующая прямая на графике рисунка 4.9; коэффициент детерминации $R^2 = 0,97$). Однако далее, ближе к периферии кия торосов пористость начинает уменьшаться. Это связано с тем, что неконсолидированная часть в этой области кия чаще всего представляет собой единичный блок льда, отстоящий на некоторое расстояние от КС. В этом случае пористость определяется как отношение вертикального размера этого расстояния к суммарному вертикальному размеру пустоты и блока льда. Довольно часто на краю кия находится подсов блока льда, как показано, например, в [129] или на рисунке 4.10 (левая часть кия, дистанция $-17\dots-12$ м). Блок льда расположен под наклоном, и при приближении к краю кия линейная пористость неконсолидированной части кия будет уменьшаться, т.к. толщина блока примерно постоянна, а расстояние между блоком и КС уменьшается.

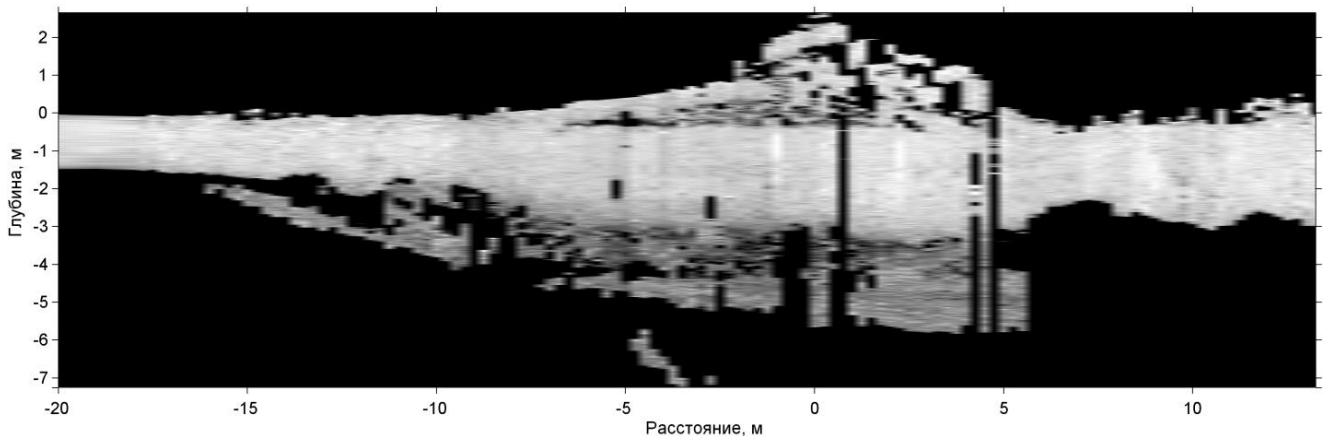


Рисунок 4.10 – Профиль бурения тороса в проливе Шокальского в мае 2019 г.

Белый цвет – плотный лед, черный – пустота, промежуточные серые тона – пористый лед

Для оценки нарастания математического ожидания значения пористости Θ_{cp} неконсолидированной части кия торосов при приближении к краю кия можно воспользоваться эмпирической формулой

$$\Theta_{cp} = 0,24x + 0,14,$$

где x – относительное удаление от точки максимального киля. Однако область применения этой формулы ограничена относительным удалением от края киля, составляющим 0,8, т.к. две последние точки (см. рисунок 4.9) не ложатся на прямую, а показывают уменьшение осреднённой пористости на краю киля. Таким образом, математическое ожидание средней по глубине пористости в точке максимального киля будет равняться 0,14, на середине склона киля — 0,26, на краю киля не превысит максимального значения из средних — 0,34.

Итак, отсюда следует вывод: средняя по глубине пористость также зависит от уплотнения блоков в киле – чем больше киль, тем сильнее уплотняются блоки льда и меньше пористость. Зависимость на рисунке 4.9 подтверждает эту особенность строения киля торосов. По мере удаления от точки, где киль имеет максимальную осадку, средняя пористость неконсолидированной части киля торосов имеет тенденцию возрастать. Диапазон изменения среднего значения пористости для исследованных торосов – от 0,14 до 0,34.

В работах М.Н. Скачкова [72, 84, 217] рассмотрены вопросы уплотнения сыпучей среды под действием силы тяжести, а предложенные модели сопоставлены с экспериментальными данными по горным породам и снегу. Согласно приведенным в статьях рассуждениям происходит уменьшение пористости сыпучей среды с глубиной за счет повышения давления (рисунок 4.11). При расчетах ледовых нагрузок на гидротехнические сооружения неконсолидированную часть киля часто рассматривают как частный случай сыпучей среды с широким диапазоном фракций, например [1, 90, 125, 162]. Она представляет собой хаотическое нагромождение блоков, находящихся в парусе под действием силы тяжести, а в киле – силы тяжести и силы плавучести.

М.Н. Скачков предлагает формулу для пористости сыпучей среды:

$$\Theta = \frac{1}{1 + \left(\frac{1}{\Theta_0} - 1 \right) e^{k\rho_s g z}} \quad (4.1)$$

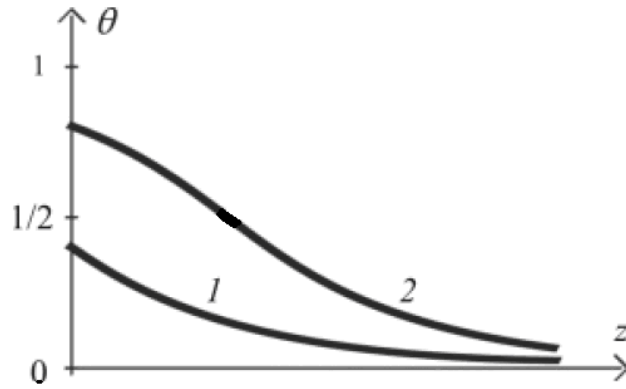


Рисунок 4.11 – Падение пористости сыпучей среды с глубиной: 1 – среда с низкой пористостью ($\Theta_0 < 1/2$); 2 – среда с высокой пористостью ($\Theta_0 > 1/2$) [72]

где Θ – пористость, z – глубина, Θ_0 – пористость при нулевой глубине, g – ускорение свободного падения, ρ_s – плотность скелета (в нашем случае льда, 918 кг/м³), κ – коэффициент, характеризующий уплотняемость среды. Ю.П. Желтов предлагает такую зависимость пористости от напряжения σ :

$$\Theta = \Theta_0 e^{-\beta_c(\sigma - \sigma_0)},$$

где β_c – сжимаемость, σ_0 – начальное среднее нормальное напряжение [32]. Важно, что оба автора предлагают экспоненциальную зависимость. Применим модель М.Н. Скачкова к торосу, как сыпучей среде, и ограничимся рассмотрением кия тороса [103]. В этом случае давление будет создавать сила Архимеда, направленная вверх. Тогда вместо ускорения силы тяжести g следует использовать величину

$$g_A = g \frac{\rho_w - \rho_i}{\rho_i} \approx 1,2 \dots 1,4, \quad (4.2)$$

где ρ_w и ρ_i – плотность морской воды и льда. Величина g_A будет зависеть от средней плотности однолетнего морского льда и воды и колебаться в зависимости от условий ледообразования. Под действием сил тяжести и плавучести блоки льда

в киле тороса в процессе торования уплотняются. Поверхностью, на которой отсутствуют напряжения сдвигания и которая характеризуется нулевой пористостью, будет нижняя поверхность кила. По мере уменьшения глубины (направление вверх на рисунке 4.12) пористость будет уменьшаться под давлением нагромождения блоков льда.

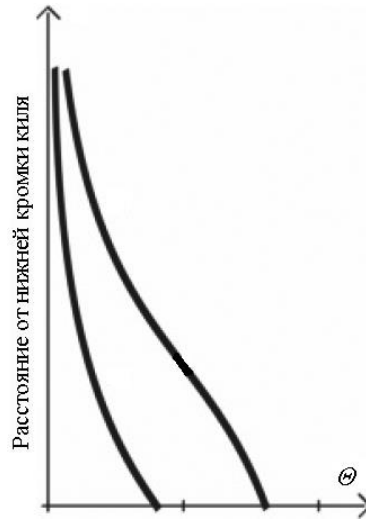


Рисунок 4.12 – Уменьшение пористости кила тороса (ноль оси ординат соответствует нижней поверхности кила)

Из формулы М.Н. Скачкова можно вывести формулу для средней пористости по глубине кила с учетом толщины КС $H_{КС}$:

$$\tilde{\Theta} = \frac{1}{\alpha H_K} \ln \left[\frac{1 + A \cdot \exp(-\alpha H_{КС})}{1 + A \cdot \exp(-\alpha H_K)} \right], \quad (4.3)$$

где $A = \frac{\Theta_0}{1 - \Theta_0}$, $\alpha = \kappa \rho_s g_A$, H_K – толщина кила в точке. Взяв исходные данные о средней толщине КС и осадке кила из рисунка 4.2, можно рассчитать среднюю пористость кила в зависимости от расстояния от максимального кила и сравнить с данными термобурения. Поскольку точные сведения о нулевой пористости (на нижней кромке кила) и уплотняемости отсутствуют, расчет производился с подбором коэффициентов Θ_0 и a , при которых расчетная кривая наиболее точно

совпадает с экспериментальными данными о пористости. Рисунок 4.13 иллюстрирует результаты этого расчета. Коэффициент корреляции расчетной и экспериментальной кривых составил 0,72. Во избежание путаницы при сравнении рисунка 4.13 с рисунком 4.9 необходимо акцентировать внимание, что здесь речь идет об общей пористости кия, в то время как на рисунке 4.9 рассматривалась пористость только неконсолидированной его части. Чем толще КС, тем меньше общая пористость кия. Зеленым цветом показана расчетная кривая, при условии, что КС полностью отсутствует. В этом случае киль полностью неконсолидирован, и характер изменения пористости на обоих рисунках совпадает. Некоторое отличие средней пористости в точке максимального кия (0,14 на рисунке 4.9 и 0,225 на рисунке 4.13) связано с тем, что эти графики построены по данным из разных регионов. Рисунок 4.9 построен, как уже говорилось, по данным центральной части арктического бассейна и пролива Шокальского, а рисунок 4.13 по данным региона Карского моря и моря Лаптевых. На основе данных из таблицы 3.5 можно оценить, что в Карском море и море Лаптевых средняя пористость неконсолидированного кия несколько выше, чем в арктическом бассейне (0,25–0,30 и 0,10 соответственно).

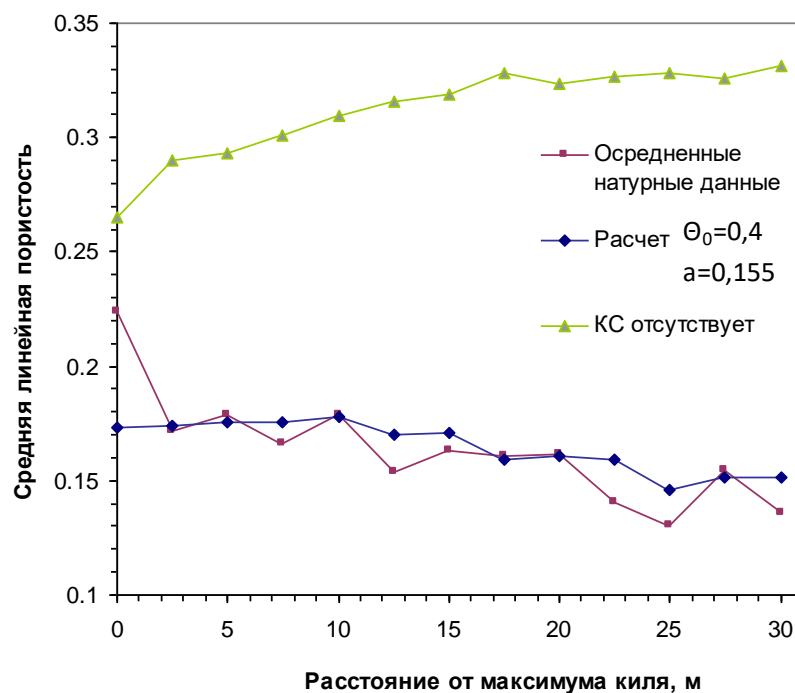


Рисунок 4.13 – Расчет пористости по формуле (4.3) по данным рисунка 4.2

В тех случаях, когда КС отсутствует, средняя линейная пористость изменяется в зависимости от расстояния от точки максимального кила следующим образом (рисунок 4.14). Приведена также и расчетная кривая. Тенденции изменения кривых неплохо совпадают в наиболее информативном диапазоне (до 12,5 м). Количество осредняемых точек от 3 до 9 (в среднем 5) в диапазоне до 20 м.

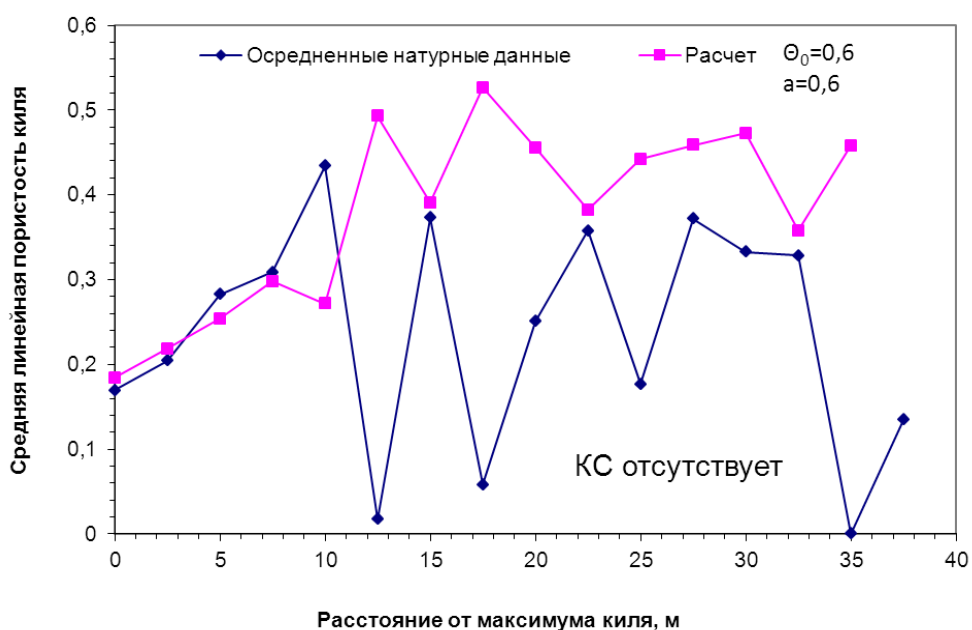


Рисунок 4.14 – Осредненная линейная пористость в точках, где КС отсутствовал, в зависимости от расстояния от максимума кила. Приведена также расчетная кривая

Полученные результаты вполне согласуются с выводами моделей М.Н. Скачкова: пористость в парусе и киле тороса уменьшается по направлению к уровню моря, где блоки льда наиболее уплотнены. Предположительно, это уплотнение происходит в основном во время формирования тороса. Вблизи уровня моря пористость в области максимального кила меньше, чем на периферии кила, где нет такого сильного давления большой массы обломков льда.

Низкая пористость, т.е. более плотная упаковка блоков способствует более интенсивному росту КС, определяя в итоге потенциал достижения им наибольшей толщины. Этим можно объяснить особенность распределения КС в киле тороса,

когда области максимального кия соответствует зона наибольшей толщины КС, а по мере удаления от точки максимального кия толщина КС снижается.

На рисунке 4.15 представлены несколько графиков, построенных на основании данных термобурения торосов весной 2016 г. в проливе Шокальского. Графики сглажены скользящим средним, интервал осреднения 5 м. Можно отметить общие тенденции графиков пористости неконсолидированной части кия торосов и глубины кия, подтверждающие их связь.

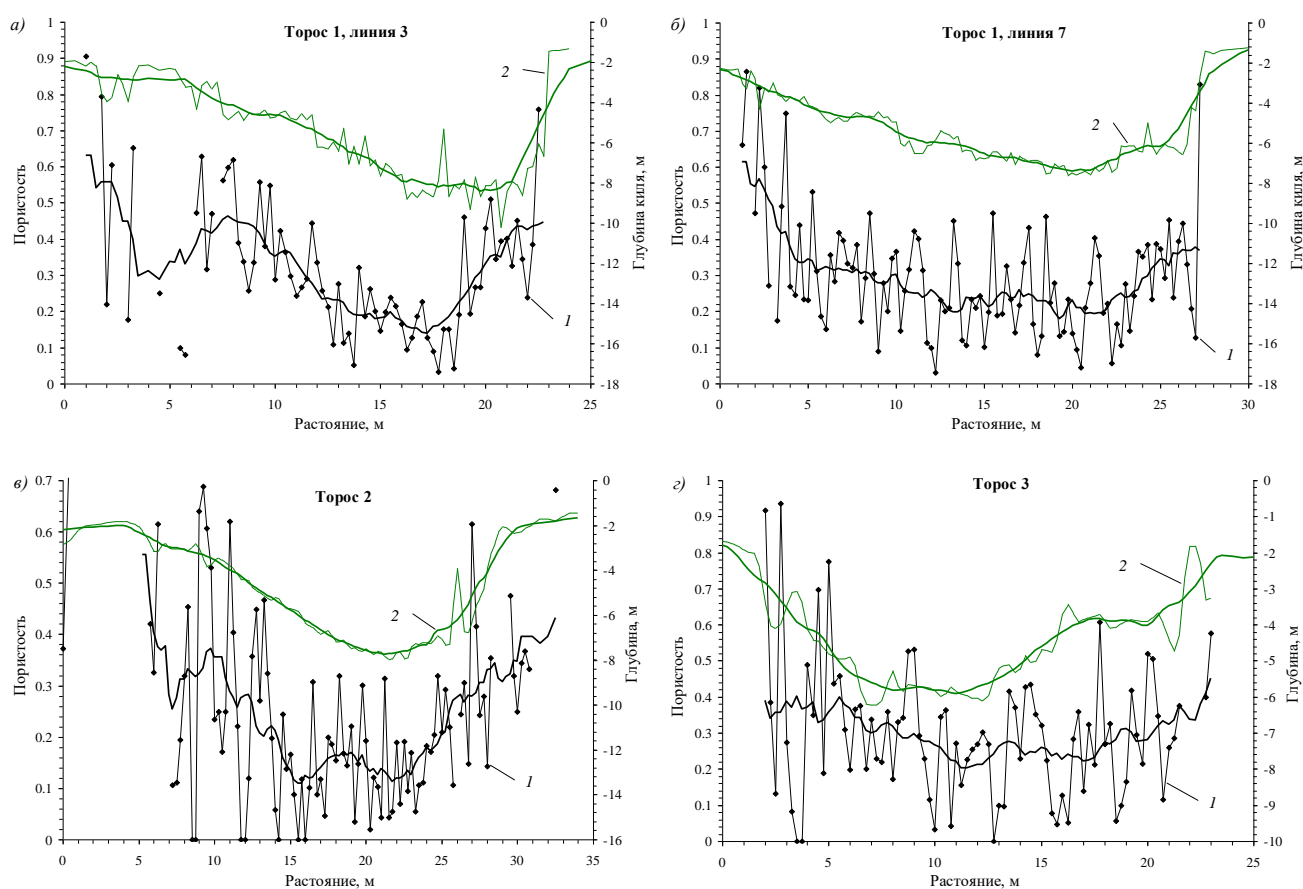


Рисунок 4.15 – Пористость неконсолидированной части (1) и глубина кия торосов (2), дополненные сглаженными кривыми (тип сглаживания – скользящее среднее, интервал сглаживания – 5 м)

На рисунке 4.16 приведены средняя линейная пористость неконсолидированной части кия тороса №3, исследованного в 2016 г. в проливе Шокальского, в каждой точке бурения, осадка кия, толщина КС и расчетная

кривая для данных значений осадки и толщины КС. Сильный разброс значений пористости затрудняет восприятие, поэтому приведена сглаженная кривая (скользящее среднее, осреднение 15 значений). Коэффициент корреляции между осадкой кия и сглаженной пористостью кия составляет 0,44.

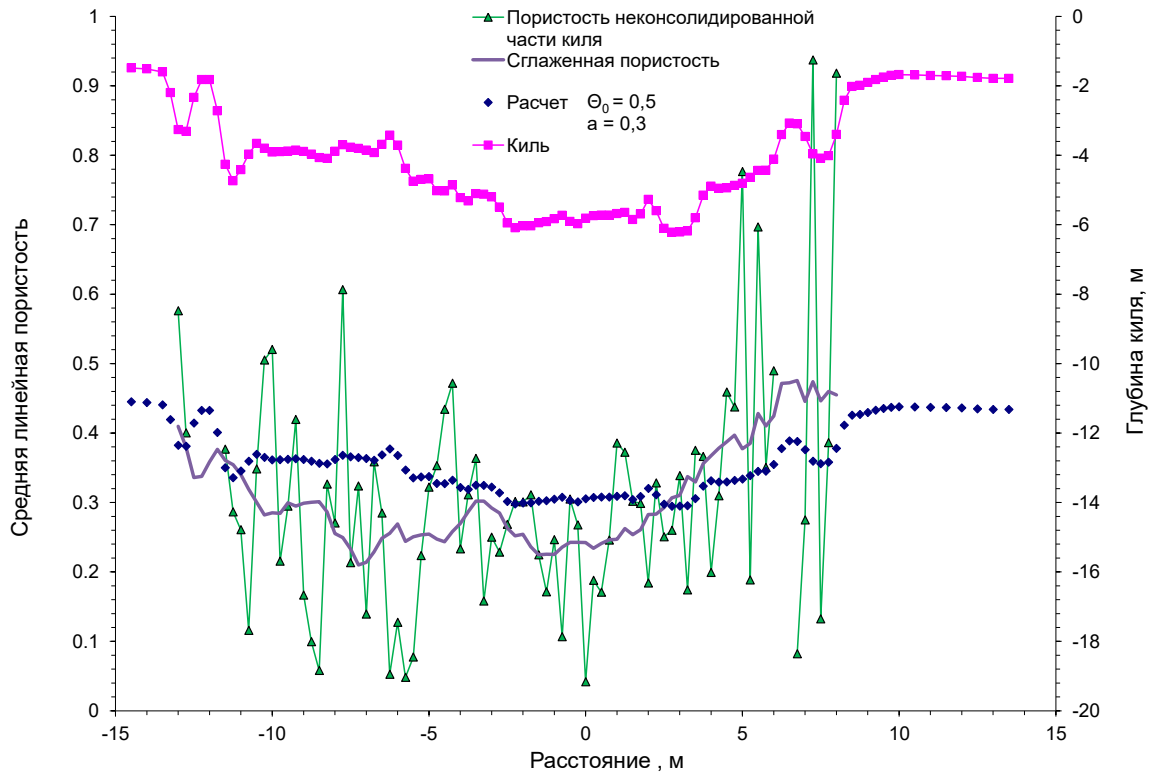


Рисунок 4.16 – Сравнение расчетной пористости неконсолидированной части кия тороса №3, исследованного в 2016 г. в проливе Шокальского, с результатами водяного бурения

С учетом выбранного критерия выделения пустот (см. параграф 2.1) запись скорости бурения в каждой точке можно представить в виде ступенчатой кривой, где пустотам будет соответствовать 1, а льду – 0. Поскольку пористость КС в большинстве случаев равняется нулю, ограничимся рассмотрением неконсолидированной части кия торосов. Для установления параметров распределения пористости кия как сыпучей среды на основе модели М.Н. Скачкова, осредним индивидуальные распределения пористости неконсолидированного кия во всех точках бурения для каждого отдельного региона. Процедура осреднения будет следующей. Поскольку в выражении (4.1)

нулевая глубина (нулевое расстояние от края кия) соответствует нижней поверхности кия (рисунок 4.12), а каждое индивидуальное распределение пористости располагается на своем интервале глубин, для осреднения их необходимо сдвинуть вниз до достижения глубины максимальной осадки кия. Схематично этот процесс проиллюстрирован на рисунке 4.17. Красными линиями обозначены распределения пористости неконсолидированного кия в отдельных скважинах. Длина линий соответствует длине скважины в неконсолидированном киле. После выравнивания всех индивидуальных распределений на глубине максимальной осадки кия последовательно рассматриваются все глубины от максимальной глубины кия до нижней границы КС в точке максимального кия и осредняются ступенчатые кривые по тем скважинам, которые превышают рассматриваемый горизонт. Отсчет расстояния производится вверх, начиная от глубины максимальной осадки кия.

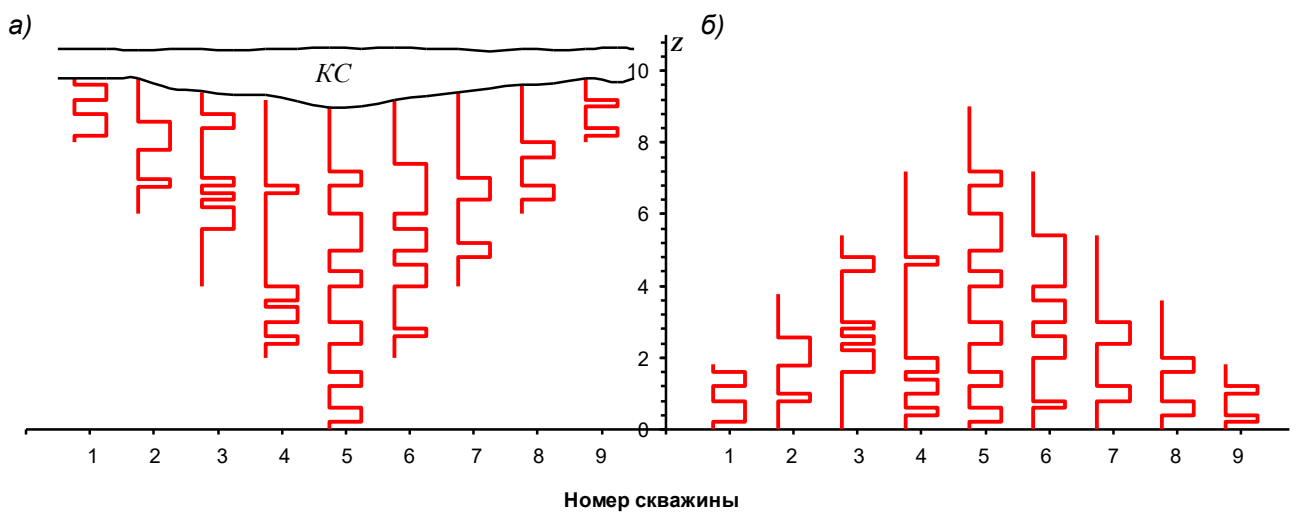


Рисунок 4.17 – Схематическое изображение кия тороса (а) и схема сдвига индивидуальных распределений пористости неконсолидированной части кия до горизонта максимальной осадки кия (б). КС – консолидированный слой.

Красными линиями обозначены распределения пористости неконсолидированного кия в отдельных скважинах. Длина линий соответствует длине скважины в неконсолидированном киле

В результате этой процедуры получены распределения пористости неконсолидированной части кия как сыпучей среды по глубине для районов проведения исследований. Сюда вошли данные о торосах Охотского моря 1998 и 2006 гг., Печорского моря 1999 г., Каспийского моря 2003, 2008 и 2013 гг., Азовского моря 2005 г., Карского моря и моря Лаптевых 2014 и 2015 гг., Хатангского залива 2017 г., Байдарацкой губы 2007 и 2010 гг., пролива Шокальского 2016–2019 гг.

Изменение пористости сыпучей среды, которой является неконсолидированный киль, по глубине хорошо иллюстрирует пример на рисунке 4.18, показывающий результаты осреднения по всем точкам бурения на торосах с дискретностью 1 см, а также количество осредняемых значений пористости на каждом горизонте. Данные получены во время исследований торосов Охотского моря на шельфе о. Сахалин в 1998 и 2006 гг.

Кривую пористости в области неконсолидированного кия можно разбить на три отрезка, соответствующих зонам, отражающим характерные особенности распределения. Поскольку ступенчатое распределение пористости в каждой точке бурения в нижней граничной части кия всегда заканчивается нулем, соответствующим льду, средняя пористость здесь будет нулевая. С увеличением расстояния от края кия всё чаще в отдельных скважинах будут встречаться пустоты, и средняя пористость будет повышаться. Поэтому первая зона простирается от нижней границы кия (нулевое расстояние) до расстояния, на котором средняя пористость достигает максимума. Характер изменения средней пористости на этом участке будет определяться распределением вертикального размера блоков льда на нижней границе кия. Максимальное значение средней пористости определим как начальную пористость $\theta_{\text{нач}}$. Вторая зона характеризует уплотнение неконсолидированной части кия под действием силы Архимеда. Третья зона характеризуется увеличением разброса значений средней пористости за счет уменьшения количества усредняемых данных, которое показывает кривая количества значений. С дальнейшим увеличением расстояния начинают

преобладать ступенчатые изменения пористости, которые обусловлены единичными усредняемыми распределениями.

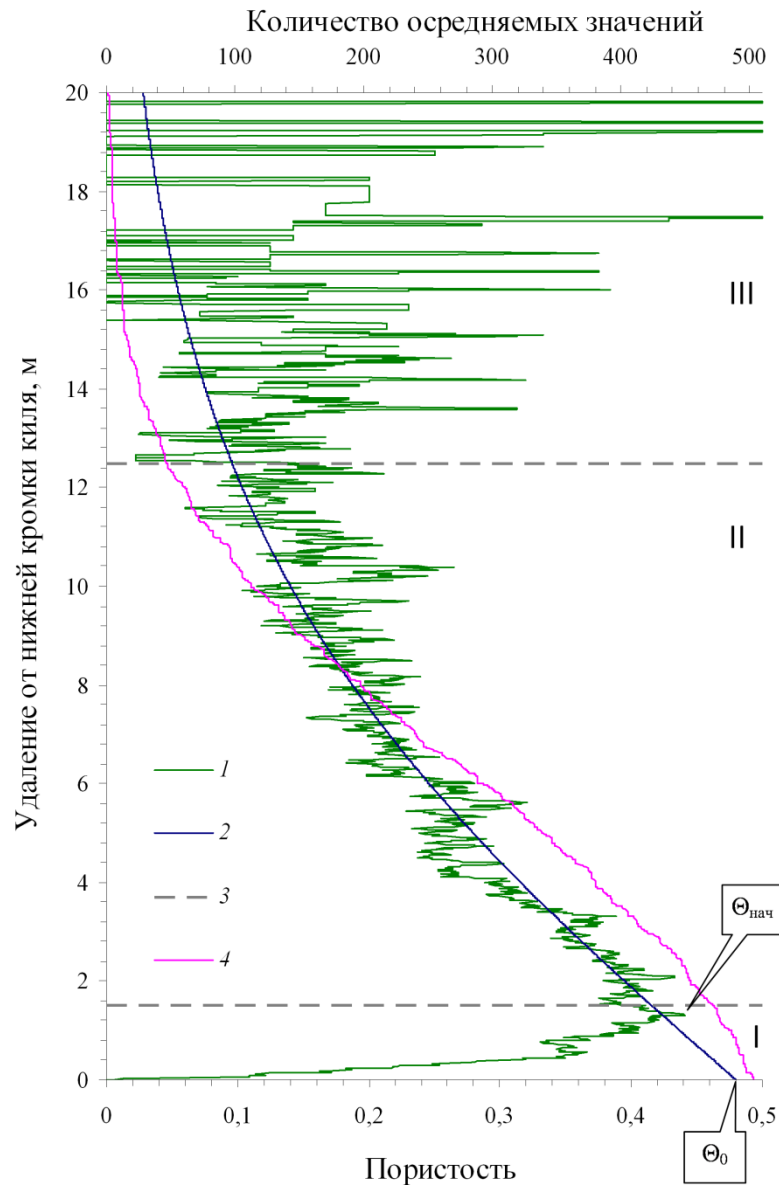


Рисунок 4.18 – Результаты осреднения пористости сыпучей среды, которой является неконсолидированный лёд кила, по всем точкам бурения на торосах

Охотского моря на шельфе о. Сахалин в 1998 и 2006 гг. по глубине.

1 – пористость, 2 – аппроксимирующая кривая по формуле (4.1), 3 – границы выделенных зон, 4 – количество усредняемых значений пористости на каждом горизонте. $\Theta_{нач}$ – начальная пористость, Θ_0 – нулевая пористость. Римскими цифрами показаны зоны различной тенденции изменения пористости в киле.

Аппроксимация выполнена в зоне II

Такие же зоны можно выделить и в парусе, но их протяженность будет отличаться из-за того, что блоки в парусе уплотняются под действием силы тяжести, которая существенно больше результирующей силы тяжести и силы Архимеда. Тенденции изменения пористости с расстоянием от края киля, характеризующиеся тремя выделенными зонами, присущи распределениям во всех рассматриваемых регионах. На рисунке 4.18 приведена также аппроксимация распределения пористости в зоне II формулой (4.1) М.Н. Скачкова.

Для лучшего восприятия было решено сгладить распределения пористости скользящим средним с окном сглаживания два метра. На рисунке 4.19 приведены для иллюстрации сглаженные распределения для нескольких регионов – Байдарацкой губы, Каспийского моря, шельфа о. Сахалин и пролива Шокальского. Некоторые особенности приведенных на рисунке 4.19 распределений требуют пояснений. Так, кривые пористости торосов Байдарацкой губы и пролива Шокальского несколько смещены в сторону меньших значений пористости. Необходимо учитывать особенности этих регионов. На осадку торосов Байдарацкой губы влияют мелководные участки, на которых при взаимодействии киля с дном происходит обламывание выступающих частей киля [52]; киль приобретает форму трапеции. Подобная трапециевидная форма киля наблюдается и у торосов в проливе Шокальского, но там торосы находятся в припае, и разрушение нижней части киля происходит под действием подледных течений. Моделирование распределения пористости с учётом этого разрушения киля показало, что в этом случае крутизна кривой, т.е. показатель экспоненты практически не изменяется, а сама кривая смещается в сторону меньших значений пористости, что и можно наблюдать на рисунке 4.19. К тому же кривая пористости для торосов пролива Шокальского в своей средней части сильнее выгнута в сторону меньших значений пористости. В данном случае заметно влияние эффекта, описанного в работах [214–215], и объясняющего влияние проницаемости килей торосов для окружающей воды на уменьшение пористости неконсолидированной части киля. Этот эффект усиливается, особенно если торосы находятся в припае. Несколько несообразный вид кривой пористости

торосов Каспийского моря 2013 г. определяется большим разбросом значений, т.к. по сравнению с другими кривыми объем осредняемых данных был существенно (как минимум в три раза) меньше, чем в остальных случаях.

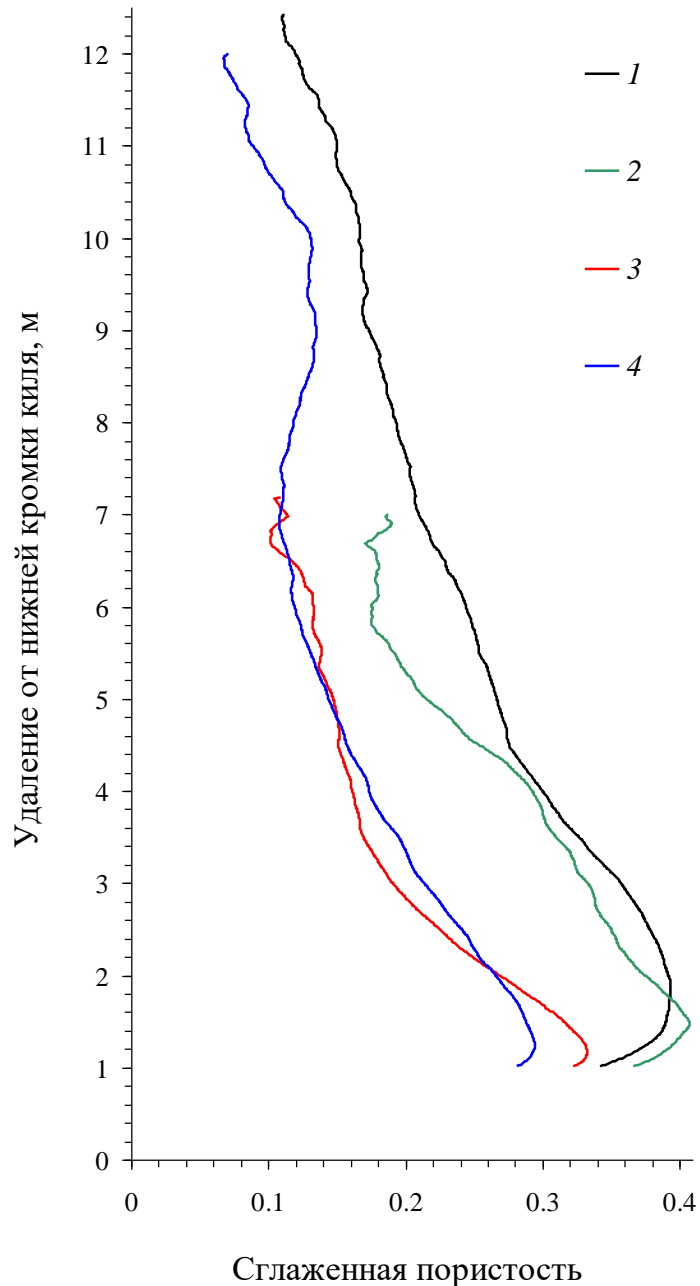


Рисунок 4.19 – Сглаженная осредненная пористость сыпучей среды, которой является неконсолидированный лёд кила торосов различных регионов.

1 – Охотское море, 2 – Каспийское море, 2013 г.,

3 – припай пролива Шокальского, 4 – Байдарацкая губа

Распределения пористости неконсолидированного кила как сыпучей среды рассмотрены для всех регионов, в которых проводились исследования, и разбиты по годам. Всего получилось 17 распределений, и каждое распределение было аппроксимировано согласно формуле (4.1) с учётом плотности воды в регионе и средней плотности льда. Таким образом, для каждого распределения были получены три значения – уплотняемость k , нулевая и начальная пористости (Θ_0 и $\Theta_{\text{нач}}$).

От чего может зависеть нулевая пористость? Проведенный анализ не выявил какой-либо значимой корреляции её с другими параметрами строения торосов. Тем более, как уже упоминалось, нулевая пористость зависит от условий дрейфа торосов, например, мелководья. Более репрезентативна начальная пористость $\Theta_{\text{нач}}$ (см. рисунок 4.18). Не обнаружено также большой корреляции этой величины с другими параметрами тороса, но её разброс существенно меньше, чем нулевой пористости Θ_0 . С вероятностью 90% значение $\Theta_{\text{нач}}$ лежит в интервале $0,450 \pm 0,125$. Другими словами, пористость в нижней части кила будет находиться в пределах $0,32 \dots 0,58$. В работе Г.А. Суркова отмечено, что в торосах Охотского и Балтийского морей пористость части кила ниже КС растёт с глубиной от 0,27 до 0,4–0,5 [225]. Согласно измерениям К. Хойланда, пористость в нижней части кила находится в пределах $0,30 \dots 0,46$ [150]. Наши данные достаточно хорошо совпадают с приведенными в этих работах величинами.

Не смотря на довольно большой разброс начальной пористости, с ростом расстояния от нижнего края кила кривые пористости сходятся к довольно узкому диапазону значений. Так, на расстоянии порядка 12–14 м пористость кила будет находиться в диапазоне $0,07 \dots 0,12$.

В литературных источниках встречается информация, что пористость сыпучей среды зависит от соотношения длины и толщины отдельных элементов – чем выше это соотношение, тем пористость больше. На рисунке 4.20 приведены результаты измерения пористости лабораторных торосов из [5] и [152], график из [24], результаты экспериментов из [207], результаты математического моделирования [131], моделирования автором с использованием элементов

конструктора ЛЕГО. На диаграмме для сравнения добавлена также и начальная пористость $\Theta_{\text{нач}}$, хотя статистически значимая корреляционная связь между начальной пористостью и соотношением длины и толщины блоков отсутствует. Необходимо отметить, что в массиве значений опущена одна точка, соответствующая соотношению длина/толщина, равному 12,1, которому соответствует начальная пористость 0,63. Эти значения получены для торосов Азовского моря, однако в виду крайне недостаточного количества осредняемых данных репрезентативность этой точки мала, хотя она вполне укладывается в общий тренд.

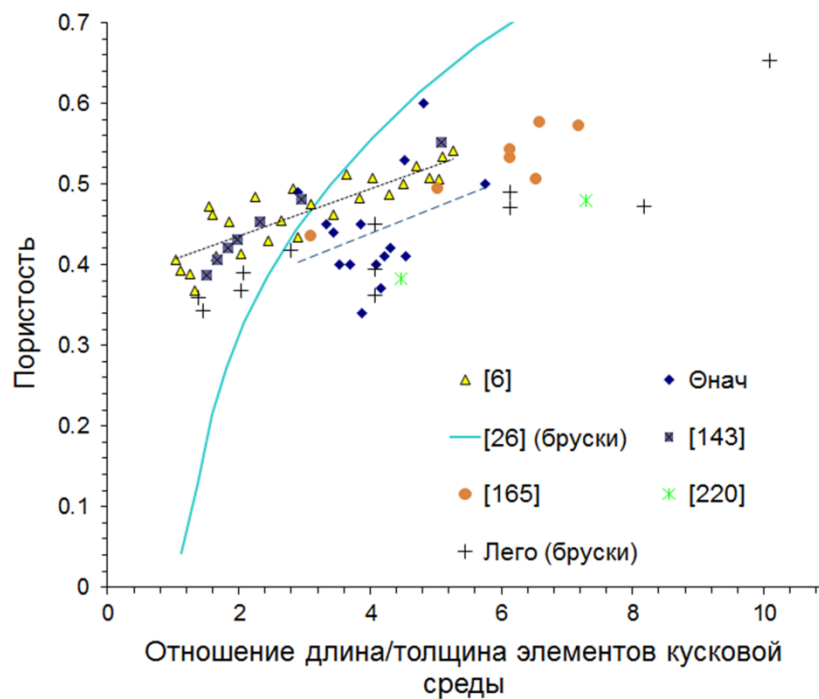


Рисунок 4.20 – Изменение пористости в зависимости от соотношения длины и толщины элементов кусковой среды.

Необходимо иметь в виду, что в каждом лабораторном или модельном эксперименте все элементы были одного размера [5, 131, 152, 207]. В реальных условиях значение отношения длина/толщина – это среднее значение выборки. А также варьирует не только это значение, но и габаритные размеры блоков льда. За счет наличия в нагромождении торосистого льда целого спектра размеров и соотношений длина/толщина, пористость такой среды существенно меньше, чем в

эксперименте. Тем не менее, с некоторой осторожностью можно констатировать, что начальная пористость определяется неким параметром удлиненности блоков льда. Чем более вытянутые блоки льда, тем начальная пористость больше.

Анализ уплотняемости кия

Основной параметр, характеризующий распределение пористости в неконсолидированной части кия – уплотняемость k . От уплотняемости зависит скорость убывания функции, аппроксимирующей кривую осредненной пористости в этой части кия (см. формулу (4.1)). Согласно полученным значениям уплотняемости, эта величина изменяется от $1,4 \cdot 10^{-4}$ до $6,8 \cdot 10^{-4} \text{ Па}^{-1}$, в среднем $3,0 \cdot 10^{-4} \text{ Па}^{-1}$.

Рисунок 4.21 иллюстрирует зависимость уплотняемости k от средней толщины блоков льда в парусе, которая является хорошим индикатором толщины торосящегося льда. Неожиданным является результат, из которого следует, что уплотняемость нагромождения обломков толстого льда невысока. Влияние толщины торосящегося льда на уплотняемость начинается примерно с 0,4 м и менее. Чем тоньше лед, тем уплотняемость кия выше, причем эта зависимость нелинейна.

Однако большой разброс точек, соответствующих примерно одинаковым толщинам блоков льда показывает, что уплотняемость рассматриваемой сыпучей среды – кия – определяется помимо толщины торосящегося льда еще и другими его физическими свойствами.

Необходимо оговориться, что в настоящее время автору неизвестны достоверные подтверждающие исследования, и вопрос может быть рассмотрен лишь гипотетически. Уплотняемость сыпучей среды, которой является битый лед кия, зависит от шероховатости внешней поверхности блоков льда, способности к обламыванию выступающих частей, разламыванию и крошению и т.п. Эти свойства определяются прочностью льда, которая напрямую зависит от его температуры в момент торошения, и кристаллического строения.

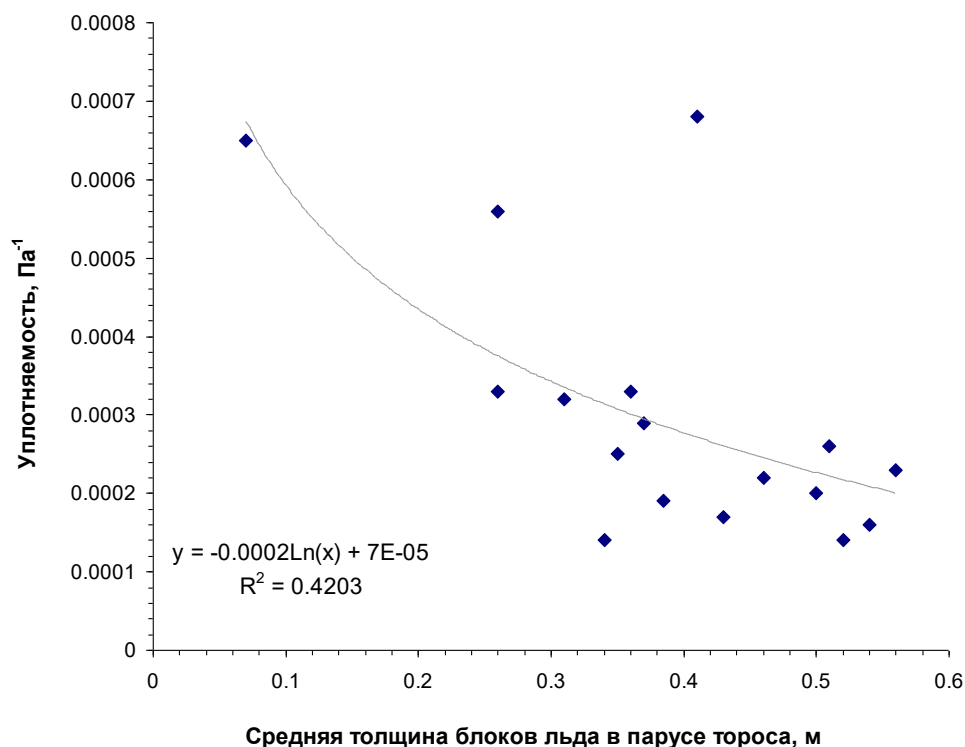


Рисунок 4.21 – Зависимость уплотняемости киля от средней толщины блоков льда в парусе торосов

Из механики сыпучих сред известно, что уплотняемость металлических порошков, к примеру, зависит главным образом от пластичности частиц и в меньшей степени от их размеров [70]. На уплотняемость наиболее сильно влияют свойства материала порошка: чем он пластичнее, тем лучше его уплотняемость [11]. К этому добавляется еще влияние формы их частиц. В своей работе М.Н. Скачков приводит значение уплотняемости снега $\kappa_{\text{сн}} = 1,65 \cdot 10^{-4} \text{ Па}^{-1}$ [84]. Уплотняемость, то есть податливость материала к уплотнению, у снега находится примерно на краю диапазона значений уплотняемости нагромождения блоков неконсолидированного льда в киле тороса. Другими словами, снег уплотняется гораздо хуже льда. Этот на первый взгляд парадоксальный результат объясним, т.к. известно, к примеру, что на уплотняемость наиболее сильно влияют свойства материала и форма сыпучих частиц: вследствие межчастичного трения грубые порошки уплотняются лучше тонких [11]. Порошки с широким спектром размеров в области крупных частиц лучше прессуются. Аналогичный вывод при рассмотрении уплотняемости грунтов сделан в книге [93]. Морская вода,

снижающая трение ледяных блоков в местах контактов, благоприятствуют их уплотнению.

На пластичность льда оказывает влияние его температура [8, 130]. Чем выше температура льда, тем лед пластичнее. В то же время прочность льда уменьшается с повышением его температуры [43, 78, 134, 163]. Однако следует иметь в виду, что влияние температуры льда на уплотняемость кия происходит не только посредством изменения прочности и пластичности льда, а с большой вероятностью за счет скорости смерзания блоков в месте контактов. Чем меньше температура льда, тем больший в нем запас холода и быстрее происходит смерзание блоков во время торошения.

Для изучения вопроса влияния на уплотняемость кия температуры торосящегося льда была выполнена оценка возраста торосов, исследованных в Байдарацкой губе в 2007 и 2010 гг., по соотношению мод распределений толщины блоков льда в парусе и толщины окружающего торосы ровного льда, а также оценка температуры воздуха в период предполагаемого торошения. Аналогичные оценки были сделаны для одного из торосов, исследованных автором в проливе Шокальского в 2016 г. Для каждого тороса Байдарацкой губы 2007 г. и тороса пролива Шокальского 2016 г. было построено распределение пористости неконсолидированного кия по вышеописанной методике и аппроксимировано формулой (4.1). Торосы 2010 г. были сгруппированы по предполагаемому возрасту, и для каждой группы также были построены распределения пористости и аппроксимированы формулой (4.1). В результате аппроксимации получены 13 значений уплотняемости k для построенных распределений. Связь уплотняемости k и предполагаемой температуры воздуха в период торошения приведена на рисунке 4.22.

Будем исходить из того, что температура воздуха оказывает сильное влияние на среднюю температуру льда [22, 105, 205], поэтому предполагаемая температура воздуха, приведенная на графике рисунка 4.22, является хорошим индикатором для температуры льда.

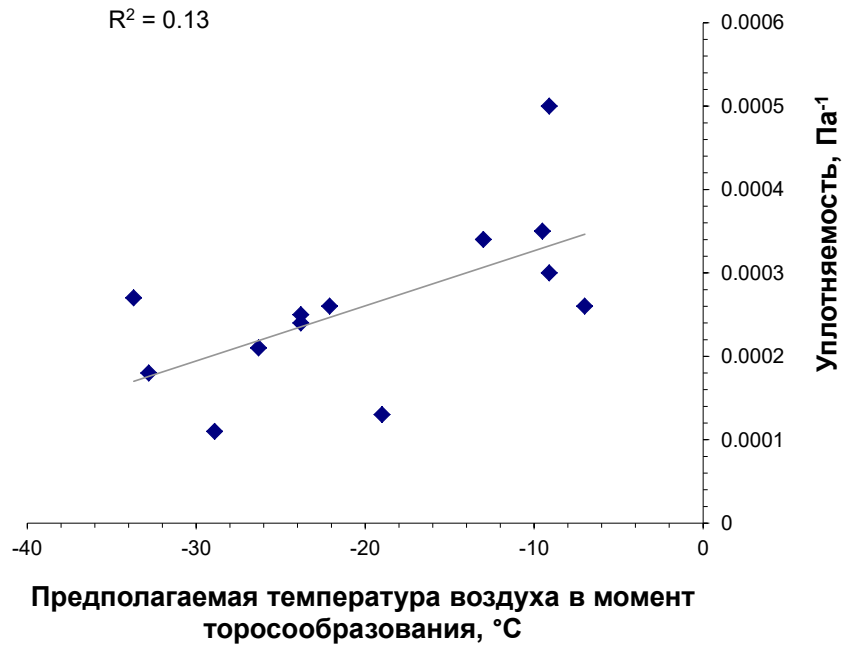


Рисунок 4.22 – Зависимость уплотняемости кия от предполагаемой температуры воздуха в момент торосообразования

В работе [129] приведены результаты исследования нескольких торосов Баренцева моря. Довольно точно определен период возникновения одного из торосов и приведен график температуры воздуха в этом месте в этот период времени. Судя по этому графику, температура воздуха была $-30\dots-40$ °С. Там же приведен график осредненной на интервале 0,5 м пористости кия этого тороса. Однако в данном примере ниже зоны КС наблюдается постепенное уменьшение пористости. Можно предположить, что неконсолидированная часть кия этого тороса имеет нулевую уплотняемость, что соответствует тенденции графика на рисунке 4.22.

В заключение можно сделать следующие выводы:

1. Пористость неконсолидированной части кия торосов как сыпучей среды имеет тенденцию экспоненциально уменьшаться с расстоянием от края кия.
2. Пористость неконсолидированной части кия торосов достигает максимальных значений на нижнем краю кия и находится с 90-процентной вероятностью в диапазоне $0,450 \pm 0,125$.

3. Чем больше соотношение длины и толщины блоков льда, образующихся при торошении, тем больше пористость нижней части кия торосов.
4. Уплотняемость неконсолидированной части кия как сыпучей среды изменяется в пределах от $1,4 \cdot 10^{-4}$ до $6,8 \cdot 10^{-4} \text{ Па}^{-1}$, в среднем $3,0 \cdot 10^{-4} \text{ Па}^{-1}$.
5. Уплотняемость кия в процессе торошения определяется прочностью торосящегося льда, которая, в свою очередь, определяется кристаллическим строением и средней температурой льда в момент торошения – чем теплее лед, тем уплотняемость выше.

Значения пористости используются в различных расчётных моделях, например, модели разрушения тороса при сдвиге, в модели вертикального скольжения призмы выпирания и др. Пористость используется также для расчета массы ледяного образования. Влияние пористости на теплопроводность торосистого образования играет значительную роль в системе взаимодействия океан-лёд-атмосфера.

4.3 Закономерности эволюции размеров и внутреннего строения торосов

4.3.1 Исследования эволюции торосов

Источником данных об эволюции внутреннего строения торосистых образований являются натурные наблюдения. Недостаток таких исследований заключается в большой продолжительности работ, сложности контроля в течение длительного времени различных параметров, например, температуры воздуха, интенсивности солнечной радиации и пр.

Исследователи разных стран проводили исследования роста КС отдельно взятого тороса, например [23, 156–157]. В ледовом бассейне ААНИИ в течение трех месяцев производились наблюдения за процессом консолидации модельных торосов. Была обнаружена полная консолидация кия тороса вместе с быстрым таянием нижерасположенных частей кия, наиболее удаленных от общей массы тороса [88]. Консолидация модельного тороса рассмотрена в [209, 216].

М. Лепперанта с коллегами три с половиной месяца наблюдали за строением и температурой тороса в северной части Балтийского моря, назвав это целой историей его жизни [187]. По их мнению, строение тороса подверглось значительной трансформации. Внешние контуры стали более гладкими, высота паруса и осадка кия уменьшились. Форма поперечного сечения изменилась с треугольной на трапециевидную. Объем тороса не претерпел существенных изменений в зимние месяцы, но уменьшился на 25% за один весенний месяц. Пористость тороса уменьшилась с 0,28 до 0,18. Это уменьшение обуславливалось дальнейшей консолидацией кия и уплотнением блоков, в то время как весной уплотнение блоков компенсировалось повышением пористости за счет плавления. Плавление блоков происходило равномерно, и общий объем льда уменьшался. Механическую эрозию кия авторы считают незначительной. Наблюдения показывают, что уменьшение толщины льда в результате таяния летом происходит гораздо быстрее для торосов, чем для окружающего ровного льда [123–124].

Л. Страб-Клейн и К. Хойланд исследовали небольшой торос в Ван-Майен-фьорде (Шпицберген) в течение трех месяцев с февраля по май [220]. КС вырос за

это время с 1,17 до 1,54 м на одном профиле и с 1,04 до 1,37 м – на втором. Ровный лед вырос с 1,0 до 1,25 м. По мнению авторов, измеренные величины хорошо согласуются с законом Стефана, описывающим процесс замерзания. Авторы отмечают также, что консистенция неконсолидированной части киля однолетних торосов может варьировать значительно, завися от их размеров и океанологических условий. Небольшие торосы в припае с приливными течениями будут подвергаться эрозии сильнее, чем другие торосы.

Т. Амундруд сделала блестящий обзор литературы, посвященной этой теме [122]. По ее заключению, оба эти процесса – торошение и таяние – зависят от геометрических особенностей массива льда. Размер ледяного поля, форма киля и его внутренняя геометрия будут определять эволюцию торосистого льда в течение года. Термодинамические модели эволюции тороса представлены в работах [3–4, 190, 215].

Л. Страб-Клейн и Д. Судом констатируют общие тенденции эволюции торосов [221]. Сразу после образования тороса, начиная с уровня воды, под воздействием холода происходит замерзание воды в промежутках между блоками льда, включая и тот запас холода, который остался в блоках льда. В это же время вода медленно плавит блоки льда в киле, которые размываются и становятся более гладкими. Процесс консолидации продолжается до тех пор, пока температура воздуха достаточно низкая, чтобы выхолаживать блоки льда в киле, примыкающие к КС. Напротив, блоки льда в парусе подвергаются эрозии под воздействием солнечной радиации. Накопленный снег трансформируется в снеговой лед. Температура тороса выравнивается, а соленость по мере консолидации уменьшается.

Также с течением времени под действием гравитации происходит пластическая деформация блоков льда в парусе (преимущественно), в результате которой уменьшается его пористость [242].

Период жизни однолетнего тороса от формирования до разрушения или перехода в двухлетний можно разделить на следующие фазы: 1) начальная, 2) основная и 3) фаза разрушения [155]. На начальном этапе формируется

нагромождение обломков льда в виде хребта или отдельного тороса, и блоки холодного льда погружаются в воду, что приводит к сильным локальным тепловым градиентам между кусками холодного льда и окружающей водой. Первоначально низкая температура льда повышается частично за счет смерзания блоков в месте контактов, а также за счет переноса океанического теплового потока. Передача энергии от морской воды значительно больше вблизи нижней поверхности киля тороса. Из-за этой разницы в океаническом тепловом потоке температура блоков льда в нижней части киля увеличивается и приближается к точке замерзания быстрее [134]. В первоначальный момент распределение температуры в киле тороса будет иметь вид вертикальной пилообразной линии с неравными «зубцами», которая с течением времени сглаживается и в верхней части киля отклоняется в сторону низких температур. По мере нарастания КС эта пилообразная линия будет трансформироваться в кусочно-линейную. Окончание начальной фазы определяется как момент, когда киль становится изотермическим. Начинается основная фаза, и точка излома между линейным температурным профилем в КС над изотермическим неконсолидированным килем определяет толщину КС [И.Н. Шаталина (ВНИИ гидротехники), устное сообщение, 1999], [149]. КС изолирует лежащий под ним неконсолидированный киль от холодного воздуха. Таким образом, происходит непрерывный процесс деградации (нагрева) неконсолидированного киля, ведущий к превращению в торос второго года жизни или плавлению/распаду. Окончательно фаза разрушения начинается, когда температура воздуха стабилизируется в районе 0°C и выше; таким образом, торос оказывается прогрет от поверхности льда до нижней кромки киля. К концу фазы разрушения однолетний торос либо полностью распадается и тает, либо превращается в двухлетний.

Несмотря на то, что температура воздуха превышает 0°C , в фазе разрушения снег может изолировать КС, что позволяет осуществляться дальнейшей консолидации (т.е. продолжению роста КС). Одновременно, плавление киля ускоряется в течение этой фазы, и температура киля и температура воды увеличиваются к 0°C , что вызывает сильные океанические

тепловые потоки. Эти процессы изучены недостаточно хорошо, но даже в изотермических условиях неконсолидированная часть кия продолжает консолидироваться [215]. Кроме того, ключевым фактором, способствующим дальнейшей консолидации, может стать обеспечение пресной водой либо из талого снега, либо из-за изменения солености подстилающей воды [153, 214].

4.3.2 Начальная фаза жизни однолетнего тороса

В апреле 2005 г. в районе дрейфующей станции «Северный полюс –33» в результате сжатия ровного многолетнего льда образовался торос. В течение 138 суток с 13 апреля по 26 августа 2005 г. проводились исследования эволюции КС этого отдельно выбранного молодого тороса. Его особенность заключалась в том, что из-за большой толщины торосающегося льда торос оказался сложенным из крупных блоков льда преимущественно в форме параллелепипедов. По визуальной оценке максимальная высота паруса тороса составляла около 2 м.

Через три дня после образования тороса на нем было выполнено электротермобурение двух скважин, и в них установлены полиэтиленовые трубы длиной пять метров с заглушенными нижними концами. В полиэтиленовые трубы был залит антифриз. Еще через два дня, когда трубы вмерзли в торос, были начаты периодические (сначала через двое суток, а в дальнейшем в среднем через пять суток) измерения температуры антифриза в трубах на разных горизонтах с дискретностью 0,1 м с помощью измерительного прибора и погружного зонда на размеченном кабеле. На каждом горизонте зонд выдерживался несколько минут, до тех пор, пока не установится температура. Теоретические исследования Г.А. Остроумова [73] показали, а эксперименты [112] подтвердили отсутствие конвекции в трубах, т.е. температура антифриза в трубах соответствовала температуре льда. При подвижках льда 6 июля 2005 г. из одной скважины трубу с антифризом выдавило на поверхность льда. Во второй скважине измерения успешно выполнялись до окончания работ.

Распределение температуры кия тороса вдоль одной из скважин приведено на рисунке 4.23. Скважина была пробурена в месте, где между блоками образовался молодой лед, таким образом, верхняя граница КС находилась на

уровне моря. Ход температуры изменялся в зависимости от времени существования тороса и времени года. Сплошная черная линия показывает распределение температуры льда спустя пять суток с момента образования тороса. Как видно, в киле в этот период еще присутствуют блоки льда с температурой заметно ниже температуры замерзания воды. Сплошная серая линия показывает температуру льда спустя месяц с момента образования тороса. Температура выровнялась в пределах КС и изменяется линейно с глубиной. Ниже КС наблюдается гомотермия. Пунктирная линия показывает температуру во время летнего прогрева льда.

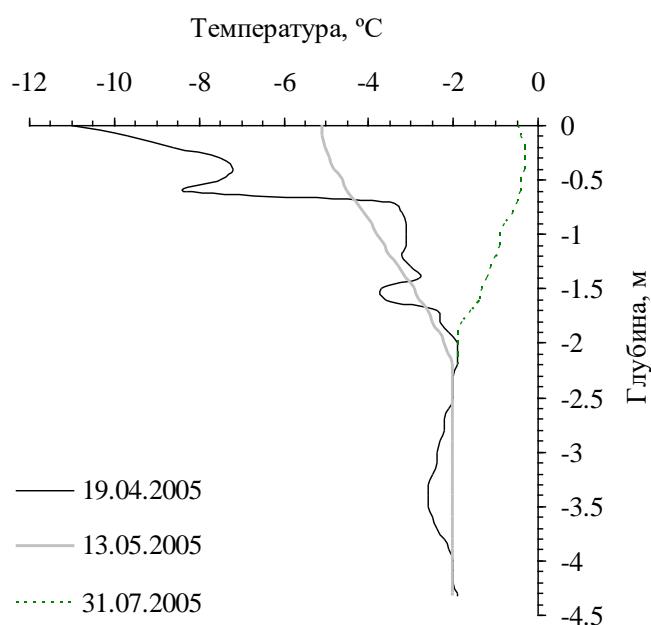


Рисунок 4.23 – Распределение температуры кила тороса вдоль скважины

При бурении второй скважины был отмечен первый сплошной блок льда, выступающий над уровнем моря на высоту около 0,3 м, которую можно принять за верхнюю границу КС. Для каждого измерения по распределению температуры было определено положение нижней границы КС, которая находилась на глубине, где температура льда достигала температуры воды и ниже этой глубины не изменялась. Рассчитывалось количество градусо-дней мороза с момента предыдущего измерения и от момента образования тороса. Таким образом, были получены зависимости толщины КС от количества градусо-дней мороза,

прошедших с момента образования тороса. Одна из таких зависимостей приведена на рисунке 4.24.

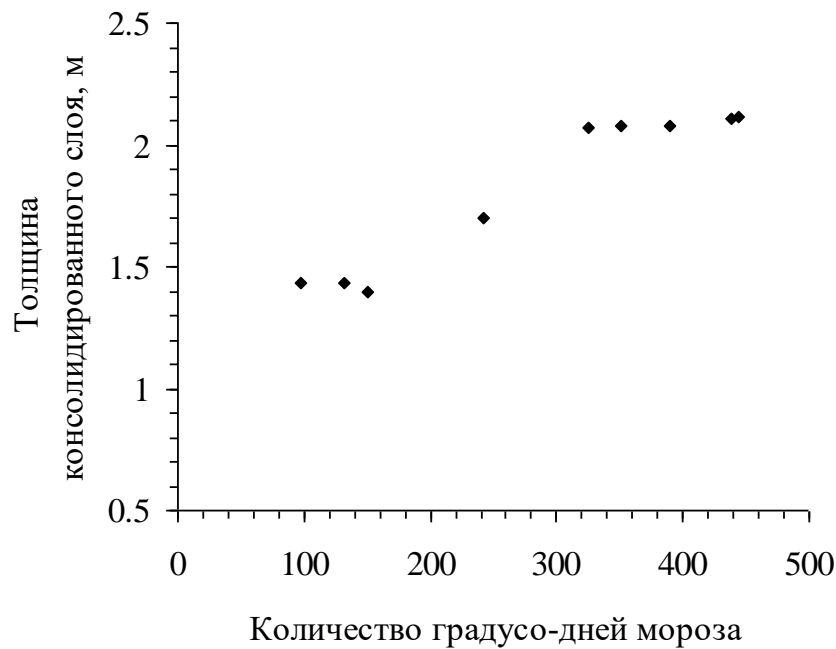


Рисунок 4.24 – Процесс нарастания толщины консолидированного слоя молодого тороса, образовавшегося на многолетнем льду

В первые дни существования тороса произошло быстрое нарастание КС. После 10–14 суток рост толщины КС постепенно замедлился. На зависимости нарастания толщины КС от количества градусо-дней мороза можно выделить два почти горизонтальных участка. В работе Е.В. Гордиенко [23] приведен график нарастания толщины КС отдельно взятого тороса и толщины окружающего торос ровного льда в зависимости от времени исследования. Сравнивая полученную зависимость с графиком Е.В. Гордиенко, можно отметить похожий характер нарастания толщины КС. В обоих случаях толщина КС нарастает скачкообразно, и зависимости носят ступенчатый характер. В этой же работе прогнозируется постепенное превышение толщины КС над толщиной ровного льда.

Модель такого скачкообразного роста КС рассмотрена Г.А. Сурковым [227]. Толщина КС будет расти по степенному закону, пока вода, заполняющая пространство между КС и нижележащим блоком льда не замерзнет, а затем резко

увеличится на величину, равную толщине нижележащего блока льда, что и дает скачкообразный рост КС.

Медленное нарастание толщины КС в правой части графика на рисунке 4.24 (4 см за 25 суток) очень хорошо совпадает с расчетной зависимостью для толщины ровного льда по формуле Ю.П. Доронина [31]. Это подтверждает предположение о росте КС как ровного льда в промежутках между скачкообразным его увеличением.

Необходимо отметить, что толщина КС за рассматриваемый период не превысила толщину окружающего торос ровного льда.

4.3.3 Основная фаза жизни однолетнего тороса

Весной 2016 г. в проливе Шокальского проводились исследования торосов в районе расположения ледового стационара «Ледовая база «Мыс Баранова». На одном из торосов были проложены восемь секущих профилей, вдоль которых с интервалом 0,25 м бурились скважины. Профили бурились последовательно в течение полутора месяцев, поэтому под воздействием холода средняя толщина КС имеет тенденцию к увеличению от одного профиля к другому. Такие зависимости демонстрируют и другие параметры строения тороса, например, содержание плотного льда в киле тороса или консолидация киля и другие параметры, связанные с КС. Однако в случае бурения большого количества скважин на ограниченной площади под лед попадает значительное количество нагретой воды, размывая нижние части киля. В результате частичного таяния блоков килевого льда разрушается часть соединительных перемычек, скрепляющих блоки, и освобожденные блоки смываются подводными течениями. Из-за этого искусственно вызванного таяния уменьшается осадка киля тороса. Это явление было обнаружено с помощью ТПА, который давал более низкие значения осадки киля, чем термобурение. Следует отметить, что обследование киля тороса проводилось через месяц после начала термобурения. В данный момент невозможно сделать вывод о скорости этого искусственно вызванного таяния. Следовательно, судить об изменении во времени можно только

непосредственно КС, а данные по консолидации кия могут быть не совсем корректными.

Ровный лед в окрестностях тороса находился в гидростатическом равновесии, и за счет небольшой толщины снежного покрова (в среднем 0,09 м) сильнее подвергался воздействию потока холода. На рисунке 4.25 приведены средние значения толщины КС и ровного льда для пяти линий в центральной части тороса. По оси X отложено время проведения исследований, а абсциссы точек соответствуют дате бурения основной массы скважин на линии. По коэффициентам линейной регрессии этих двух параметров ($0,011$ для КС и $0,006$ для ровного льда) можно сделать вывод, что скорость роста КС примерно в два раза выше, чем скорость роста ровного льда.

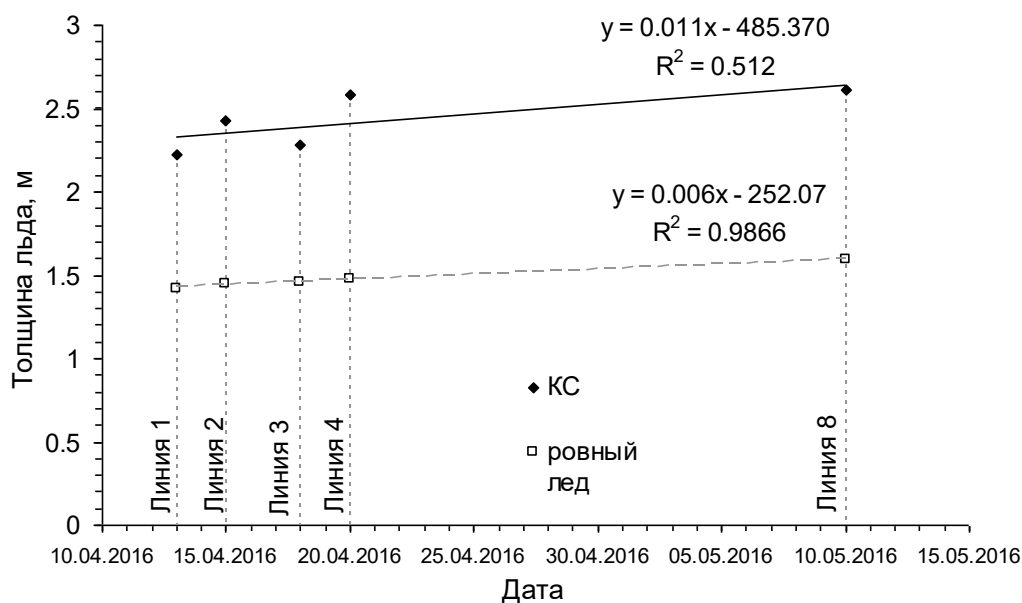


Рисунок 4.25 – Средние значения толщины консолидированного слоя и ровного льда вблизи тороса для пяти профилей (линий) бурения в центральной части тороса (по данным бурения торосов в проливе Шокальского в 2016 г.)

Очевидно, такой вывод предполагает, что неконсолидированная часть кия в горизонтальном направлении является изотропной средой. За неимением лучшего, пористость неконсолидированной части кия можно рассматривать как показатель этой однородности. В исследованном торосе разброс этого параметра

по линиям составляет от 0,28 до 0,32, но на линии 2 он выделяется – 0,23. Причина этого неясна, поэтому было принято решение не исключить линию 2 из рассмотрения. М. Лепперанта и Р. Хакала отмечают, что КС растет почти в два раза (1,8) быстрее, чем обычный ледяной покров [186]. Они также ссылаются на лабораторные испытания Г. Тимко и Л. Гудрича [236], которые получили консолидацию неконсолидированной части кия в два раза быстрее, чем нормальный рост ледяного покрова.

4.3.4 Фаза разрушения и перехода однолетнего тороса в двухлетний

Автор в мае–июне 2011 г. на дрейфующей станции «Северный полюс – 38» исследовал морфометрические характеристики и внутреннее строение однолетнего тороса и спустя почти год продолжил работу на этом же торосе.

Исследования проводились с помощью электротермобуровой установки производства ААНИИ, включающей термобур ЭТИ–3М2 и аппаратуру записи скорости бурения на ноутбук. Для питания использовался генератор мощностью 5 кВт. Скважины бурились с интервалом 0,5 м.

В мае–июне 2011 г. координаты станции «СП–38» изменялись от 80° с. ш., 177° в. д. до 81° с. ш., 171° в. д. После смены состава 1 октября 2011 г. название дрейфующей станции изменилось на «СП–39». В апреле 2012 г. координаты «СП–39» были 84° с. ш., 116° в. д. Однолетний торос сформировался 22.03.2011 г. и исследовался в два периода: с 16.05.2011 г. по 22.06.2011 г. и с 8.04.2012 г. по 19.04.2012 г. Скважины бурились вдоль профиля, перпендикулярно секущего гребень тороса. В апреле 2012 г. точное местоположение секущего профиля найти не удалось, поэтому новый профиль был выполнен приблизительно в том же месте. В 2011 г. было пробурено 74 скважины и 43 скважины – в 2012 г. Изменение основных морфометрических характеристик можно проследить по таблице 4.2.

На основе распределений объемного содержания твердой фазы льда V_{CI} по глубине в каждой точке бурения согласно методике, описанной в параграфе 2.1.4, построены профили поперечного сечения исследованного тороса (рисунок 4.26). Темный цвет соответствует пустотам, белый цвет – плотному льду.

Промежуточные серые цвета соответствуют рыхлому льду. Реализована линейная интерполяция цвета между узлами сетки.

Таблица 4.2 – Основные морфометрические характеристики тороса, исследованного в районе дрейфующих станций «СП38» и «СП–39» в 2011–12 гг.

	Совпадающие части профиля	
	Май–июнь 2011 г.	Апрель 2012 г.
Максимальная общая толщина льда, м	23,37	17,29
Средняя общая толщина льда, м	12,78	8,45
Максимальная высота паруса, м	6,10	3,83
Средняя высота паруса, м	1,05	0,63
Максимальная осадка киля, м	17,08	13,94
Средняя осадка киля, м	10,79	7,47
Оценка средней толщины КС, м	2,0	2,4
Средняя толщина ровного льда возле тороса, м	1,7	1,7
Максимальная толщина снега на торосе, м	3,06	1,08
Минимальная толщина снега на торосе, м	0,23	0,09
Средняя толщина снега на торосе, м	0,98	0,66
Отношение «максимальный киль / максимальный парус»	2,8	3,6
Угол ската паруса, градусы	43	32
Угол ската киля, градусы	47	44
Средняя пористость паруса	0,04	0,01
Средняя пористость киля (включая КС)	0,04	0,06
Средняя пористость неконсолидированной части киля	0,19	0,08
Средняя общая пористость	0,04	0,05

В июле–августе 2011 г. на участке ровного льда слева от паруса тороса образовалась снежница. В результате ее замерзания и под действием подледных течений ровный лед, примыкающий к левой части тороса, стал заметно ровнее

(дистанция 0...6 м, см. рисунок 4.26, нижний рисунок). Также левая верхняя часть киля тороса (дистанция 5...10 м), состоящая из нескольких блоков, подверглась таянию и разрушению под действием подледных течений. Один из блоков хоть и существенно уменьшился в размерах, но остался на своем месте, т.к., по-видимому, своей верхней частью был вморожен в ровный лед. КС тороса стал более отчетливо выражен, особенно на дистанции 7...14 м. Его толщина увеличилась в среднем на 0,4 м.

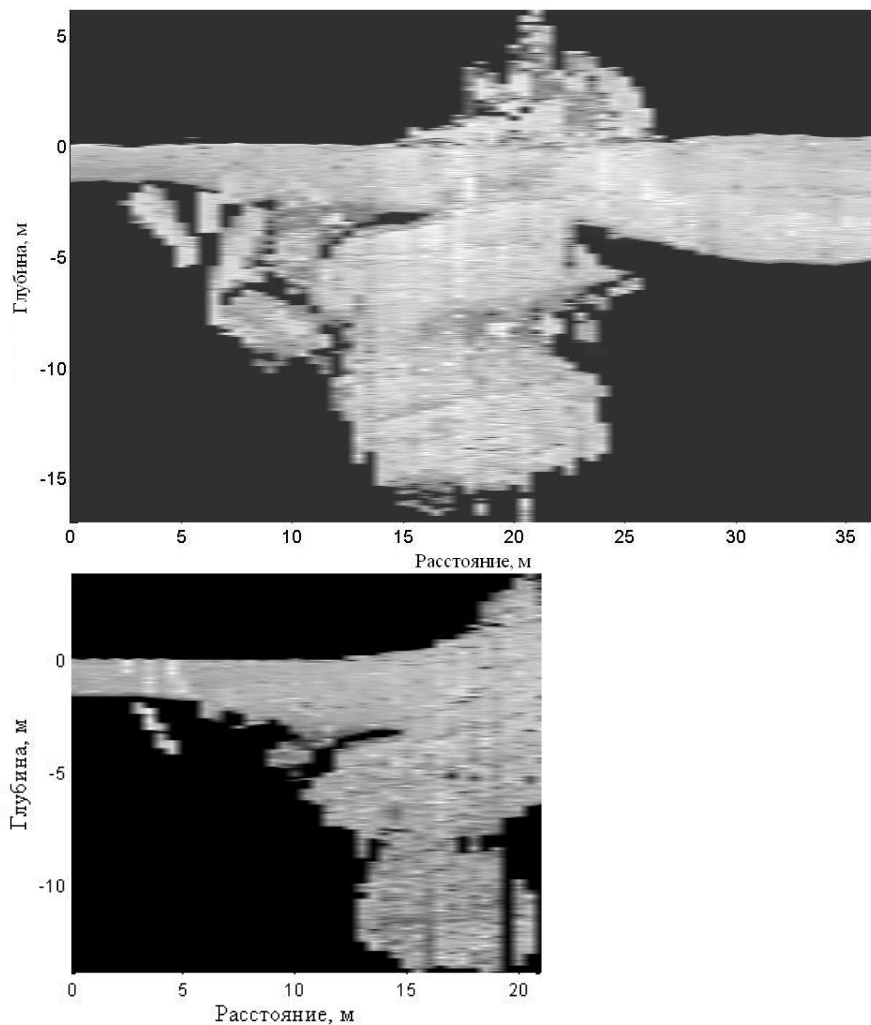


Рисунок 4.26 – Профили исследованного тороса. Верхний рисунок показывает профиль тороса в мае-июне 2011 г.; нижний – в апреле 2012 г. Масштаб осей одинаков. В правой части верхнего рисунка присутствует фрагмент многолетнего тороса, на краю которого сформировался новый, исследуемый торос

Парус тороса также претерпел изменения: на 40% уменьшилась его толщина и пористость снизилась с 4% до 1%.

Рассмотрим внимательно область кия тороса на глубине 7...9 м на дистанции 16...22 м. На рисунке 4.26 (верхний рисунок) это область серого цвета с яркими белыми и темными пятнами, что говорит о том, что эта область заполнена рыхлым льдом с отдельными блоками плотного льда и пустотами. Под действием летнего таяния и подледных течений эта область кия оказалась «размытой» (см. рисунок 4.26, нижний рисунок).

Осреднив распределения объемного содержания твердой фазы льда VCI для всех скважин 2011 г. и для 2012 г., получим средние распределения VCI для исследованного тороса в целом, разделенные одиннадцатью месяцами. Рисунок 4.27 показывает эти распределения VCI – до и после летнего таяния. По этим кривым можно оценить изменение внутреннего строения тороса по истечению года.

Анализируя кривые на рисунке 4.27, можно отметить следующие изменения в строении тороса. В области паруса кривая $VCI 2$ более гладкая в отличие от $VCI 1$, что говорит о том, что парус тороса становится более однородным, уменьшается количество и размер пустот. Плато на кривой $VCI 1$ на уровне моря указывает на четкую верхнюю границу КС. Аналогичное плато на кривой $VCI 2$ выглядит менее пологим, что указывает на размытую верхнюю границу КС. По-видимому, в данном случае влияет уменьшение пористости паруса в области, где он примыкает к КС. Некоторые блоки паруса в результате летнего таяния примыкают вплотную к КС, тем самым «поднимая» его верхнюю границу. Сам КС на кривой $VCI 2$ выделяется более четко, VCI в диапазоне глубин $-0,3...-1,7$ м практически неизменно. VCI в диапазоне глубин $-2,3...-3,4$ м напоминает прямую линию, что указывает на то, что распределение нижней границы КС близко к равномерному. Провал $VCI 2$ в районе глубины -8 м отражает сужение кия на этом горизонте.

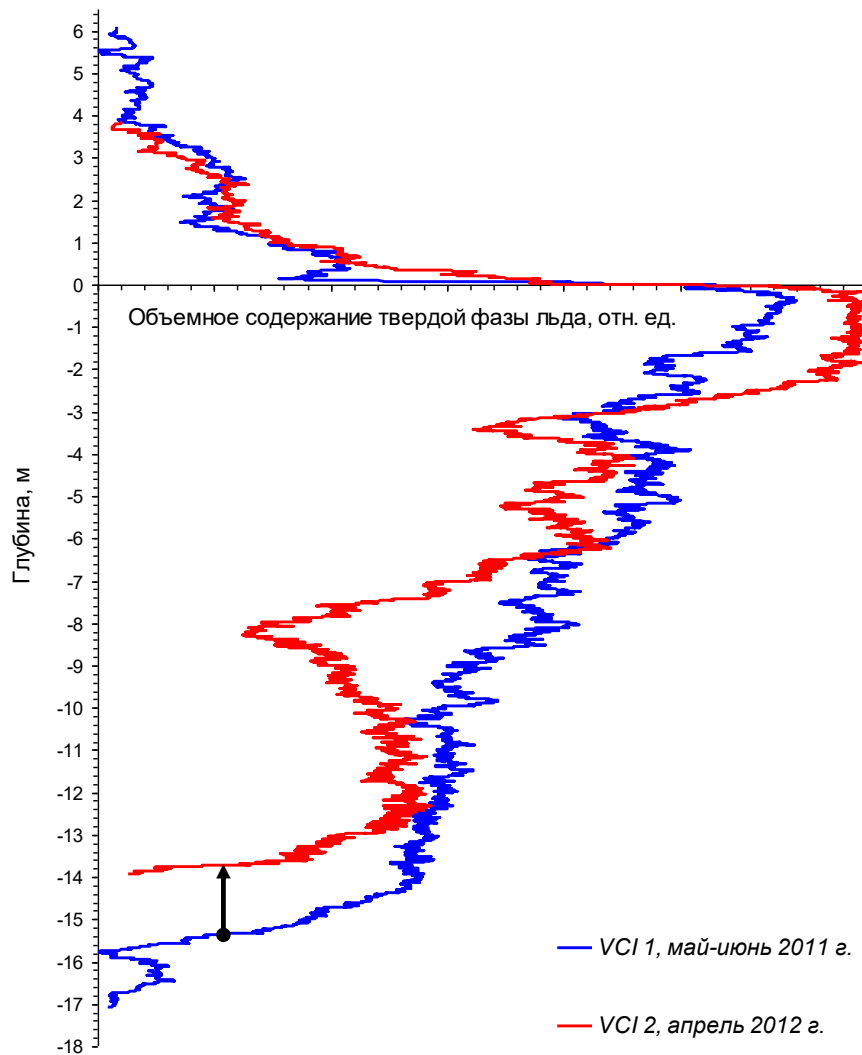


Рисунок 4.27 – Распределения объемного содержания твердой фазы льда *VCI* в 2011 г. и в 2012 г. Стрелкой показано изменение глубины, на которой происходит резкое уменьшение *VCI*, связанное со стаиванием нижнего крупного блока льда в киле тороса

Из таблицы 4.2 видно, что осадка киля тороса уменьшилась за год на 3,2 м. Стрелкой на рисунке 4.27 показано уменьшение глубины, составляющее около 1,7 м, на которой происходит резкое уменьшение *VCI*. Отсюда можно сделать вывод, что на величину 1,7 м произошло стаивание нижнего крупного блока киля, а все остальное уменьшение глубины киля $3,2 - 1,7 = 1,5$ м произошло за счет таяния и удаления мелких блоков льда. Эти блоки, находившиеся на нижнем краю киля, хорошо видны на верхнем рисунке 4.26 на глубине 15 м и на дистанции 15...21 м.

Л. Страб-Клейн с коллегами сравнивали морфометрические характеристики однолетних и двухлетних торосов [219]. Согласно их анализу, отношение максимального кия к максимальному парусу для двухлетних торосов в два-три раза выше, чем то, что докладывают Г. Тимко и Р. Бурден [235]. Процесс эрозии может быть быстрее в воздухе, чем в воде, поэтому высота паруса уменьшается быстрее, чем осадка кия [219]. В нашем случае это соотношение спустя год также увеличилось. Парус тороса уменьшился на 37%, а киль – всего на 18%.

Как и ожидалось, макропористость паруса тороса уменьшилась с 4 до 1%. Однако пористость кия возросла с 4 до 6%. Этот неожиданный результат объясняется тем, что мелкие блоки льда на боковой части кия оказались «размыты» подледными течениями. В то же время пористость неконсолидированной части кия уменьшилась с 0,19 до 0,08.

Парус двухлетних торосов, исследованных Л. Страб-Клейн с коллегами [219], был не более 0,7 м, поэтому кили некоторых торосов были полностью консолидированы. КС нашего тороса увеличился за год в среднем с 2 до 2,4 м. Отношение толщины КС к общей толщине тороса увеличилось с 9 до 14%, т. е. консолидация тороса происходит довольно медленно.

Распределение толщины КС вдоль профиля в данном случае согласуется с концепцией К.П. Тышко, согласно которой толщина КС тороса не превышает значения, измеренного в тех точках тороса, где наблюдается минимальное (0,05–0,20 м) превышение льда над уровнем воды, и температурный градиент выше, чем под парусом. В этих областях толщина КС выше.

В результате выполненного анализа можно сделать следующие выводы:

- Парус тороса уменьшился на 40%, его пористость снизилась с 4% до 1%.
- Уменьшение кия на 3,2 м произошло отчасти за счет таяния и удаления мелких блоков льда с нижней его части (на 1,5 м), также за счет таяния нижнего крупного блока льда кия (на 1,7 м).
- Под действием подледных течений происходит вымывание мелких блоков с боковой части кия тороса, и остаются только крупные блоки, что приводит к

существенному уменьшению средней пористости неконсолидированной части киля тороса.

- Консолидированный слой исследованного тороса увеличился за год в среднем на 0,4 м. Исследования начались, когда скорость консолидации молодого тороса стремилась к нулю. Таким образом, можно предположить, что скорость консолидации двухлетнего тороса около 5% в год.

4.3.5 Вторичное торосообразование

Иногда уже существующий торос подвергается сжатию, и если он окружен молодым льдом, может произойти новое торосообразование. Возникает новый торос, имеющий в своем составе фрагменты прежнего тороса. По своему строению, и особенно по механизму формирования торосы, образующиеся в результате двукратного или многократного взаимодействия ледяных полей, представляют собой один из самых сложных видов ледяных образований. В отличие от торосов, сформировавшихся вследствие однократного торошения льдин, эти ледяные образования имеют ряд характерных особенностей в своем внешнем и внутреннем строении. Одной из них, наиболее выраженной является заглубление КС первоначально сформированного тороса на довольно значительную глубину [96]. Это наблюдается в том случае, когда взаимодействие первичного тороса с ледяными полями происходит через довольно значительные промежутки времени. Как показывают результаты натурных исследований, проведенных в юго-восточной части Баренцева моря, консолидированная часть блокового тороса толщиной более 3 м при повторном торосообразовании может быть затоплена на глубину 6–9 м [98]. Такой же случай рассмотрен в параграфе 3.1.2.

Одним из признаков вторичных торосов является также формирование двух или нескольких гряд их надводной части, расположенных чаще всего под углом друг другу, с заметно различающимися по толщине обломками ледяных полей [98]. Однако, как показали проведенные натурные наблюдения, если две гряды расположены параллельно друг другу или взаимоперпендикулярно, то такое комплексное ледяное образование могло сформироваться и в результате

однократного взаимодействия ледяных полей [96]. При нормальном расположении гряд торосов одна из них (побочная), как правило, короче другой (основной), поскольку формируется на заключительном этапе торосообразования вследствие неравномерного распределения усилий сжатия вдоль основной гряды. В случае если при формировании вторичной гряды торосов не происходит заглублиения КС на каком-либо участке первичной гряды, при дальнейшей консолидации в обеих грядах может наблюдаться значительное различие толщины их консолидированных слоев. В качестве примера на рисунке 4.28 приведен профиль бурения такого вторичного тороса.

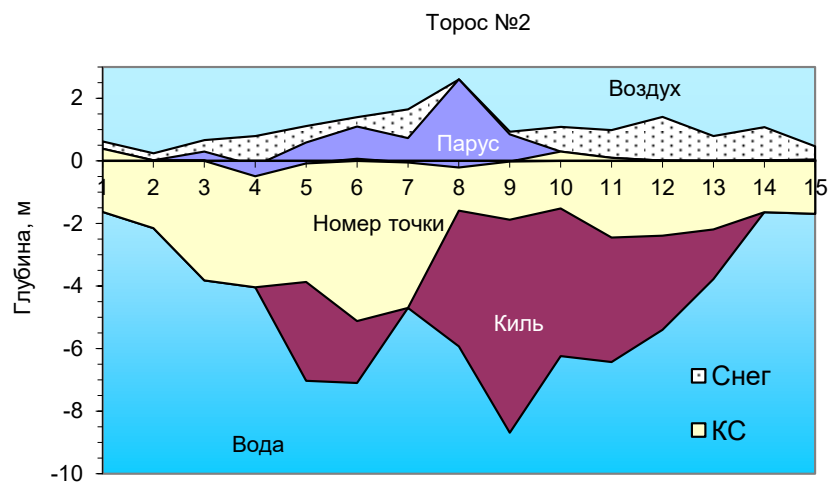


Рисунок 4.28 – Профиль бурения тороса вторичного торосообразования

По результатам бурения можно заключить, что левая область профиля бурения до точки 7 соответствует первичному торосу, на что указывает средняя толщина блоков этой части паруса – 0,26 м и большая толщина КС. Правая часть профиля соответствует результату вторичного торосообразования, когда на первичный торос, уже достаточно консолидированный, стало торосить более молодой лед. Об этом говорит средняя толщина блоков гребня (между точками бурения 7 и 9) – 0,18 м и сравнительно небольшая толщина КС в этой части торосистого образования.

Первичную гряду также можно отличить по более оплавленным под действием солнечной радиации ледяным блокам в парусе.

Еще одной немаловажной характеристикой строения торосов неоднократного формирования нередко является сдвиг паруса тороса по отношению к его килю. Гораздо реже это явление может наблюдаться также и в обычных торосах, формирующихся в результате однократного взаимодействия ледяных полей, и хорошо представлено в виде математической модели М.А. Хопкинса [146]. Согласно данной модели, а также проведенным лабораторным исследованиям [96], основным условием образования таких торосов является взаимодействие значительно различающихся по толщине ледяных полей в соотношении более чем 3:1. Обычно такое различие наблюдается вблизи полыней и разводьев, где в зимний период и в начале весеннего формируется молодой лед. При многократном формировании торосов большое разнообразие толщины льда достигается вследствие консолидации первичных торосов, и они могут формироваться на различных участках ледяного покрова. Натурные наблюдения на одном из таких торосов проводились во время высадки дрейфующей станции «Северный полюс – 36». Сделанный морфологический разрез тороса (рисунок 4.29) показал, что его максимальная толщина достигает 8,6–8,7 м. С учетом того, что на разрезе от 4 до 7 точки не было зафиксировано хорошо выраженных промежутков между ледяными блоками, и пористость тороса здесь была практически нулевой, можно предположить, что первоначально сформированный торос относится к торосам блокового или наслоенного типа, для которых характерны также наименьшие, по сравнению с другими типами торосов, вертикальные размеры паруса [96]. Минимальные размеры паруса первичного тороса свидетельствуют также о том, что здесь наблюдалось нарушение его изостатического равновесия, т.е. он заметно притоплен вследствие горизонтального наслоения на его поверхность обломков более тонких ледяных полей. О вторичном, и, по-видимому, недавнем формировании всего тороса в целом свидетельствует и провал в точке 6. К тому же левая сторона киля тороса здесь почти вертикальна, что также подтверждает предположение о том, что первичный торос с такой значительной толщиной киля был сформирован в результате сжатия полей остаточного или многолетнего льда толщиной около

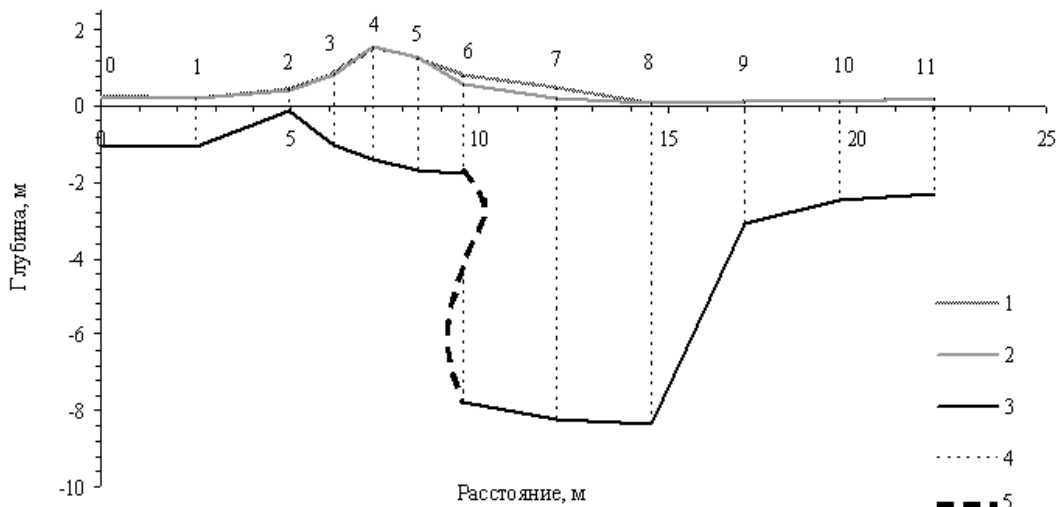


Рисунок 4.29 – Профиль бурения тороса в районе высадки дрейфующей станции «Северный полюс – 36» [110]

1 – снег; 2 – парус; 3 – киль; 4 – скважины; 5 – вероятное положение левой границы киля первичного тороса

2,6 м (правая часть профиля на рисунке 4.29) с более мощным торосистым образованием или многолетним паковым льдом значительно большей толщины. Повторное торосообразование в данном месте происходило уже вследствие взаимодействия первичного тороса с полями однолетнего льда, толщина которых изменялась от 0,3 м до 1,2 м, что подтверждается проведенными исследованиями фракционного состава льда паруса тороса (рисунок 4.30). Такой разброс толщины блоков льда в парусе дает основание предполагать, что их формирование происходило на периодически открывающемся участке чистой воды, в полынье или разводье, в непосредственной близости от первичного тороса. Преобладание в парусе тороса блоков льда толщиной 0,6 м свидетельствует о значительно бóльших размерах ледяного поля данной толщины по сравнению с геометрическими размерами других полей. Причем их преобладание в центральной зоне паруса вторичной части тороса, а блоков с толщиной 0,3 м – в левой части профиля в непосредственной близости от поля двухлетнего льда

толщиной 1,4 м – позволяет восстановить наиболее вероятное расположение ледяных полей до начала торосообразования (рисунок 4.31а). С учетом результатов термобурения тороса, а также кинематических схем формирования торосов в результате взаимодействия ледяных полей разной толщины, К.П. Тышко составил схему их последовательного взаимодействия в данном случае (рисунок 4.31) [98]. По его мнению, данная схема представляет собой вполне реалистичный механизм формирования вторичного тороса в направлении поля двухлетнего льда толщиной 1,4 м. Такая направленность взаимодействия ледяных полей подтверждается расположением их обломков во вновь сформированном торосе: ярко выраженном наслоении обломков ледяного поля толщиной 0,9 м на первичный торос и отсутствием обломков поля толщиной 0,3 м на ровном льду толщиной 1,4 м (рисунок 4.31б). На заключительном этапе формирования тороса, согласно представленной схеме, произошел последовательный взлом полей толщины 0,6 и 1,2 м.

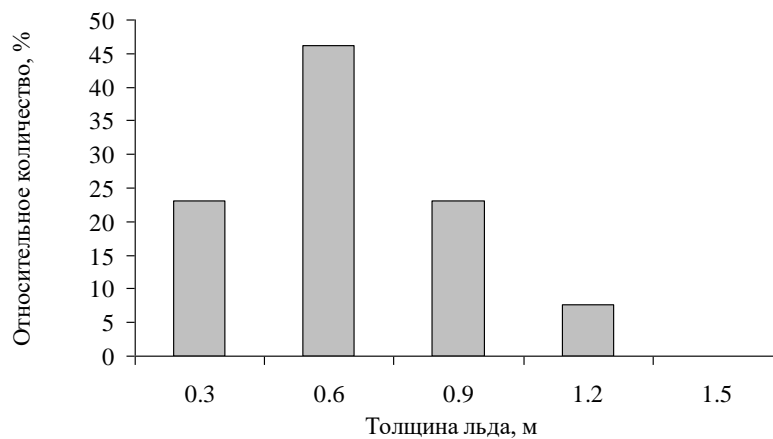
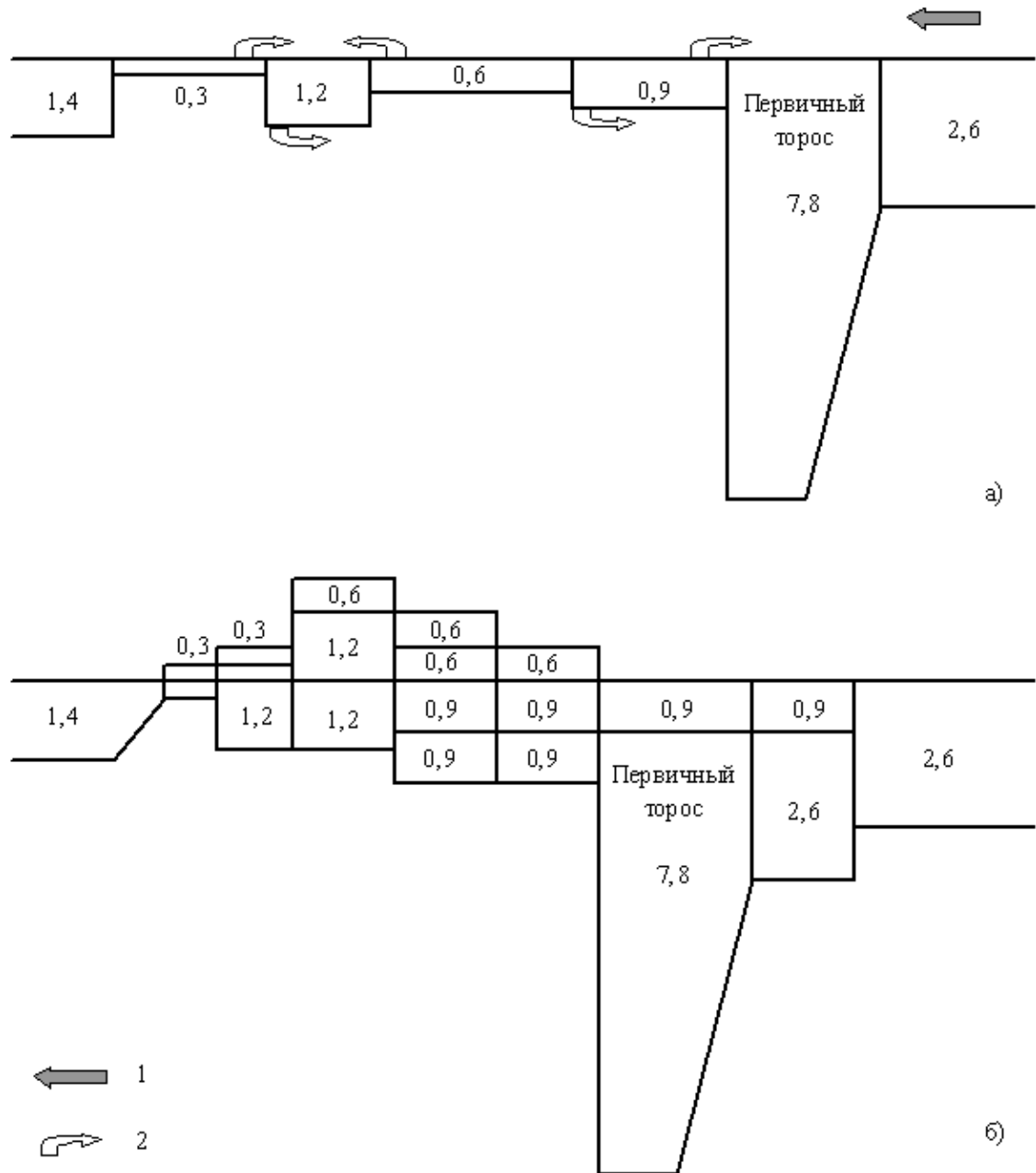


Рисунок 4.30 – Гистограмма толщины блоков, составляющих парус тороса

Рассмотренные особенности механизмов формирования и строения вторичных торосов могут служить основными критериями при проведении ретроспективного анализа геометрических параметров ледяных полей, образующих первичные торосы, временных промежутков между последовательными взаимодействиями ледяных полей при вторичном торосообразовании, а также общего возраста торосов с учетом типа их строения и,

соответственно, интенсивности консолидации. Подтверждённое с помощью текстурно-структурного анализа соответствие льда из тороса и окружающего льда делает правомерным применение метода оценки возраста торосистых образований, основанного на разности между толщинами этих льдов.



1 – направление приложения усилий сжатия;

2 – наиболее вероятное направление движения обломков ледяных полей;

1,4 и 2,6 м – толщина льда; 0,3...1,2 м – толщина обломков.

Рисунок 4.31 – Кинематическая схема формирования вторичного тороса (рисунок 4.29) [98]

4.4 Отличие дрейфующих торосов и торосов в припае

Торосы являются важной неотъемлемой частью ледяного покрова полярных районов Земли и подразделяются на дрейфующие и неподвижные (припайные). Согласно номенклатуре Всемирной Метеорологической Организации [246], припай – это морской лед, который образуется и остается неподвижным вдоль побережья, где он прикреплен к берегу, к ледяной стене, к ледяному барьеру, между отмелями или севшими на отмели айсбергами. Он может образоваться естественным образом из соленой воды или в результате примерзания к берегу или к уже существующему припаю плавучего льда любой возрастной категории. Он может простираться на расстояние всего в несколько метров или на несколько сотен километров от берега. Дрейфующий лёд – термин, употребляющийся в широком смысле, и включающий любой вид льда за исключением неподвижного припая.

По условиям образования дрейфующие торосы и торосы в припае практически не отличаются, так как в том и в другом случае это результат нагромождения обломков льда при сжатии ледяных полей. На начальном этапе образования торосов формируется нагромождение обломков льда, в котором большая часть блоков льда оказывается погружённой в воду. Это приводит к сильным локальным тепловым градиентам между кусками холодного льда и окружающей водой. Таким образом, в начальный момент времени вертикальное распределение температуры в киле тороса будет иметь вид пилообразной линии с неравными по высоте и форме «зубцами». По мере нарастания КС эта пилообразная линия будет трансформироваться в кусочно-линейную, а затем она сглаживается и в верхней части киля отклоняется в сторону низких температур. Окончание начальной фазы формирования тороса можно определить как момент, когда неконсолидированный киль становится изотермическим и приходит в состояние локального термодинамического равновесия. Начальная фаза жизни тороса довольно непродолжительна (16–96 часов [155]) и протекает одинаково как для дрейфующих торосов, так и для торосов в припае. Затем начинается основная фаза, и точка излома на температурном профиле, находящаяся между

наклонным участком в КС и изотермическим (в неконсолидированном киле), определяет положение нижней границы КС [149]. КС изолирует лежащий под ним неконсолидированный киль от холодного воздуха, из-за чего происходит непрерывный процесс деградации неконсолидированного киля, ведущий к превращению тороса в торос второго года жизни или к плавлению/распаду. На этом этапе условия жизни торосов уже различаются, т.к. на киль торосов в припае активно воздействуют подлёдные течения. Дрейфующие торосы перемещаются (в отсутствие ветровой нагрузки) непосредственно под действием течений, таким образом, относительное перемещение водяных масс и килей дрейфующих торосов крайне незначительно или вообще отсутствует.

В работе [220] были рассмотрены результаты исследования морфометрии торосов во фьордах Шпицбергена, а также в центральной части Баренцева моря и в проливе Фрама. Большое внимание было уделено рассмотрению влияния океанических течений на эрозию киля. Отмечено, что маленькие торосы в припае будут сильнее подвергаться эрозии киля, чем крупные торосы. Общепринятая теория течения через уплотненные слои показывает, что до 20% падающего на киль пограничного потока может просачиваться через него [124]. В работе [213] приводятся крайне интересные, но неподтверждённые пока другими исследователями результаты, показывающие, что внутри неконсолидированной части киля скорость течений морской воды в полостях может быть до трех раз выше, чем скорость течения под ровным льдом, окружающим торос. В последующих работах [214–215] обосновывается происходящее со временем нарастание льда и уменьшение макропористости неконсолидированного киля за счёт его проницаемости для морской воды и вариации её солёности.

Данные, на основе которых была выполнена эта работа, получены в 1998–2019 гг. в Охотском, Карском морях и море Лаптевых. Дрейфующие торосы, исследованные в этих морях, были объединены в одну группу. Во вторую группу попали торосы Байдарацкой губы Карского моря, Хатангского залива моря Лаптевых и торосы пролива Шокальского, которые на момент исследования находились в припае. Всего было рассмотрено 134 дрейфующих тороса и 56

торосов в припае. В таблице 4.3 приведены значения основных характеристик торосов из первой и второй группы [108].

Таблица 4.3 – Осреднённые характеристики дрейфующих торосов и торосов в припае.

Характеристики	Торосы	
	дрейфующие	в припае
Количество торосов	134	56
Средняя высота паруса, м	3,1	2,5
Средняя осадка киля, м	11,0	7,6
Отношение киль/парус	3,6	3,1
Средняя толщина КС, м	1,9	2,5
Средняя пористость неконсолидированной части паруса	0,20	0,22
Средняя пористость неконсолидированной части киля	0,27	0,21
Средний вертикальный размер пустот в парусе, м	0,24	0,14
Средний вертикальный размер пустот в киле, м	0,39	0,20
Среднее отношение толщины КС к общей толщине льда в торосе	0,32	0,54
Средняя толщина блоков льда в парусе тороса, м	0,50	0,35
Средняя толщина ровного льда у тороса, м	1,2	1,7
Среднее отношение толщины КС к толщине блоков в парусе тороса	4,4	8,4
Средний угол ската паруса, градусы	26	33
Средний угол ската киля, градусы	25	29

В результате выполнения работы было определено, что по своим морфометрическим параметрам (размерам) торосы в припае в среднем несколько меньше дрейфующих торосов. При этом у них более крутые склоны паруса и

киля, существенно толще КС, а также в два раза больше отношение толщины КС к средней толщине блоков льда в парусе. Последний показатель является косвенным признаком более значительного возраста торосов в припае. Несколько меньшее значение отношения киль/парус у торосов в припае (3,1 против 3,6 у дрейфующих торосов) получается, по-видимому, за счёт более интенсивного таяния и последующего разрушения ледяных перемычек, скрепляющих блоки на нижнем краю кия.

В работе [201] рассмотрены морфометрические параметры торосов Байдарацкой губы, которые в момент исследования находились в припае, и обобщены результаты исследований за несколько лет с 2005 по 2017 г. По их данным, средняя высота паруса в разные годы составила 0,9...2,7 м, осадка кия – 4,4...8,0 м. Эти значения хорошо согласуются с данными из таблицы 4.3 – 2,5 м по высоте паруса и 7,6 м по осадке кия для торосов в припае. Что касается толщины КС, то данные из статьи не демонстрируют явной повышенной толщины КС для торосов в припае. Исследования проводились в течение десяти лет, и диапазон значений средней толщины КС (1,5...2,4 м) сравнительно равномерно распределён по годам исследований. Пористость неконсолидированной части кия также изменяется в широком диапазоне – от 0,13 до 0,44, но наиболее частые значения пористости сводятся к диапазону 0,32...0,36, что также существенно превышает значения из таблицы. Значение пористости 0,74 для 2013 г., приведённое в [201] и рассматриваемое как выброс или опечатка, несколько снижает репрезентативность и доверие к представленным данным.

Формула К. Хойланда дает прямое соответствие между пористостью неконсолидированной части кия, толщиной окружающего торос льда и толщиной КС [149]. В предположении, что в момент торосообразования КС отсутствует и, соответственно, его толщина равняется нулю, формула приобретает вид:

$$H_{CL} = \sqrt{\frac{H_{LI}^2 - H_{LI0}^2}{\Theta_{cp}}},$$

где H_{CL} – толщина КС, м, H_{LI0} и H_{LI} – толщина льда в момент торошения и толщина окружающего торося льда, соответственно, м, Θ_{cp} – средняя пористость неконсолидированной части кия. Приняв в качестве толщины льда в момент торошения среднюю толщину блоков льда в парусе торося, а также используя данные из таблицы 4.3, можно рассчитать ожидаемую толщину КС дрейфующих торося. Она оказывается равной 2,01 м, что достаточно близко к средней толщине КС, указанной в таблице 4.3, – 1,90 м. В то же время для торося в припае подобный расчет дает существенно завышенную толщину КС – 3,65 м. Значение 2,4 м (см. таблицу 4.3) получается только, если принять в качестве пористости неконсолидированного кия значение 0,45. Такая пористость для свежих торося в припае маловероятна, особенно учитывая то, что результирующая пористость парусов торося в обеих группах практически одинакова — 0,20 и 0,22 (см. таблицу 4.3). Отсюда следует, что пористость кия свежих торося также должна быть в диапазоне 0,24...0,30. В таком случае, теоретически, должен существовать некий фактор, ограничивающий рост КС. По мнению авторов статьи [201] наиболее вероятным фактором, влияющим на толщину КС, является наличие значительного снежного покрова. Для рассматриваемых торося в припае средняя толщина снежного покрова в Хатангском заливе была около 0,3 м, в проливе Шокальского — в пределах 0,2...0,8 м (хотя в некоторых точках и достигала величины 2,3 м). Таким образом, роль снежного покрова в особенностях нарастания КС для разных видов торося представляется неоднозначной. О.М. Андреев (ААНИИ) предполагает, что на замедление консолидации припайных торося влияет повышенный геотермальный поток.

На рисунке 4.32 для дрейфующих торося и торося в припае приведены сглаженные распределения пористости неконсолидированного кия, полученные согласно описанной выше процедуре осреднения. Также на рисунке приведено

относительное количество осредняемых при этом данных. Сглаживание произведено скользящим средним с окном сглаживания 2 м. Ноль оси ординат соответствует нулевому расстоянию от нижнего края кила. Пунктирной линией показано граничное расстояние, свыше которого количество осредняемых данных не превышает 5% от общего числа. Видно, что кривая пористости торосов в припае в диапазоне расстояния примерно до 9 м смещена относительно дрейфующих торосов в сторону меньших значений. Также на рисунке 4.32 показана разница значений осреднённой пористости дрейфующих торосов и

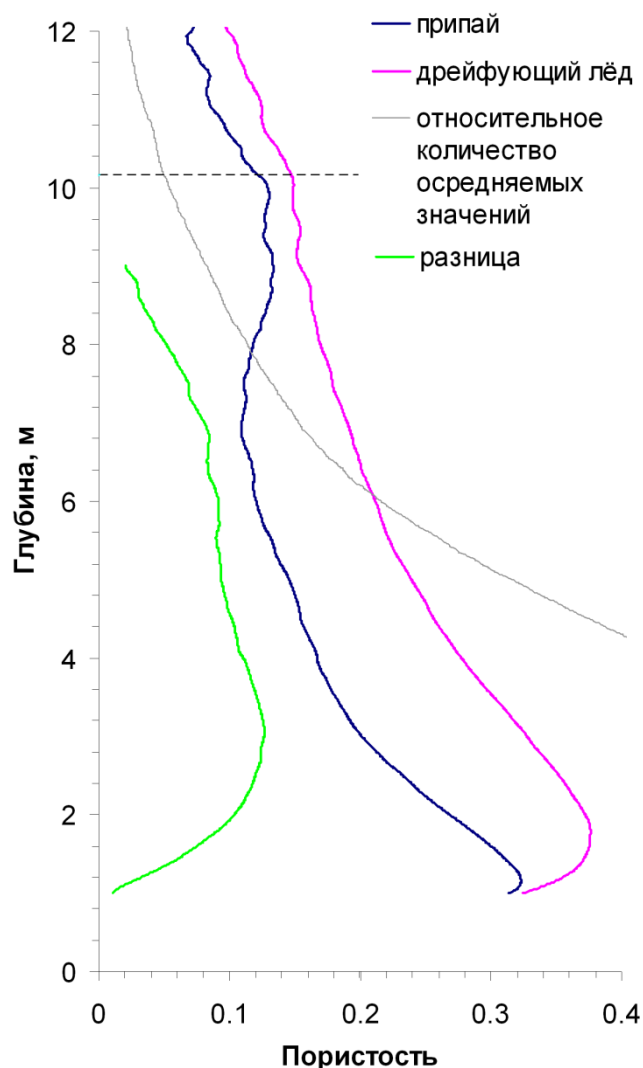


Рисунок 4.32 – Сглаженная осредненная пористость неконсолидированной части кила дрейфующих торосов и торосов в припае, а также относительное количество осредняемых данных. Пунктирной линией показана граничная глубина, выше которой количество осредняемых данных не превышает 5% от общего числа

торосов в припае в наиболее информативном диапазоне. Из приведенного рисунка следует, что пористость неконсолидированного килья припайных торосов в среднем на 8,5% ниже, чем у дрейфующих торосов (при максимальном значении разницы 12,7%). Средняя пористость неконсолидированного килья припайных торосов на 6% ниже, чем у дрейфующих (см. таблицу 4.3). Следует учесть, что средние значения пористости приведены для всей толщины неконсолидированной части килья, а указанное выше значение 8,5% получено только для расстояний (от нижнего края килья) в диапазоне 2...8 м.

Полученная разница может быть связана с размерами блоков льда, слагающих торосы. Скорость фильтрации воды через пористую среду зависит от размеров пор, в нашем случае — от полостей неконсолидированного килья. Размер полостей зависит от размера блоков льда, слагающих киль [124]. Полости в припайных торосах меньше (см. таблицу 4.3), поэтому при воздействии течения на неконсолидированный киль такого тороса получается, что подледная вода внутрь килья почти не проникает, а приводит к таянию килья с его внешней границы (в основном снизу тороса, где идет усиление течения). Таким образом, макропористость $\Theta_{\text{ср}}$ неконсолидированной части килья торосов в припае падает, так как наиболее пористая нижняя часть килья тает или разрушается вследствие эрозии.

Для проверки данного предположения дополнительно было проведено компьютерное моделирование разрушения нижних частей килья под действием течений. У 16 неконсолидированных килей осадкой по 15 м было смоделировано распределение пористости согласно формуле (4.1) [72]. Затем случайным образом были удалены нижние части килей в размере от 0,3 до 4,5 м. Оставшиеся фрагменты распределений пористости были сдвинуты и осреднены по описанной выше процедуре. В результате осреднённая кривая пористости оказалась сдвинутой в сторону меньших значений примерно на 10% в максимальном значении, что вполне соответствует разнице на рисунке 4.32.

Согласно данным натурных наблюдений, в проливе Шокальского (непосредственно в районе проведения исследований припайных торосов)

существуют суточные приливные течения со средней по модулю скоростью 0,04 м/с на глубине 10 м при максимальной скорости 0,23 м/с [178]. Именно данные этих измерений косвенно указывают на то, что основной причиной пониженной пористости килей торосов в припае являются воздействие подлёдных течений.

В работах [214–215] рассмотрены результаты математического и лабораторного моделирования, а также результаты опытов *in situ*, подтверждающие влияние проникающей внутрь килей торосов морской воды на уменьшение пористости неконсолидированной части киля. Обобщённые графики пористости на рисунке 4.32 и сравнение средних вертикальных размеров пустот в парусе и киле для торосов обеих групп (таблица 4.3) явно свидетельствуют в пользу такого эффекта.

Авторы работы [134] отмечают, что у тороса, длительное время пребывавшего в условиях переноса тепла из океана в атмосферу, наблюдалось уменьшение макропористости киля. Это может быть связано с двойным воздействием на неконсолидированную часть киля – как от описанного выше эффекта влияния подледного течения, так и от роста толщины КС ввиду его термодинамической эволюции. Это подтверждается данными натурных измерений, согласно которым (см. таблицу 4.3) торосы в припае, в среднем, были образованы раньше, чем торосы на дрейфующем льду. На это указывают толщина КС и размеры блоков льда (т.е. меньшая толщина ровного льда, из которого были образованы торосы).

Таким образом, следует, что торосы в припае на момент проведения измерений (апрель–май) в среднем должны обладать несколько меньшими размерами (за счет таяния нижней части киля) и меньшей пористостью неконсолидированной части киля, чем торосы на дрейфующих льдах.

После выполненного анализа можно сделать следующие выводы:

- торосы в припае отличались от дрейфующих торосов несколько меньшими геометрическими размерами и соотношением киль/парус (3,1 против 3,6), но более крутыми склонами паруса и киля;

- толщина КС исследованных дрейфующих торосов в среднем составила 1,9 м, а у торосов в припае — 2,5 м;
- средняя степень консолидации исследованных торосов, т.е. отношение толщины КС к общей толщине льда в торосе, составила для дрейфующих торосов 32 %, для торосов в припае — 54 %;
- у торосов в припае пористость неконсолидированной части кила была ниже в среднем на 6%, чем у дрейфующих торосов. В области кила, которая располагается на расстоянии менее 8 м от края кила, эта разница в среднем составляет 8,5 %;
- подтверждено сделанное ранее другими исследователями заключение, что уменьшение макропористости неконсолидированной части кила торосов происходит постепенно и связано с подлёдными течениями.

Выводы из четвертой главы:

1. Показано, что изменение толщины консолидированного слоя внутри тороса связано с изменением толщины кила. На примере статистической обработки массива данных о геометрических характеристиках и толщине консолидированного слоя торосов проиллюстрировано, что по мере удаления от точки на поперечном сечении тороса, где киль имеет максимальную осадку, на периферию тороса толщина консолидированного слоя также уменьшается.

2. Впервые показано на диаграмме, что в неконсолидированном киле наблюдается общее уплотнение льда и уменьшение пористости по мере приближения к поверхности воды (зоне образования консолидированного слоя). Кроме того, характер наклона изолиний пористости соответствует наклону контура осредненного кила, т.е. по мере удаления от точки максимального кила область низких значений пористости (область уплотненного льда), сужается в сторону уровня моря, и так же соответственно уменьшается средняя осадка кила. Обнаружено, что в результате формирования типичного тороса еще до образования консолидированного слоя распределение блоков льда в киле характеризуется следующим признаком: в области наибольшего кила зона низкой

пористости является наиболее протяженной по глубине, а по мере удаления от точки максимального кия наблюдается сужение этой зоны.

3. Впервые по результатам обработки и осреднения большого количества записей бурения торосов представлена в графическом виде зависимость пористости от глубины. Выделяется общая тенденция увеличения пористости с высотой в парусе и с глубиной в киле тороса. На глубине ниже уровня моря, которая приблизительно соответствует среднему положению нижней границы консолидированного слоя плюс его стандартное отклонение, наблюдается излом линии пористости. Выше этого излома характер осредненной линии пористости определяется распределением положения нижней границы консолидированного слоя. Ниже этого излома – распределением блоков льда неконсолидированной части кия.

4. Пористость неконсолидированной части кия торосов увеличивается с глубиной. Положение и крутизна экспоненты, аппроксимирующей кривую осредненной пористости неконсолидированной части кия, определяется пористостью в нижней части кия и его уплотняемостью. Пористость в нижней части кия зависит от соотношения длины и толщины блоков льда, составляющих торос: чем более вытянутые блоки, тем пористость выше. Уплотняемость определяется толщиной и средней температурой торосающегося льда: чем теплее лед и меньше его толщина, тем выше уплотняемость образующегося кия и больше угол наклона аппроксимирующей прямой.

5. Впервые дважды с интервалом в одиннадцать месяцев исследовано внутреннее строение тороса методом электротермобурения с записью скорости. Это позволило уточнить некоторые представления об эволюции размеров и строения. Высота паруса уменьшается в два раза быстрее, чем осадка кия. Толщина консолидированного слоя тороса выросла на 20%, а консолидация тороса увеличилась с 9 до 14%, т.е. на 5% за год. Уникальность этого результата позволяет рассматривать исследованный торос как контрольный образец для проверки гипотез эволюции тороса.

6. Торосы в припае отличаются от дрейфующих торосов несколько меньшими геометрическими размерами и соотношением киль/парус, но более крутыми склонами паруса и киля. Толщина КС исследованных дрейфующих торосов в среднем составила 1,9 м, а у торосов в припае — 2,5 м; средняя степень консолидации торосов, т. е. отношение толщины КС к общей толщине льда в торосе, составила для дрейфующих торосов 32%, для торосов в припае — 54%. Пористость неконсолидированной части киля у торосов в припае была ниже в среднем на 6%, чем у дрейфующих торосов. В области киля, которая располагается на расстоянии менее 8 м от края киля, эта разница в среднем составляет 8,5%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе поставлена и решена проблема разработки специальных средств и методов, осуществляющих одновременно с проникновением внутрь тороса получение характеристик его внутреннего строения. На этой основе с использованием статистических методов и численного моделирования получены новые данные и представления о распределении льда в этих ледяных образованиях и закономерностях их строения и эволюции. Полученные результаты позволяют сделать следующие основные выводы по этим двум взаимосвязанным направлениям исследований.

I. ОСОБЕННОСТИ ТЕРМОБУРЕНИЯ ТОРОСОВ

1. Обоснован способ определения внутреннего строения торосов с помощью термобурения.

2. При участии автора разработаны и внедрены устройства для электрического и водяного бурения скважин во льду, позволяющие с высокой точностью фиксировать встречающиеся пустоты.

3. При участии автора разработаны, изготовлены и в течение ряда лет успешно эксплуатируются установки для водяного и электротермобурения льда с записью параметров бурения.

4. Предложена методика определения по записи скорости погружения термобура границ участков плотного льда, рыхлого льда и пустот при тепловом бурении торосов и стамух.

5. При участии автора предложены несколько методик определения границ консолидированного слоя: по записи скорости бурения, измерению давления воды в скважине, измерению солености талой воды, с откачкой талой воды по переходу от воздушно-водяной смеси к постоянному потоку воды.

6. Впервые автором применена новая методика исследования строения торосов, представляющая собой бурение скважин с записью скорости вдоль перпендикулярно секущего гребень тороса профиля с интервалом между скважинами 0,50 или 0,25 м. Обработка записей позволяет получить визуальную

картину расположения блоков льда в теле тороса, образно названную «рентгеновским снимком».

7. При участии автора разработана новая технология комплексных исследований торосистых образований, сочетающая термобурение с определением локальной прочности льда с помощью зонд-индентора.

8. Предложены методические основы определения по результатам усреднения данных термобурения обобщенных характеристик внутреннего строения торосов, в частности объемного содержания твердой фазы льда.

9. При участии автора разработаны и внедрены две модификации термозонда для экспресс-измерения температуры тороса с целью определения расположения нижней границы консолидированного слоя тороса.

II. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ТОРОСИСТЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ

10. По данным профильного бурения с записью параметров бурения получены массовые данные о геометрических размерах и внутреннем строении торосов Печорского, Охотского, Каспийского, Карского морей, моря Лаптевых и центральной части арктического бассейна Северного Ледовитого океана. Впервые при участии автора исследованы торосы Таганрогского залива Азовского моря и торосы Хатангского залива моря Лаптевых. Впервые автором исследованы торосы пролива Шокальского. Определены их морфометрические характеристики и внутреннее строение.

11. Показано, что изменение толщины КС внутри тороса связано с изменением толщины кила. На примере статистической обработки массива данных о геометрических характеристиках и толщине консолидированного слоя торосов проиллюстрировано, что по мере удаления от точки максимальной осадки кила к периферии поперечного сечения тороса толщина консолидированного слоя также уменьшается.

12. Впервые показано на диаграммах, что в неконсолидированном киле наблюдается общее уплотнение льда и уменьшение пористости по мере приближения к поверхности воды (зоне образования консолидированного слоя).

Кроме того, характер наклона изолиний пористости соответствует наклону контура осредненного кия, т.е. по мере удаления от точки максимального кия область низких значений пористости (область уплотненного льда), сужается в сторону уровня моря, и так же соответственно уменьшается средняя осадка кия. Обнаружено, что в результате формирования типичного тороса еще до образования консолидированного слоя распределение блоков льда в киле характеризуется следующим признаком: в области наибольшего кия зона низкой пористости является наиболее протяженной по глубине, а по мере удаления от точки максимального кия наблюдается сужение этой зоны.

13. Впервые по результатам обработки и осреднения большого количества записей бурения торосов представлена в графическом виде зависимость пористости от глубины. Выделяется общая тенденция увеличения пористости с высотой в парусе и с глубиной в киле тороса. На глубине ниже уровня моря, которая приблизительно соответствует среднему положению нижней границы консолидированного слоя плюс его стандартное отклонение, наблюдается излом линии пористости. Выше этого излома характер осредненной линии пористости определяется распределением положения нижней границы консолидированного слоя. Ниже этого излома – распределением блоков льда неконсолидированной части кия.

14. С вероятностью 90% значение пористости на нижнем краю кия торосов лежит в интервале $0,450 \pm 0,125$. С ростом осадки кия его уплотнение под действием результирующей силы тяжести и силы Архимеда происходит до значений пористости $0,07 \dots 0,12$. Уплотняемость кия определяется толщиной и средней температурой льда в момент торошения. Чем тоньше лед, тем уплотняемость кия выше, причем эта зависимость нелинейна. Чем теплее лед, тем выше уплотняемость кия.

15. Впервые дважды с интервалом в одиннадцать месяцев исследовано внутреннее строение тороса методом электротермобурения с записью скорости. Это позволило уточнить некоторые представления об эволюции размеров и строения. Высота паруса уменьшается в два раза быстрее, чем осадка кия.

Толщина консолидированного слоя тороса выросла на 20%, а консолидация тороса увеличилась с 9 до 14%, т.е. на 5% за год. Уникальность этого результата позволяет рассматривать исследованный торос как контрольный образец для проверки гипотез эволюции тороса.

16. Представлена функциональная связь скорости бурения и локальной прочности льда. Определённой скорости термобурения соответствует диапазон локальной прочности льда. При возрастании прочности льда и уменьшении скорости бурения диапазон изменения характеристик прочности льда увеличивается и понижается соответствие прочности скорости бурения.

Пути дальнейшего развития исследований состоят:

- а) в совершенствовании термобурового оборудования и расширения количества записываемых параметров бурения, применения спутниковых систем привязки скважин, внедрения разработанных методов определения расположения различных элементов торосов, в частности, консолидированного слоя;
- б) в выявлении существования региональных зависимостей строения торосов от климатических условий;
- в) во внедрении новой технологии комплексных исследований торосистых образований, сочетающей термобурение с определением локальной прочности льда с помощью зонд-индентора; применение акустической томографии;
- г) в развитии численного моделирования динамики процессов торосообразования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ледотехнические аспекты освоения морских месторождений нефти и газа / [Ю.Н. Алексеев, В.П. Афанасьев, О.Е. Литонов и др.]. / Под ред. О.Е. Литонова и В.В. Панова. СПб.: Гидрометеиздат, 2001. 360 с.
2. Андреев, О.М. Влияние вертикальной неоднородности заполнения кия тороса на скорость его промерзания / О.М. Андреев // Лед и снег. – 2013. – №2(122). – С. 63–68.
3. Андреев, О.М. Учёт внутренней структуры кия тороса при термодинамических расчётах эволюции консолидированного слоя / О.М. Андреев // Лед и снег. – 2020. – Т. 60. – № 4. – С. 547–556.
4. Андреев, О.М. Одномерная термодинамическая модель эволюции тороса / О.М. Андреев, Б.В. Иванов // Метеорология и гидрология. – 2007. – №6. – С. 38–43.
5. Астафьев, В.Н. Торосы и стамухи Охотского моря / В.Н. Астафьев, Г.А. Сурков, П.А. Трусков. – Санкт-Петербург: Пресс-Погода, 1997. – 208 с.
6. Атлас ледяных образований / Под ред. В.М. Смоляницкого. – СПб.: ААНИИ, 2019. – 232 с.
7. Бекецкий, С.П. Морфологические и прочностные параметры торосистых образований Охотского моря: дисс. ... канд. геогр. наук: 25.00.28 / Бекецкий Сергей Петрович. – Оха, 1996. – 190 с.
8. Богородский, В.В. Лед: Физические свойства. Современные методы гляциологии / В.В. Богородский, В.П. Гаврило. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – 384 с.
9. Богородский, В.В. Разрушение льда. Методы, технические средства / В.В. Богородский, В.П. Гаврило, О.А. Недошивин. – Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 232 с.
10. Болгов, М.В. Каспийское море: экстремальные гидрологические события / М.В. Болгов, [и др.]; Под ред. М.Г. Хубларяна. – М.: Наука, 2007. – 381 с.
11. Борисенко, Н.И. Инструментальные твердые сплавы. Лабораторный практикум / Н.И. Борисенко. – М.: ГОУ ПК №8 им. И.Ф. Павлова, 2009. – 174 с.
12. Бородачев, В.Е. О морфологических характеристиках стамух / В.Е. Бородачев, С.П. Бекецкий, П.А. Трусков, А.М. Поломошнов // Труды ААНИИ. – 1990. – Т. 418. – С. 116–128.

13. Бородачев, В.Е. Словарь морских ледовых терминов / В.Е. Бородачев, В.П. Гаврило, М.М. Казанский. – СПб.: Гидрометеиздат, 1994. –128 с.
14. Бородкин, В.А. Способ определения физико-механических и морфометрических характеристик ледовых торосистых образований / Р.Б. Гузенко, С.М. Ковалев, А.С. Парамзин, В.С. Порубаев, В.В. Харитонов, С.В. Хотченков, А.И. Шушлебин. Патент на изобретение №2730003 от 14.08.2020 г. Бюллетень №23.
15. Брызгин, Н.Н. Снежный покров морских льдов / В кн.: Морской лед. Сбор и анализ данных наблюдений, физические свойства и прогнозирование ледовых условий (справочное пособие). Под ред. И.Е. Фролова и В.П. Гаврило. – СПб.: Гидрометеиздат, 1997. – С. 177–185.
16. Бухарицин, П.И. Исследования Каспийских льдов / П.И. Бухарицин, Palmarium Academic Publishing, 2019. – 122 с.
17. Бухарицин, П.И. Особенности процессов торошения ледяного покрова северной части Каспийского моря / П.И. Бухарицин // Водные ресурсы. – 1984. – №6. – С. 115–123.
18. Бушуев, А.В. Атлас ледовых образований / А.В. Бушуев, Н.А. Волков, В.С. Лоцилов. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. –140 с.
19. Васильев, Н.И. Тепловая коронка термобурового пробоотборника / Н.И. Васильев, А.Н. Дмитриев, А.В. Красилев, В.М. Зубков, В.М. Шашкин. Патент на изобретение № 2232269 от 10.07.2004. Бюл. №19.
20. Васильев, Н.И. Тепловая коронка термобурового пробоотборника / Н.И. Васильев, А.Н. Дмитриев, В.М. Зубков, А.В. Красилев. Патент на изобретение № 2002130417/03(032130) от 06.02.2004.
21. Гаврило, В.П. К вопросу о натуральных исследованиях морфологии торосов на арктических льдах и возможности моделирования процессов торошения / В.П. Гаврило, В.Д. Грищенко, В.С. Лоцилов // Труды ААНИИ. –1974. – Т. 316. – С. 70–76.
22. Гайццоки, Б.Я. Некоторые результаты измерения температуры льда на дрейфующей станции «Северный полюс – 13ф» / Б.Я. Гайццоки, В.А. Спицын // Труды ААНИИ. – 1970. – Т. 295. – С. 154–158.

23. Гордиенко, Е.В. Экспериментальное изучение процесса развития однолетних торосов и оценка влияния этого процесса на расчет сооружений шельфа / Е.В. Гордиенко // Труды РАО. С.-Петербург, Россия, 16–19 сентября 2003 г. – С. 444–448.
24. Грищенко, В.Д. Морфометрические характеристики гряд торосов на льдах Арктического бассейна / В.Д. Грищенко // Труды ААНИИ. –1988. –Т. 401, – С. 46–55.
25. Грищенко, В.Д. Опыт исследования подводной части дрейфующих льдов / В.Д. Грищенко // Труды ААНИИ. – 1973. – Т. 307, – С. 164–168.
26. Гудошников, Ю.П. Морфометрические характеристики ледяных образований Печорского моря по многолетним экспедиционным данным / Ю.П. Гудошников, Г.К. Зубакин, А.К. Наумов // Труды РАО. Санкт-Петербург, Россия, 16–19 сентября 2003. – С. 295–299.
27. Гудошников, Ю.П. Статистические характеристики элементов торосистых образований / Ю.П. Гудошников, Г.К. Зубакин, А.К. Наумов // В кн.: Ледяные образования морей Западной Арктики. СПб.: ААНИИ, 2006. – С. 88–99.
28. Гузенко, Р.Б. Комплексное исследование старых торосов в Северном Ледовитом океане / Р.Б. Гузенко, Е.У. Миронов, В.В. Харитонов [и др.]. // Лёд и снег. – 2020. – Т. 60. – №3. – С. 431–444.
29. Гузенко, Р.Б. Особенности внутренней структуры торосов и стамух в арктических морях / Р.Б. Гузенко, В.В. Харитонов, Е.У. Миронов // Труды II Всероссийской конференции «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития». 19–20 декабря 2018 г. С.-Петербург. – С. 206–208.
30. Доронин, Н.Ю. Разработка и использование термических игл для бурения ледовых образований на шельфе замерзающих морей / Н.Ю. Доронин, Д.А. Сперанский, А.И. Степанюк, Н.И. Васильев // Труды РАО. С.-Петербург, Россия, 2001. – С. 302–304.
31. Доронин, Ю.П. К вопросу о нарастании морского льда / Ю.П. Доронин // Проблемы Арктики и Антарктики. – 1959. – Вып. 1. – С. 78–83.
32. Желтов, Ю.П. Разработка нефтяных месторождений / Ю.П. Желтов. – М.: Недра, 1998. – 208 с.

33. Зотиков, И.А. Теплофизика ледниковых покровов / И.А. Зотиков. – Л.: Гидрометеиздат, 1985. – 288 с.
34. Зубакин, Г.К. Особенности строения и свойств торосов в восточной части Баренцева моря по данным экспедиции 2003 г. / Г.К. Зубакин, Ю.П. Гудошников, А.К. Наумов, И.В. Степанов, Н.В. Кубышкин // Труды ААНИИ. – 2004. – Т. 449. – С. 180–196.
35. Зубов, Н.Н. Льды Арктики / Н.Н. Зубов. – М.: Издательство Главсевморпути, 1945. — 360 с.
36. Исаченко, В.П. Теплопередача / В.П. Исаченко, В.А. Осипова, А.С. Сукомел // Учебник для вузов, изд. 3-е, перераб. и доп. – М.: «Энергия», 1975. – 488 с.
37. Ковалев, С.М. Способ определения прочности льда в торосах и стамухах / С.М. Ковалев, В.В. Харитонов, А.И. Шушлебин. Патент на изобретение №2717261 от 19.03.2020 г. Бюллетень №8.
38. Комаровский, В.А. Образование, строение и морфометрические характеристики гряды торосов из молодого льда / В.А. Комаровский // Проблемы Арктики и Антарктики. – 1984. – Вып. 58. – С. 92–94.
39. Корн, Г. Справочник по математике для научных работников и инженеров / Г. Корн, Т. Корн; Пер. с англ. Под ред. И.Г. Арамановича. – М.: Наука, 1978. – 832 с.
40. Кошкин, Н.И. Справочник по элементарной физике / Н.И. Кошкин, М.Г. Ширкевич. – М.: Наука, 1976. – 256 с.
41. Кудряшов, Б.Б. Коронка для бурения-плавления льда / Б.Б. Кудряшов, Н.И. Васильев, А.Н. Дмитриев, А.В. Красилов, В.М. Зубков. Патент на изобретение № 2209918 от 10.08.2003. Бюл. № 22.
42. Кудряшов, Б.Б. Бурение скважин в условиях изменения агрегатного состояния горных пород / Б.Б. Кудряшов, В.К. Чистяков, В.С. Литвиненко. – М.: Недра, 1991. – 295 с.
43. Лавров, В.В. Деформация и прочность льда / В.В. Лавров. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 208 с.
44. Ледяные образования морей западной Арктики / Под ред. Г.К. Зубакина. – СПб.: Типография ААНИИ, 2006. – 272 с.

45. Миронов, Е.У. Современные методы ледовых исследований и изысканий на шельфе арктических морей / Е.У. Миронов, Ю.П. Гудошников, В.Н. Смирнов // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2015. – № 1(103). – С. 57–68.

46. Миронов, Е.У. Изученность ледовых условий шельфа юго-востока Баренцева и юго-запада Карского морей / Е.У. Миронов, А.А. Лебедев, В.А. Спичкин, А.Б. Тюряков // Труды ААНИИ. – 2001. – Т. 444. – С. 59–72.

47. Миронов, Е.У. Морфометрические характеристики гряд торосов и стамух по данным натурных наблюдений и модельных расчётов в северо-западной части Каспийского моря / Е.У. Миронов, С.В. Клячкин, В.С. Порубаев // Труды 9-й Международной конференции РАО'09, 15–18 сентября 2009 г., Санкт-Петербург. – С. 280–286.

48. Миронов, Е.У. Ледовые изыскания и исследования на шельфе арктических и замерзающих морей России / Е.У. Миронов, С.М. Ковалёв, Е.И. Макаров // Материалы XII общероссийской конференции изыскательских организаций «Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации». Москва, 07–09 декабря 2016 г. Издательство: ООО Геомаркетинг. – С. 580–584.

49. Миронов, Е.У. Метод водяного термобурения для исследования внутренней структуры ледяных образований / Е.У. Миронов, В.А. Морев, В.С. Порубаев, А.Б. Тюряков, В.В. Харитонов // Труды РАО. Санкт-Петербург, Россия, 16–18 сентября 2003. – С. 247–252.

50. Миронов, Е.У. Морфометрические параметры торосов и стамух по данным экспедиционных исследований в северо-западной части Каспийского моря / Е.У. Миронов, В.С. Порубаев // Метеорология и гидрология. – 2011. – №5. – С. 68–76.

51. Миронов, Е.У. Оценка возраста гряд торосов в замерзающих морях / Е.У. Миронов, В.С. Порубаев // Лёд и снег. – 2019. – Т. 59. – № 3. – С. 355–362.

52. Миронов, Е.У. Статистическая модель морфометрии гряды тороса в юго-западной части Карского моря / Е.У. Миронов, В.С. Порубаев // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2011. – № 3(89). – С. 49–61.

53. Миронов, Е.У. Формирование гряд торосов в прибрежной части Карского моря и их морфометрические характеристики / Е.У. Миронов, В.С. Порубаев //

Современные проблемы науки и образования. – 2012. – № 4. – URL: <http://science-education.ru/ru/article/view?id=6707> (дата обращения: 16.09.2020).

54. Миронов, Е.У. Исследование ледяных образований и параметров экзарации морского дна в Байдарацкой губе для обеспечения строительства подводного трубопровода / Е.У. Миронов, В.Н. Смирнов, А.Б. Тюряков, О.А. Вербицкая // Труды РАО'11, 13–16 сентября 2011, Санкт-Петербург. – С. 185–190.

55. Морев, В.А. Электротермобуры для бурения скважин в ледниковом покрове / В.А. Морев // Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждение. – 1976. – № 28. – С. 118–120.

56. Морев, В.А. Наконечник для водяного термобура / В.А. Морев, В.В. Харитонов. Патент на изобретение №2684537 от 09.04.2019 г. Бюллетень №10.

57. Морев, В.А. Способ определения структуры торосов и стамух, свойств льда и границы льда и грунта / В.А. Морев, А.В. Морев, В.В. Харитонов. Патент России № 2153070 от 20.07.2000. Бюллетень № 20.

58. Морев, В.А. Устройство для бурения скважин в ледяных образованиях / В.А. Морев, А.В. Морев, В.В. Харитонов, А.Г. Никифоров. Патент на полезную модель № 52068 от 03.10.2005 г. Бюллетень № 7.

59. Морев, В.А. Водяной термобур для бурения скважин в ледяных образованиях / В.А. Морев, В.В. Харитонов. Патент на изобретение № 2640605 от 10.01.2018. Бюллетень №1.

60. Морев, В.А. Водяной ледорез для приготовления прорезей в ледяных образованиях / В.А. Морев, В.В. Харитонов, Р.А. Савин, Д.Э. Сейфулин. Патент на изобретение №2639730 от 22.12.2017. Бюллетень №28.

61. Морев, В.А. Способ определения расположения границы льда и грунта при бурении стамух горячей водой / В.А. Морев, В.В. Харитонов. Патент на изобретение №2647545 от 16.03.2018 г. Бюллетень №8.

62. Морев, В.А. Способ определения расположения нижней границы консолидированного слоя торосов и стамух при электротермобурении / В.А. Морев, В.В. Харитонов. Патент на изобретение № 2630017 от 5.09.2017 г. Бюллетень № 20.

63. Морев, В.А. Способ определения расположения нижней границы консолидированного слоя торосов и стамух по солености талой воды при электротермобурении / В.А. Морев, В.В. Харитонов. Патент на изобретение № 2643376 от 1.02.2018 г. Бюллетень № 4.

64. Морев, В.А. Термозонд для измерения профиля температуры среды / В.А. Морев, В.В. Харитонов. Патент на полезную модель № 128323 от 11.12.2012 г. Бюллетень № 14.

65. Морев, В.А. Устройство для электротермического бурения скважин в холодном льду / В.А. Морев, В.В. Харитонов. Патент на полезную модель № 164818 от 30.08.2016 г. Бюллетень № 26.

66. Назинцев, Ю.Л. Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда / Ю.Л. Назинцев, В.В. Панов. – СПб., Гидрометеиздат, 2000. – 84 с.

67. Наумов, А.К. Морфометрические характеристики ледяных образований Баренцева моря: автореферат дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.28 / Наумов Алексей Кирович. – СПб, 2010. – 12 с.

68. Наумов, А.К. Сравнение различных методов измерения осадки ледяных образований / А.К. Наумов, Р.А. Виноградов // Труды ААНИИ. – 2009. – Т. 450. – С. 137–141.

69. Новицкий, П.В. Оценка погрешностей результатов измерений / П.В. Новицкий, И.А. Зограф. – 2-е изд., перераб. и доп. – Л.: Энергоатомиздат. Ленингр. отд-ние, 1991. – 304 с.

70. Новые материалы в технике / Под ред. Е.Б. Тростянской, Б.А. Колачева, С.И. Сильвестровича [и др.]. – М.: Химия. 1964. – 656 с.

71. Огородов, С.А. Современный ледово-экзарационный рельеф на шельфе западного Ямала: натурные исследования и моделирование / С.А. Огородов, А.С. Шестов, В.В. Архипов [и др.] // Вестник НГУ. Серия: Математика, механика, информатика. – 2013. – Т. 13. – Вып. 3. – С. 77–89.

72. Олейников А.И. Модель уплотняемых сыпучих тел и некоторые ее приложения / А.И. Олейников, М.Н. Скачков // Информатика и системы управления. – 2011. – № 4(30), – С. 48–57.

73. Остроумов, Г.А. Свободная конвекция в условиях внутренней задачи / Г.А. Остроумов. –М.-Л.: Государственное издательство технико-теоретической литературы, 1952, – 256 с.

74. Отчет о НИР «Ледоисследовательские работы в феврале 2008 года в районе месторождения им. В. Филановского в северо-западной части Каспийского моря». – СПб, фонды ААНИИ, 2008, —325 с.

75. Отчет о НИР «Проведение ледовых и гидрометеорологических исследований в море Лаптевых в зимний период 2017 г. (Экспедиция «Хатанга–зима–2017»). СПб, фонды ААНИИ, 2017. – Т. 2, —182 с.

76. Отчет о работе по проекту «Предоставление услуг проведения надледных исследований» (итоговый). СПб, фонды ААНИИ, 2013. —286 с.

77. Павлов, В.А. Особенности развития консолидированного слоя гряд торосов в морях Карском и Лаптевых / В.А. Павлов, К.А. Корнишин, Я.О. Ефимов [и др.] // Нефтяное хозяйство. – 2016. – № 11. – С. 49–54.

78. Песчанский, И.С. Ледоведение и ледотехника / И.С. Песчанский. –Л.: Гидрометеорологическое издательство, 1967. –464 с.

79. Попов, Н.И. Морская вода. Справочное руководство / Н.И. Попов, К.Н. Федоров, В.М. Орлов; Под ред. член.-корр. АН СССР А.С. Моница. – М.: Наука, 1979. – 328 с.

80. Порубаев, В.С. Максимальная осадка килей гряд торосов в глубоководной части Северного Ледовитого океана / В.С. Порубаев // Проблемы Арктики и Антарктики, – 2014. – № 2(100). – С. 75–81.

81. Предварительный отчет о НИР «Изучение геометрии гряд торосов и прочности льда в рамках проекта Сахалин–5». Санкт-Петербург, фонды ААНИИ, 2006 г. – 303 с.

82. Романов, И.П. Ледяной покров Арктического бассейна / И.П. Романов. – СПб.: Репринт ААНИИ, 1992. – 211 с.

83. Свод правил 38.13330.2018. Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов). СНиП 2.06.04-82*. М.: Минстрой России, 2018. – 122 с.

84. Скачков, М.Н. Плотность и давление сыпучих сред в поле тяготения / М.Н. Скачков // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых, 2011, № 1, С. 34–41.

85. Смирнов, В.Н. Измерения крупномасштабной прочности торосов: Сахалин 1998 / В.Н. Смирнов, И.Б. Шейкин, А.И. Шушлебин [и др.]. // Труды шестой Международной конференции по судам и морским конструкциям в холодных регионах. С.-Петербург, Россия, 12–14 сент. 2000. – С. 512–518.

86. Смирнов, В.Н. Инструментальный мониторинг и краткосрочный прогноз явлений сжатия и торошения в морских льдах / В.Н. Смирнов, С.М. Ковалев, В.А. Бородкин, А.А. Ньюбом, А.И. Шушлебин. – СПб.: ААНИИ, 2017. – 174 с.

87. Смирнов, В.Н. Методическое пособие по изучению физико-механических характеристик ледяных образований как исходных данных для расчета ледовых нагрузок на берега, дно и морские сооружения / В.Н. Смирнов, А.И. Шушлебин, С.М. Ковалев, И.Б. Шейкин. Под ред. д-ра ф.-мат. наук В.Н. Смирнова. – СПб.: ААНИИ, 2011. – 180 с.

88. Степанов, И.В. Физическое моделирование эволюции торосистого образования / И.В. Степанов, В.А. Лихоманов, П.М. Николаев // Труды ААНИИ. – 2004. – Т. 449. – С. 90–103.

89. Сурков, Г.А. Внутреннее строение торосистых образований шельфа Северного Сахалина / Г.А. Сурков // 3-я международная конференция «Освоение шельфа арктических морей». 23–26 сентября 1997, Рефераты докладов. – С. 181.

90. Сурков, Г.А. Научно-методические основы расчета нагрузок от ледяных торосов на морские нефтегазопромысловые сооружения: автореферат дисс. ... д-ра. техн. наук: 25.00.18 и 05.23.07 / Сурков Геннадий Александрович. – Москва, 2001. – 37 с.

91. Суханов, Л.А. Комплексное применение методов электромагнитного зондирования и термоэлектробурения для исследования неоднородных горных ледников: автореферат дисс. ... канд. техн. наук: 05.09.05 / Суханов Лев Алексеевич. – Москва, 1979. – 20 с.

92. Суханов, Л.А. Способ определения плотности снежно-ледяного покрова / Л.А. Суханов. А. с. № 468133, 1975. Бюл. №15.

93. Телешев, В.И. Производство гидротехнических работ. Часть 1. Общие вопросы строительства. Земляные и бетонные работы. Учебник для вузов / В.И. Телешев, Н.И. Ватин, А.Н. Марчук, М.В. Комаринский. – М.: Издательство АСВ. 2012. – 488 с.

94. Технический отчет (1997в) по результатам комплексных инженерных изыскательских работ в Печерском море по проекту Приразломного НМ (Печора 97). Стадия «Проект» / Под ред. Г.К. Зубакина. –С.-Петербург. Фонды ААНИИ. 1997. – 364 с.

95. Технический отчет по результатам комплексных ледоисследовательских работ в Печерском море в апреле 1999 года («Печора 99») / Под ред. Г.К. Зубакина. С.-Петербург. Фонды ААНИИ (№Р-5144). 1999. – 196 с.

96. Тышко, К.П. Формирование и консолидация торосов в однолетнем ледяном покрове арктических морей как результат лабораторных и натуральных исследований / К.П. Тышко // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 8. – С. 71–79.

97. Тышко, К.П. Роль водно-шуговых слоев в нарастании однолетнего ледяного покрова и консолидации торосов / К.П. Тышко, С.М. Ковалев // Метеорология и гидрология. – 2006. – № 8. – С. 72–82.

98. Тышко, К.П. Некоторые особенности формирования однолетних торосистых образований при многократных подвижках ледяных полей / К.П. Тышко, В.В. Харитонов // Метеорология и гидрология. – 2011. – № 10. – С. 53–57.

99. Харитонов, В.В. Водяное и электротермобурение. Что предпочтительнее? / В.В. Харитонов // Российские полярные исследования. – 2013. – № 1(11). – С. 36–37.

100. Харитонов, В.В. Исследования строения торосов пролива Шокальского / В.В. Харитонов // Российские полярные исследования. – 2016. – № 3(25). – С. 11–13.

101. Харитонов, В.В. О пористости неконсолидированной части килля торосов / В.В. Харитонов // Метеорология и гидрология. – 2021. – №4. – С. 101–108.

102. Харитонов, В.В. Особенности строения торосов Байдарацкой губы, исследованных весной 2010 г. / В.В. Харитонов // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2011. – № 4(60). – С. 21–26.

103. Харитонов, В.В. Распределение пористости неконсолидированной части кила торосов / В.В. Харитонов // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2021. – Т. 67. – №1. – С. 44–59.

104. Харитонов, В.В. Результаты исследования торосов на дрейфующих станциях во время Международного полярного года / В.В. Харитонов // В кн.: Океанография и морской лед. – М.: Paulsen, 2011. – С. 385–394.

105. Харитонов, В.В. Сезонная изменчивость температуры льда по результатам измерений на дрейфующей станции «Северный полюс – 38» / В.В. Харитонов // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2017. – № 4(114). – С. 66–75.

106. Харитонов, В.В. Торосы пролива Шокальского (архипелаг Северная Земля) / В.В. Харитонов // Криосфера Земли. – 2019. – Т. XXIII. – № 3. – С. 52–60.

107. Харитонов, В.В. Экспериментальные исследования внутреннего строения торосов и стамух с помощью электротермобурения: автореферат дисс. ... канд. ф.-м. наук: 25.00.28: Харитонов Виктор Витальевич. – Санкт-Петербург, 2005. – 26 с.

108. Харитонов, В.В. К вопросу об отличии дрейфующих торосов и торосов в припае / В.В. Харитонов, О.М. Андреев // Криосфера Земли. – 2022, – т. XXVI, – № 3, – С. 43–50.

109. Харитонов, В.В. Стамухи: термины и методы исследования / В.В. Харитонов, В.А. Бородкин // Криосфера Земли. – 2020. – Т. XXIV. – № 4. – С. 17–22.

110. Харитонов, В.В. Особенности морфометрии торосистых образований со смещенными парусом и килем / В.В. Харитонов, А.Э. Клейн, Р.Б. Гузенко // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2008. – № 3(80). – С. 131–135.

111. Харитонов, В.В. Водяной ледорез с автоматическими форсунками для приготовления прорезей в ледяных образованиях / В.В. Харитонов, В.А. Морев. Патент на изобретение №2724700 от 25.06.2020 г. Бюллетень №18.

112. Харитонов, В.В. Метод исследования внутреннего строения торосов и стамух с помощью технологии термобурения / В.В. Харитонов, В.А. Морев // Метеорология и гидрология. – 2011. – № 7. – С. 49–58.

113. Харитонов, В.В. Торосы в районе дрейфующей станции «Северный полюс – 35» / В.В. Харитонов, В.А. Морев // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 6. – С. 68–73.

114. Харитонов, В.В. О результатах исследования эволюции консолидированного слоя молодого тороса в высокоширотной арктической экспедиции на дрейфующей станции «Северный полюс – 33» / В.В. Харитонов, В.А. Морев, В.Л. Кузнецов // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2007. – Вып. 75, – С. 119–122.

115. Харитонов, В.В. Термозонд для измерения профиля температуры среды / В.В. Харитонов, В.А. Морев, С.П. Поляков. Патент на полезную модель № 97524 от 10.09.2010 г. Бюллетень № 25.

116. Харитонов, В.В. Анализ результатов совместного применения зондирующего и теплового бурения в ледовых исследованиях / В.В. Харитонов, А.И. Шушлебин // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2018, – Т. 64, – № 2, – С. 157–169.

117. Черепанов, Н.В. Классификация льдов природных водоемов / Н.В. Черепанов // Труды ААНИИ. – 1976. – Т. 331. – С. 77–99.

118. Черепанов, Н.В. Кристаллическое строение морского льда / Н.В. Черепанов, В.И. Федотов, К.П. Тышко // В кн.: Морской лед. Сбор и анализ данных наблюдений, физические свойства и прогнозирование ледовых условий (справочное пособие); Под ред. И.Е. Фролова и В.П. Гаврило. – СПб.: Гидрометеиздат, 1997. – С. 36–67.

119. Чистяков, В.К. Тепломассоперенос при контактном плавлении / В.К. Чистяков, А.Н. Саламатин, С.А. Фомин, В.А. Чугунов. – Казань: Издательство Казанского университета, 1984. – 176 с.

120. Шевченко, Г.В. Динамика дрейфа льда на северо-восточном шельфе острова Сахалин по данным измерений радиолокационными станциями / Г.В. Шевченко, В.С. Тамбовский. – Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 2018. – 136 с.

121. Шестов, А.С. Математическое моделирование воздействия ледяных образований на дно Байдарацкой губы Карского моря / А.С. Шестов, А.В. Марченко, С.А. Огородов // Труды ЦНИИ им. акад. А.Н. Крылова. – 2011. – № 63 (347). – С. 105–118.
122. Amundrud, T.L. Geometrical constraints on the formation and melt of ridged sea ice: Thesis for the degree of Doctor of Philosophy / T.L. Amundrud. The University of British Columbia, 2004. – 165 p.
123. Amundrud, T.L. Geometrical constraints on the evolution of ridged sea ice / T.L. Amundrud, H. Melling, R.G. Ingram // J. Geophys. Res. – 2004. – Vol. 110. – P. C06005.
124. Amundrud, T.L. The effect of structural porosity on the ablation of sea ice ridges / T.L. Amundrud, H. Melling, R.G. Ingram, S.E. Allen // J. Geophys. Res. – 2006. – V. 111, – P. C06004.
125. API RP 2N. Recommended Practice for Planning, Designing and Constructing Structures and pipelines for Arctic Conditions. Second Edition, December 1, 1995. American Petroleum Institute, Washington, DC 20005.
126. Beketsky, S.P. Method of ice ridge age definition / S.P. Beketsky // Proc. of 13th Int. Symp. on Okhotsk Sea & Sea ice. Mombetsu, Hokkaido, Japan. – 1998.
127. Beketsky, S.P. Internal Structure of Ice pressure ridges in the sea of Okhotsk / S.P. Beketsky, P.A. Truskov // Proc. of the 13th Int. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. August 15–18, Murmansk, Russia. – 1995. – V. 1, – P. 109–111.
128. Blanchet, D. Ice loads from first-year ice ridges and rubble fields / D. Blanchet // Canadian Journal of Civil Engineering. – 1998. – V. 25, – P. 206–219.
129. Bonath, V. Morphology, internal structure and formation of ice ridges in the sea around Svalbard / V. Bonath, C. Petrich, B. Sand [et al.] // Cold Regions Science and Technology. – 2018. – V. 155, – P. 263–279.
130. Bonnemaire, B. An ice ridge in the Barents Sea, part I: morphology and physical parameters in-situ / B. Bonnemaire, K.V. Høyland, P. Liferov, P.O. Moslet // Proc. of the 17th Int. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. June 16–19, Trondheim, Norway. – 2003.

131. Boton, M. Quasistatic rheology and microstructural description of sheared granular materials composed of platy particles / M. Boton, E. Azéma, N. Estrada [et al.] // *Physical Review E*, American Physical Society. – 2013. – 87 (032206). – P. 1–15.

132. Crocker, G. Some Observations of Ice Features in the North Caspian Sea / G. Crocker, A. Ritch, R. Nilsen // *Proc. of the 21st Int. Conf. on POAC'11*. July 10–14, Montréal, Canada. – 2011.

133. Ekeberg, O.-C. Ice ridge keel geometry and shape derived from one year of upward looking sonar data in the Fram Strait / O.-C. Ekeberg, K. Høyland, E. Hansen // *Cold Regions Science and Technology*. – 2015. – 109. – P. 78–86.

134. Ervik, Å. On the decay of first-year ice ridges: Measurements and evolution of rubble macroporosity, ridge drilling resistance and consolidated layer strength / Å. Ervik, K.V. Høyland, A. Shestov, T.S. Nord // *Cold Regions Science and Technology*. – 2018. – V. 151. – P. 196–207.

135. Flato, G.M. Ridging and strength in modeling the thickness distribution of Arctic sea ice / G.M. Flato, W.D. Hibler // *J. Geophys. Res. Oceans*. – 1995. – V. 100(C9), – P. 18611–18626.

136. Fomin, S.A. Contact melting materials with non-linear properties / S.A. Fomin, T.S. Saitoh, V.A. Chugunov // *Heat and Mass Transfer*. – 1997. – V. 33, – P. 185–192.

137. Fomin, S.A. Contact melting by a non-isothermal heating surface of arbitrary shape / S.A. Fomin, P.S. Wei, V.A. Chugunov // *Int. J. Heat and Mass Transfer*. – 1995. – V. 38. – No. 17. – P. 3275–3284.

138. Frederking, R. Review of first-year ridge geometries and properties in Sakhalin region / R. Frederking, G.W. Timco, K. Kamesaki, H. Tada // *Proc. of the Int. Workshop on Rational Evaluation of Ice Forces on Structures*, Mombetsu, Japan, February 2–4. – 1999. – P. 21–33.

139. Geisel, F.A. Proposed standard methods for measuring and reporting arctic pressure ridges / F.A. Geisel // *Proc. of the 7th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition*, POAC'83, – 1983. – V. 3. – P. 122–131.

140. Guzenko, R.B. Complex Study of Large Ice Features and Assessment of Morphometric, Physical-strength and Age Characteristics of a Composite Ice Ridge /

R.B. Guzenko, Ye.U. Mironov, V.V. Kharitonov [et al.] // Proc. of the 30th (2020) Int. Ocean and Polar Engineering Conf. Shanghai, China, October 11–16. – 2020. – P. 765–772.

141. Guzenko, R.B. Morphometric Particularities of Ice Ridges with the Greatest Thickness of the Consolidated Layer and Other Statistical Patterns of Morphometry of First-year Ice Ridges. / R.B. Guzenko, Ye.U. Mironov, R.I. May [et al.] // Proc. of the 31st (2021) Int. Ocean and Polar Engineering Conf., Rhodes, Greece, June 20–25, 2021.

142. Guzenko, R.B. Morphometry and Internal Structure of Ice Ridges in the Kara and Laptev Seas / R.B. Guzenko, Ye.U. Mironov, V.V. Kharitonov [et al.] // Int. J. of Offshore and Polar Engineering. – 2020. – Vol. 30. – No. 2. – P. 194–201.

143. Guzenko, R.B. Morphometry and Internal Structure of Ice Ridges in the Kara and Laptev Seas / R.B. Guzenko, Ye.U. Mironov, R.I. May [et al.] // Proc. of the 29th (2019) Int. Ocean and Polar Engineering Conference ISOPE'19, Honolulu, Hawaii, USA, June 16–21. – 2019. – P. 647–654.

144. Guzenko, R.B. Regional Differences and General Patterns of Ice Ridges Morphometric Characteristics Distribution in the Kara and Laptev Seas / R.B. Guzenko, Ye.U. Mironov, V.V. Kharitonov [et al.] // Proc. of the 30th (2020) Int. Ocean and Polar Engineering Conf. Shanghai, China, October 11–16, – 2020. – P. 789–795.

145. Guzenko, R.B. Study of morphometry and internal structure of ice ridges and stamukhas by means of the improved technology of water thermal drilling / R.B. Guzenko, Y.U. Mironov, V.V. Kharitonov [et al.] // Proc. of the 19th Int. Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2019, Sofia, Bulgaria, 30 June – 6 July. – 2019. – V. 19. – №1.2. – P. 1089–1098.

146. Hopkins, M.A. Four stages of pressure ridging / M.A. Hopkins // J. Geophys. Res. – 1998. – V. 103. – No. C10. – P. 21883–21891.

147. Hopkins, M.A. On the ridging of intact lead ice / M.A. Hopkins // J. Geophys. Res. – 1994, – Vol. 99. – C8. – P. 16351–16360.

148. Hopkins, M.A. Rafting and ridging of thin ice sheets / M.A. Hopkins, J. Tuhkuri, M. Lensu // J. Geophys. Res. – 1999. – V. 104. – No. C6. – P. 13605–13613.

149. Høyland K.V. Consolidation of first-year sea ice ridges / K.V. Høyland // J. of Geophys. Res. – 2002. – V. 107 (C6, 10.1029/2000JC000526). – P. 15,1–15,15.

150. Høyland, K.V. Morphology and small-scale strength of ridges in the North-western Barents Sea / K.V. Høyland // *Cold Regions Science and Technology*. – 2007. – V. 48. – P. 169–187.

151. Høyland, K.V. Ridges in the Barents Sea / K.V. Høyland // *Proc. of the 18th Int. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC)*. Potsdam, New York, 26–30 June. – 2005. – Vol. 2. – P. 949–959.

152. Høyland, K.V. Seasonal development of ice ridge consolidation, macro-porosity and keel development / K.V. Høyland // SAMCoT oral presentation: [site], – 2018. – URL: www.ntnu.edu/samcot (дата обращения: 01.09.2020).

153. Høyland, K.V. The consolidation in second- and multi-year sea ice ridges. Part II: Review and speculations / K.V. Høyland // *Proc. of the 19th IAHR Int. Symp. on Ice “Using New Technology to Understand Water–Ice Interaction”*. Vancouver, British Columbia, Canada, July 6 to 11. – 2008. – P. 1451–1457.

154. Høyland, K.V. Mechanical properties of ice ridges and level ice, in-situ and laboratory testing 2003 / K.V. Høyland, M. Bjerck, S. Vernyayev // *Proc. IAHR 17th Int. Symp. on Ice*, Saint Petersburg, Russia, 21–25 June. – 2004. – Vol. 1. – P. 69-75.

155. Høyland, K.V. On the initial phase of consolidation / K.V. Høyland, P. Liferov // *Cold Reg. Sci. Technol.* – 2005. – V. 41(1). – P. 49–59.

156. Høyland, K.V. Experiments and preliminary simulations of the consolidation of a first-year sea ice ridge / K.V. Høyland, S. Løset // *Proc. of the 15th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition, POAC`99*. – 1999. – Vol. 1. – P. 49–59.

157. Høyland, K.V. Measurements of temperature distribution, consolidation and morphology of a first-year sea ice ridge / K.V. Høyland, S. Løset // *Cold Regions Science and Technology*. – 1999. – V. 29. – P. 59–74.

158. http://wikipedia.moesalih.com/Ice_drilling (дата обращения: 23.06.2021)

159. <https://dic.academic.ru> (дата обращения: 23.06.2021)

160. <https://kovacsicedrillingequipment.com> (дата обращения: 23.06.2021)

161. <https://gnomrov.ru/products> (дата обращения: 23.06.2021)

162. ISO 19906 TC 67. Petroleum and natural gas industries — Arctic offshore structures. International Organization for Standardization. – 2010.

163. Johnston, M. A decade of probing the depths of thick multi-year ice to measure its borehole strength / M. Johnston // *Cold Regions Science and Technology*. – 2014. – V. 99. – P. 46–65.

164. Johnston, M. Seasonal changes in the properties of first-year, second-year and multi-year ice / M. Johnston // *Cold Regions Science and Technology*. – 2017. – V. 141. – P. 36–53.

165. Johnston, M. Microstructure of first year sea ice ridges / M. Johnston, A. Barker // *Technical Report HYD-TR-043*. – 2000. – P. 1–63.

166. Johnston, M. Multi-year ice thickness: knowns and unknowns / M. Johnston, D. Masterson, B. Wright // *Proc. of the 20th Int. Conf. On Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions*, – 2009 (June 9-12, Luleå), Sweden.

167. Kamesaki, K. Experimental study for first year ridge load / K. Kamesaki, Y. Yamauchi // *Proc. Of the 9-th Int. Offshore and Polar Eng. Conf. (ISOPE'99)*, Brest. – 1999. – P. 518–522.

168. Kankaanpää, P. Structure of first-year ridges in the Baltic Sea / P. Kankaanpää // *Proc. of the 10th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition, POAC'89*. – 1989. – Vol. 1. – P. 87–102.

169. Keinonen, A. Measurements of physical characteristics of ridges on April 14 and 15 1977 / A. Keinonen // *Research Report. Finish Board of Navigation. Helsinki, Finland*. – 1977. – No. 22. – P. 1–9.

170. Kharitonov, V.V. Distribution of ice volume content in sea ice ridges / V.V. Kharitonov // *Proc. of the 22nd Int. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC)*. June 9–13, 2013. Espoo, Finland.

171. Kharitonov, V.V. Estimate of vertical distribution of ice presence probability within ice ridge keel by thermal drilling data / V.V. Kharitonov // *Proc. of the 19th Int. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC)*. Dalian, China, June 27–30, 2007. – P. 504–509.

172. Kharitonov, V.V. Ice ridges in landfast ice of Shokal'skogo Strait / V.V. Kharitonov // *Geography, environment, sustainability*. – 2019. – 12(3). – P. 16–26.

173. Kharitonov, V.V. Internal structure and porosity of ice ridges investigated at «North Pole 38» drifting station / V.V. Kharitonov // *Cold Regions Science and Technology*. – 2012. – V. 82. – P. 144–152.

174. Kharitonov, V.V. Internal structure of ice ridges and stamukhas based on thermal drilling data / V.V. Kharitonov // *Cold Regions Science and Technology*. – 2008. – V. 52/3. – P. 302–325.

175. Kharitonov, V.V. On the results of studying ice ridges in the Shokal'skogo Strait, part II: Porosity / V.V. Kharitonov // *Cold Regions Science and Technology*. – 2019. – V. 166. – P. 102842.

176. Kharitonov, V.V. On the results of studying ice ridges in the Shokal'skogo Strait, part III: New data / V.V. Kharitonov // *Cold Regions Science and Technology*. – 2020. – V. 178 – P. 103124.

177. Kharitonov, V.V. Peculiarities of Fractional Composition of the Pechora Sea First-Year Ridges / V.V. Kharitonov // *Proc. of the 18th Int. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC)*. Potsdam, New York, 26–30 June 2005. – Vol. 2. – P. 907–916.

178. Kharitonov, V.V. On the results of studying ice ridges in the Shokal'skogo Strait, part I: Morphology and physical parameters in-situ / V.V. Kharitonov, V.A. Borodkin // *Cold Regions Science and Technology*. – 2020. – Vol. 174. – P. 103041.

179. Kharitonov, V.V. Computer recording of hot water drilling of ice ridges and stamukhas / V.V. Kharitonov, V.A. Morev // *Proc. of the 20th Int. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC)*. Luleå, Sweden, June 9–12, 2009.

180. Kharitonov, V.V. Research of the Internal Structure of Ridges in the Central Arctic by Electrothermal Drilling Method / V.V. Kharitonov, V.A. Morev // *Proc. of the 18th Int. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC)*. Potsdam, New York, 26–30 June 2005. – V. 2, – P. 917–926.

181. Kovacs, A. Characteristics of Multi-year pressure ridges / A. Kovacs // *Proc. of the 7th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition, POAC`83*. – 1983. – Vol. 3. – P. 173–182.

182. Kovacs, A. The bulk salinity of arctic and antarctic sea ice versus thickness / A. Kovacs // Proc. of the 16th Int. Conference on Offshore Mechanics and Arctic Engineering OMAE-97. – 1997. – V. 4. – P. 271–281.

183. Kovacs, A. Electromagnetic Sounding of Sea Ice Thickness and a Concept for the Remote Estimate of Its Strength / A. Kovacs, D. Diemand, J.J. Bayer Jr. // Proc. of the 15th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition, POAC`99. – 1999. – Vol. 1.

184. Kovalev, S.M. Application of a borehole jack for determination the local strength of fresh and sea ice / S.M. Kovalev, V.G. Korostelev, V.A. Nikitin [et al.] // Proceedings of the 17th International Symposium on Ice. St.-Petersburg, IAHR. – 2004. – P. 147–153.

185. Leppäranta, M. The Drift of Sea Ice, 2nd ed. / M. Leppäranta. – Heidelberg: Springer-Verlag. 2011.

186. Leppäranta, M. The structure and strength of first-year ice ridges in the Baltic Sea / M. Leppäranta, R. Hakala // Cold Regions Science and Technology. – 1992. – Vol. 20. – P. 295–311.

187. Leppäranta, M. The life story of a first-year sea ice ridge / M. Leppäranta, M. Lensu, P. Kosloff, B. Veitch // Cold Regions Science and Technology. – 1995. – V. 23. – P. 279–290.

188. Lytle V.I. Sea-ice pressure ridges in East Antarctica / V.I. Lytle, A.P. Worby, R.A. Massom // Int. Symp. Antarct. and Glob. Change: Interact. and Impacts, Hobart, Tasmania, July 13–18, 1997. – Cambridge, Ann. Glaciol. – 1998. – Vol. 27. – P. 449–454.

189. Marcellus, B. Old ice floe and ridge statistics from submarine upward looking sonar data for the Beaufort, Chukchi and Arctic seas / B. Marcellus, R. McKenna, D. McGonigal, R. Pilkington // Proc. of the 21th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition, POAC`11, July 10–14, 2011 Montréal, Canada, POAC11–144.

190. Marchenko, A. Thermodynamic consolidation of sea ice ridges / A. Marchenko, A. Makshtas, Yu. Gudoshnikov, G. Zubakin // Proc. of the 17th Int. Symp. On Ice, St. Petersburg. – 2004. – V. 2. – P. 282–288.

191. Melling, H. The underside topography of sea ice over the continental shelf of the Beaufort Sea in the winter of 1990 / H. Melling, D.A. Riedel // J. Geophys. Res. – 1995. – V. 100(C7), – P. 13,641–13,653.

192. Metzger, A.T. The Average Shape of Sea Ice Ridge Keels / A.T. Metzger, A.R. Mahoney, A.F. Roberts // *Geophysical Research Letters*, 2021, 48(24).
193. Mironov, Ye.U. Morphometric Parameters of Stamukhas in the Laptev Sea / Ye.U. Mironov, R.B. Guzenko, V.S. Porubaev [et al.] // *Int. J. of Offshore and Polar Engineering*, 2019, Vol. 29, No. 4, P. 383–390.
194. Mironov Ye.U. Study of Geometry and Internal Structure of Ice Ridges and Stamukhas using Thermal Water Drilling / Ye.U. Mironov, V.A. Morev, V.S. Porubaev, V.V. Kharitonov // *Proc. of the 17th Int. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions*. Trondheim, Norway, June 16–19, 2003. – P. 623–634.
195. Mironov Ye.U. Winter 1998 Study of Ice Ridge Geometry Offshore Sakhalin Island / Ye.U. Mironov, J.P. Poplin, A.T. Wang [et al.] // *Proc. of the 15th Int. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions*. Espoo, Finland, August 23–27, 1999. – P. 60–69.
196. Mironov, Ye.U. Structural peculiarities of ice features on the offshore of the Caspian Sea, the Sea of Okhotsk and the Pechora Sea / Ye.U. Mironov, V.S. Porubaev // *Proc. of the 18th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition. (POAC)*. Potsdam, New York, 26–30 June 2005. – Vol. 2, – P. 483–492.
197. Mironov, Ye.U. The main results of five year long ice studies for the support of designing the facilities of oil and gas fields development in the North-Western Caspian Sea / Ye.U. Mironov, V.N. Smirnov, V.A. Nikitin, V.S. Porubaev // *Proc. of 7th Int. Conf. “Development of Russian Arctic Offshore”*, RAO’05, St. Petersburg. – 2005, – P. 293–298.
198. Morev V. Definition of the Internal Structure of Large Ice Features by Thermal Drilling Methods / V. Morev, V. Kharitonov // *Proc. of the 16th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition. POAC’01*. Aug. 12–17, 2001. Ottawa, Ontario, Canada. – Vol. 3, – P. 1465–1472.
199. Morev, V.A. Equipment and technology for drilling in temperate glaciers / V.A. Morev, V.A. Pukhov, V.S. Zagorodnov, V.M. Yakovlev // *Proc. of 2nd Int. Workshop on ice drilling technology*, Calgary, Special Report, New Hampshire. – 1984. – P.125–127.

200. Naumov, A.K. Determination of the design ice ridge based on data of expedition studies in the northeastern Barents Sea / A.K. Naumov, Yu.P. Gudoshnikov, E.A. Skutina // Proc. of the 16th Int. Offshore and Polar Engineering Conf., Lisbon, Portugal, July 1–6 2007.

201. Naumov, A.K. Peculiarities of morphometric features and inner structures of the ridged formations in the Ob' Bay / A.K. Naumov, E.A. Skutina, N.V. Golovin [et al.] // Proc. of the 29th (2019) Int. Ocean and Polar Engineering Conference ISOPE'19, Honolulu, Hawaii, USA, June 16–21, 2019. – P. 684–690.

202. Nortala-Hoikkanen, A. Offshore ice data collection expeditions in Russia / A. Nortala-Hoikkanen, M. Backstrom, A. Uuskallio, G. Wilkman // Proc. of 4 Int. Conf. "Development of Russian Arctic Offshore", RAO'99, St. Petersburg. – 1999. – V. 1. – P. 275–282.

203. Palosuo, E. The formation and structure of ice ridges in the Baltic. Winter Navigation Research Board / E. Palosuo // Report Nr. 12. University of Helsinki, Department of Geophysics. – 1975.

204. Parmerter, R.R. Model of pressure ridge formation in sea ice / R.R. Parmerter, M.D. Coon // J. of Geophys. Res. – 1972. – V. 77(33), – P. 6565–6575.

205. Perovich, D. K. Temporal evolution of Arctic sea-ice temperature / D.K. Perovich, B.C. Elder // Annals of Glaciology. – 2001, – Vol. 33, – № 1, – P. 207–211.

206. Poplin, J.P. A thermal ice drill for profiling thick multiyear ice / J.P. Poplin, T.D. Ralston, W.St. Lawrence // Cold Regions Science and Technology. – 1987. – V. 14. – P. 1–11.

207. Rahli, O. Experimental analysis of the porosity of randomly packed rigid fibers / O. Rahli, L. Tadrist, R. Blanc // C. R. Acad. Sci., Ser. IIb. – 1999. – 327 (8). – P. 725–72.

208. Reimnitz, E. Geological evidence for 60 m deep pressure ridge keels in the Arctic Ocean / E. Reimnitz, P.W. Barnes, R.L. Phillips // Proc. Int. Symp. On Ice, Hamburg. – 1984. – V. 2. – P. 189–206.

209. Salganik, E. Thermodynamics and Consolidation of Ice Ridges for Laboratory Scale / E. Salganik, K. Høyland, A.S. Shestov // Proc. of the 24th Int. Conf. On Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. June 11–16, 2017. Busan, Korea.

210. Salganik, E. Consolidation of fresh ice ridges for different scales / E. Salganik, K. Høyland, S. Maus // *Cold Reg. Sci. Technol.* – 2020. – 171. – P. 102959.
211. Sand, B. Three years of measurements of first year ridges in the Barents Sea and Fram Strait / B. Sand, V. Bonath, D. Sudom, C. Petrich // *Proc. of the 23th Int. Conf. on Port and Ocean Eng. under Arctic Conditions. (POAC).* June 14–18, 2015.
212. Schwerdtfeger, P. The thermal properties of sea ice / P. Schwerdtfeger // *J. of Glaciology.* – 1963. – Vol. 4. – № 36. – P. 789–807.
213. Shestov, A.S. Properties of Ice Ridge Keels and Sea Currents in their Vicinity in the Barents Sea / A.S. Shestov, A.V. Marchenko // *Proc. of the 22th IAHR International Symposium on Ice.* – 2014 (Singapore, August 11 to 15).
214. Shestov, A.S. The consolidation of saline ice blocks in water of varying freezing points: laboratory experiments and computer simulations / A.S. Shestov, A.V. Marchenko // *Cold Reg. Sci. Technol.* – 2016. – 122. – P. 71–79.
215. Shestov, A.S. Thermodynamic consolidation of ice ridge keels in water at varying freezing points / A.S. Shestov, A.V. Marchenko // *Cold Reg. Sci. Technol.* – 2016. – 121. – P. 1–10.
216. Shestov, A.S. Thermodynamic consolidation of ice rubble in the small scale in-situ experiment. Van Mijen Fiord, Spitsbergen, March 2016 / A.S. Shestov, E. Salganik // *Proc. of the 24th Int. Conf. On Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions.* June 11–16, 2017, Busan, Korea.
217. Skachkov, M. Density and pressure in granular media in the gravity field / M. Skachkov // *J. of Mining Science.* – 2011. – 47(1). – P. 30–36.
218. Strub-Klein, L. A review of the morphological and mechanical properties of first-year ice ridges / L. Strub-Klein // *Proc. of the 21st Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC).* Montreal, Canada. 2011. Paper № POAC11–042.
219. Strub-Klein, L. Physical properties and comparison of first- and second-year sea ice ridges / L. Strub-Klein, S. Barrault, H. Goodwin, S. Gerland // *Proc. of the 20st Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC).* June 9–12, 2009. Luleå, Sweden.

220. Strub-Klein, L. One season of a 1st year sea ice ridge investigation – winter 2009 / L. Strub-Klein, K. Høyland // Proc. of the 21st Int. Conf. on POAC'11. Montréal, Canada. – 2011. Paper № POAC11–043.

221. Strub-Klein, L. A comprehensive analysis of the morphology of first-year sea ice ridges / L. Strub-Klein, D. Sudom // Cold Reg. Sci. and Tech. – 2012. – V. 82, – P. 94–109.

222. Sudom, D. Analysis of first-year and old ice ridge characteristics / D. Sudom, G. Timco, B. Sand, L. Fransson // Proc. of the 21st Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC). Montreal, Canada. – 2011. Paper No. POAC11–164.

223. Sudom, D. Knowledge gaps in sea ice ridge properties / D. Sudom, G. Timco // Proc. of the 22nd Int. Conf. on POAC, June 9–13, 2013, Espoo, Finland.

224. Surkov, G.A. Consolidated layer of hummocks on the North Sakhalin Offshore / G.A. Surkov // Proc. 12-th Int. Symp. on Okhotsk Sea & Sea Ice, Mombetsu, Japan. – 1997. – P. 53–58.

225. Surkov, G.A. Internal Structure of First-Year Hummocks / G.A. Surkov // Proc. of the 11th (2001) ISOPE, Stavanger, Norway, June 17–22, 2001. – V. I, – P. 796–798.

226. Surkov, G.A. Strength parameters of first-year hummock / G.A. Surkov // Proc. 15-th Int. Symp. on Okhotsk Sea & Sea Ice, Mombetsu, Japan. – 2000. – P. 179–184.

227. Surkov, G.A. Thickness of the consolidated layer in first-year hummocks / G.A. Surkov // Proc. 16-th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, August 12–17, 2001, Ottawa, Ontario, Canada. – P. 245–252.

228. Surkov, G. Ice pressure ridges and stamukhas offshore of Sakhalin / G. Surkov, P. Truskov // Proc. of the Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. St. Petersburg, Russia. – 1995. – Vol. 2. – P. 140–142.

229. Surkov, G. Morphometric parameters of ice pressure ridges in the sea of Okhotsk / G. Surkov, P. Truskov // Proc of the Int. Conf. on Offshore Mechanics and Arctic Engineering (OMAE'99). July 11–16, 1999. St. John's, Newfoundland, Canada. OMAE99–1128.

230. Surkov, G. Geometry of ice pieces on the North Sakhalin offshore / G. Surkov, P. Truskov, S.V. Zemlyuk [et al.] // Proc. 16-th Int. Symp. On Okhotsk Sea & Sea Ice, Mombetsu, Japan. – 2001. – P. 149–152.

231. Surkov, G.A. Ratio of first-year hummok sails and keels / G.A. Surkov, S.V. Zemlyuk, P.A. Khlebnikov, A.M. Polomoshnov // Proc. 17-th Int. Symp. On Okhotsk Sea & Sea Ice, Mombetsu, Japan. – 2002, – P. 350–353.
232. Surkov, G.A. Stamukha morphometry / G.A. Surkov, S.V. Zemlyuk, P.A. Khlebnikov [et al.] // Proc. 17-th Int. Symp. on Okhotsk Sea & Sea Ice, Mombetsu, Japan. – 2002. – P. 312–316.
233. Taylor, Ph.L. A Hot Water Drill for Temperate Ice / Ph.L. Taylor // CRREL Special Report 84–34. – 1984. – P. 105–117.
234. Timco, G.W. Why Does Ice Fail the Way it Does? / G.W. Timco // Proc. 19th IAHR Int. Symp. on Ice. Vancouver, British Columbia, Canada, July 6 to 11, 2008. – P. 743–763.
235. Timco, G.W. An analysis of the shapes of sea ice ridges / G.W. Timco, R.P. Burden // Cold Reg. Sci. and Tech. – 1997. – 25. – P. 65–77.
236. Timco, G.W. Ice rubble consolidation / G.W. Timco, L.E. Goodrich // Proc. IAHR Symp. on Ice Problems, Sapporo. Hokkaido University. – 1988. – Vol. 1. – P. 427–438.
237. Tin, T. Morphology of deformed first-year sea ice features in the Southern Ocean / T. Tin, M.O. Jeffries // Cold Reg. Sci. and Tech. – 2003. – 36. – P. 141–63.
238. Tucker, W.B. III. Morphological investigations of first-year sea ice pressure ridge sails / W.B. Tucker III., J.W. Govoni // Cold Reg. Sci. and Tech. – 1981. – 5(1981). – P. 1–12.
239. Tuhkuri, J. Laboratory tests on ridging and rafting of ice sheets / J. Tuhkuri, M. Lensu // J. of Geophys. Res. – 2002. – 107(C9). – P. 3125.
240. Tuhkuri, J. Laboratory and field studies on the mechanics of ice ridge formation / J. Tuhkuri, M. Lensu, S. Saarinen // Proc. of the 15th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. Espoo, Finland, August 23–27, – 1999. – P. 1118–1129.
241. Vasiliev, N.I. Deep drilling at Vostok station, Antarctica: history and recent events / N.I. Vasiliev, P.G. Talalay, N.E. Bobin [et al.] // Ann. Glaciol. – 2007. – V. 47(1). – P. 10–23.
242. Vershinin, S.A. Geometrical and physical parameters of pressure ice ridges / S.A. Vershinin, P.A. Truskov, K.V. Kouzmitchev // Proc. of the 17th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. June 16–19, 2003, Trondheim, Norway.

243. Wang, A.T. Sakhalin multiyear physical environmental surveys (1995–1999) / A.T. Wang, J.P. Poplin, J.C. Heideman, S.P. Beketsky // Proc. of 4 Int. Conf. “Development of Russian Arctic Offshore”, RAO’99, St. Petersburg. – 1999. – V. 1. – P. 261–267.

244. Weeks, W.F. Pressure ridge characteristics in the Arctic coastal environment / W.F. Weeks, A. Kovaks, W.D. Hibler III // Proc. of the 7th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition, POAC’71. – 1971. – Vol. 1. – P. 152–183.

245. Wilkman, G. New development in modeling technology of first-year ridges / G. Wilkman, A. Nortala-Hoikkanen // Proc. of the 13th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. August 15–18, Murmansk, Russia. – 1995. – V. 4. – P. 117–125.

246. WMO Sea Ice Nomenclature, 1989: Terminology, codes and illustrated glossary. World Meteorological Organization. WMO No. 259.TP. 145. Geneva. (Supplement No. 5).

ARCTIC AND ANTARCTIC RESEARCH INSTITUTE

As manuscript

Kharitonov Victor Vitalievich

**INTERNAL STRUCTURE OF ICE RIDGES
ACCORDING TO THE THERMAL DRILLING DATA**

Scientific specialty: 1.6.17. Oceanology.

Dissertation for the degree of Doctor of Technical Sciences

Translation from Russian

St. Petersburg – 2023

TABLE OF CONTENTS

INTRODUCTION.....	4
1 USE OF THERMAL ICE DRILLING TECHNOLOGY FOR INVESTIGATING RIDGED FEATURES.....	10
1.1 Current state of research on ice ridges: exploration degree, equipment, and methods.....	10
1.2 Fundamental basis of the method for studying ice ridges by thermal ice drilling	16
1.3 Development and manufacture of technical equipment for thermal drilling of ice with recording of drilling parameters	24
1.4 Experimental verification of thermal drilling rate dependence on physical characteristics of ice, weight of thermodrill and presence of mud inclusions in the ice	49
2 METHODOLOGY FOR STUDYING RIDGED FEATURES.....	65
2.1 Methodology for studying ice ridges using thermal ice drilling (processing and interpretation of drilling parameters records).....	65
2.2 Methodological issues of complex field studies of ice ridges and stamukhas	86
2.3 Modeling of the distribution of the solid phase volumetric content in ice ridge	95
2.4 Ice strength estimate by drill penetration rate	106
3 INTERNAL STRUCTURE OF ICE RIDGES AS A RESULT OF EXPERIMENTAL VERIFICATION OF THE METHOD	117
3.1 Ice ridges of the Arctic seas and offshore Sakhalin Island	117
3.2 Ridges of the inland seas of Russia	152
3.3 Ice ridges in near-polar district of the Arctic Basin	171
3.4 Generalized results of the study of the internal structure of ice ridges by thermal drilling methods	185

3.5 Consolidated layer of the ice ridge as the main load factor on hydraulic structures	201
4 REGULARITIES OF THE ICE RIDGE STRUCTURE	208
4.1 Regularities of development of the consolidated layer of ice ridge	208
4.2 Porosity distribution regularities in the ice ridges	218
4.3 Regularities of the evolution of the size and internal structure of ice ridges	241
4.4 Difference between drifting ice ridges and ice ridges in the landfast ice	259
CONCLUSION	269
REFERENCES	273

INTRODUCTION

Timeliness.

Ice ridges and stamukhas are hazardous ice features on the surface of oceans and seas that can cause emergency situations. Having a significant mass and being as a rule in constant motion, the ice ridges present a potential threat of damaging facilities of marine engineering infrastructure – oil production platforms, pipelines, terminals, etc. At present, due to the growing economic and defence activity in the Arctic regions of Russia, intense development of polar regions and waters of freezing seas of Russia, the study of morphometric parameters of ice ridges, identification or clarification of natural mechanisms responsible for their evolution is of great scientific and practical significance. All this determines the relevance of the theme of the thesis research.

Currently, there are two main ways to obtain information about ice ridges and stamukhas as hazardous ice bodies: this is the method of non-destructive testing implemented by continuous scanning of the ice surface, and discrete obtaining of the parameters of internal structure of individual ice ridges and stamukhas by drilling boreholes. Both methods have their advantages and disadvantages. Under continuous scanning, for example, with a laser profilometer or underwater sonar, information can be obtained on spatial arrangement of ice ridge and stamukha series, their orientation as well as the shape and size of the sail or keel. Direct measurements of an individual ice feature give detailed information about its shape and internal structure. However, the impossibility of measuring the parameters of ice ridge and stamukha structures by mechanical drilling without a major disturbance of their integrity resulted in the need of developing special tools and methods that, simultaneously with penetration into the ice feature, allow obtaining characteristics of its internal structure.

In addition, a large size and a complex internal structure of ice ridges and stamukhas significantly narrow the range of the known tools used to study them. Mechanical drilling commonly performed to study inland glaciers, in this case is limited either by shallow depth of boreholes or by significant dimensions and weight of equipment. The known remote methods for studying ice currently cannot give reliable

data on the internal structure of the considered ice features due to significant internal scattering of acoustic or radio waves when probing inhomogeneous ice.

A specific characteristic of field studies of ridged features is the difficulty of using the equipment on ice. In this case, the thermal ice drilling method was justified. In this case, the devices used perform ice-water phase transition, but do not disturb the structure of the ice feature, and the system for measuring the characteristics of thermodrill immersion gives information on the alternation of ice and voids in the ridged feature. A high productivity, small dimensions and weight of drilling units, computer recording of drilling parameters are the main advantages of thermal drilling over other methods of ice research.

Aims and goals. The purpose of the thesis work is to create technical equipment both for obtaining information about the internal structure of ice ridges and stamukhas, and studying these hazardous ice bodies and for carrying out field work aimed at providing ice support.

To achieve this goal, the following tasks were set and solved:

1. To develop specialized ice drilling equipment with recording of drilling parameters.
2. To develop the procedure for processing data from thermal drilling of ice ridges.
3. To explore the internal structure of ice ridges in different regions.
4. To reveal the pattern of structure and evolution of ice ridges.

The object of study are hazardous ice bodies - ice ridges of the northern polar region and freezing seas of Russia.

The subject of study: the process of thermal drilling to obtain data on variability of the main morphometric characteristics and internal structure of ridged features, their relationship and dependence on environmental factors.

Scientific novelty. The following results were obtained for the first time in the thesis:

1. A **new class** of thermal drilling devices for determining morphometric parameters of geographical objects and the methodology for its use is proposed;
2. A method for determining the internal structure of ice ridges using thermal drilling was substantiated;
3. A methodology was substantiated and developed for determining drilling parameters, location and size of voids, boundaries of consolidated ice as well as depth of ice-soil boundary during drilling of stamukhas, occurrence of ice pollution;
4. A method is proposed for estimating the distribution of porosity of ice composing an ice ridge, fill factor of an ice ridge, probability of ice occurrence at a given depth;
5. Specific features of internal structure of ice ridges in different regions were revealed, distribution pattern of ice ridges porosity and development pattern of consolidated layer of ice ridges were found, for the first time, the compactibility of an ice ridge keel as loose medium was estimated.

Practical significance.

Studies of internal structure of ice ridges were carried out by the author at the junction of technology and geography, which made it possible to obtain fundamentally new results. The developed methodological bases for determining the generalized characteristics of internal structure of the ice ridge allows getting an idea of the distribution of ice ridge porosity through its cross section. Data on morphological characteristics of ice ridges and stamukhas obtained as a result of applying the methods proposed in the thesis were used by the following companies operating in the Arctic: Exxon Mobil Corporation, AO "Sevmorneftegaz", ZAO "Varandeyneftegaz", OOO "Gazflot", OAO NK "Lukoil", Norsk Hydro ASA, Statoil, Agip KCO, PAO «NK «Rosneft»» in the design of oil and gas producing platforms. According to the Code of Practice and the International Organization for Standardization ISO, such parameters of the structure of ice ridges as thickness of the consolidated layer or porosity are directly included in the calculation formulas for determining the loads on hydraulic structures.

Provisions submitted for the thesis defense

1. Principles of construction of specialized equipment for the study of ridged features based on thermal ice drilling technology with recording of drilling parameters.
2. Procedure for getting information on internal structure of ridged features based on analysis of their thermal drilling parameters.
3. Experimentally determined previously unknown pattern of spatial changes in consolidated layer thickness and ice ridge keel porosity.

Reliability of the results. Reliability of the results obtained in the thesis work is confirmed by correct formulation of problems using modern methods of solving them tested in various problems of physics as well as by comparison with observation results.

The method of studying ice ridges and stamukhas using thermal drilling with computer (logger) recording of drilling parameters proposed by the author provides completely new, objective information about the internal structure of these ice features, since it appears right at the time of drilling, and thermodrill immersion rate during thermal drilling of ice ridges and stamukhas is recorded by the computer regardless of subjective feelings of the operator. Reliability of results is also determined by the use of adequate methods for processing the initial data, a correct assessment of statistical significance of the obtained correlations under conditions of short series, and correspondence of the results obtained to the available published evidence.

Personal contribution of the author. The thesis is based on the results obtained by the author in 1996–2019 in 30 marine expeditions. Statement of the problem and main directions of research were formulated jointly with V.A. Morev. The author was directly involved in development and manufacture of equipment for thermal drilling used in expeditions, personally performed the entire set of operations related to processing of all the obtained information. The author independently carried out full-scale experiments on the study of ridged features and compared them with data of other authors. All conclusions concerning the internal structure of ice ridges were drawn by the author.

Publications. Seventy-three papers were published on the theme of the thesis work including 16 articles in publications recommended by the Higher Attestation Commission for publication of the main results, 9 articles in foreign journals from the Scopus and Web of Science lists, and two in joint monographs. Eleven patents for inventions and four utility model patents (in co-authorship) were also received.

Approbation of the work. Key points of the thesis were presented at the 6th International Conference on Ships and Offshore Structures in Cold Regions ICETECH'2000 (St. Petersburg, Russia, 2000), International Conferences POAC (Ottawa, Canada, 2001; Trondheim, Norway, 2003; Potsdam, New York, USA, 2005; Dalian, China, 2007; Luleå, Sweden, 2009; Espoo, Finland, 2013; Moscow, Russia, 2021), RAO/CIS Offshore (St. Petersburg, Russia, 2003), Conference "High Latitude Seas and Marine Cryosphere" (St. Petersburg, Russia, 2007), International Scientific Conference "Marine Research of the Polar Regions of the Earth in the International Polar Year 2007/08" (2010), All-Russian Conference of Survey Organizations (Moscow, 2017, 2018), All-Russian Conference "Hydrometeorology and Ecology: Achievements and Development Prospects" (St. Petersburg, 2018), 19th International Multidisciplinary Scientific Conference SGEM (Sofia, Bulgaria, 2019), All-Russian Scientific Conference "Russian Seas: Fundamental and Applied Research" (Sevastopol, 2019, 2020), International Conference ISOPE (Honolulu, USA, 2019; Shanghai, China, 2020).

Compliance of the dissertation with the specialty passport. The dissertation corresponds to paragraphs 5, 15 and 16 of the passport of the specialty 1.6.17 – oceanology.

Structure and volume of the manuscript. The thesis comprises an introduction, four chapters, a conclusion, and a list of references. Total text length is 272 pages including 141 figures and 23 tables. The list of references includes 246 titles, 117 of them in English.

The author sincerely thanks the administration of the Arctic and Antarctic Research Institute (AARI) and the Head of the Ice Regime and Forecasts Department *Ye.U. Mironov* for a long-term support, critical remarks, and comprehensive assistance in scientific activities. The author expresses special gratitude to the Head of the High-Latitude Arctic Expedition *V.T. Sokolov* without whose efforts and assistance the work at the drifting stations and the ice station would have been impossible. The author considers it his duty to express his gratitude to Corresponding Member of the Russian Academy of Sciences *A.V. Nikolaev*, *D.Yu. Bolshiyarov* and *S.V. Popov* — for valuable advice and consultations, to colleagues at the AARI *V.N. Smirnov*, *A.I. Shushlebin*, *S.M. Kovalev*, *K.P. Tyshko*, *V.A. Borodkin*, communication with whom had a significant impact on the author's becoming an expert in his field, to *R.B. Guzenko* — for an active and fruitful discussion of the results. The author is grateful to *A.B. Tyuryakov*, *A.E. Kleyn*, *V.S. Kharitonov*, *R.A. Savin*, *G.A. Deshevykh*, *A.V. Shirshov*, *S.V. Klyachkin*, *S.P. Pokyakov* and *A.M. Bezgreshnov* for their help and cooperation in the field work. The author dedicates this work to his teacher *V.A. Morev*, whose extensive knowledge, energy and experience always helped in the work.

1 USE OF THERMAL ICE DRILLING TECHNOLOGY FOR INVESTIGATING RIDGED FEATURES

1.1 Current state of research on ice ridges: exploration degree, equipment, and methods

Most of offshore hydrocarbon reserves on the Russian shelf are concentrated in areas that most of the year have drifting ice of various concentrations and are characterized by unfavourable meteorological conditions. Of particular interest in this regard are the studies of characteristics of ice ridges and stamukhas which determine engineering solutions at the stage of designing, development and operation of oil complexes [1].

The study of ice ridge morphometry has a long history. Back in 1899, on the “Ermak” icebreaker Admiral S.O. Makarov drilled ice ridges to determine their draft and structure [35]. In the 1930’s, aerial ice reconnaissance began, and in the 70’s instrumental methods were used for reconnaissance [46]. Many studies of ice ridges were carried out during numerous field expeditions.

An ice ridge is a hill-like chaotic conglomeration of broken sea/freshwater ice (afloat and partly or totally frozen) formed as a result of compression [13, 18, 242]. According to some data, the keel of an ice ridge can exceed 50 m [18, 204]. An ice ridge forms when ice floes are compressed at the line of their contact [13]. Stamukha is a hummocked ice feature formed from accumulation of broken ice blocks while the ridge keel was in contact with sea bed and is partially frozen together, which is run aground and is distinguished by a low keel/sail ratio, steep sail slopes and complex exterior and underwater configuration. Unlike stamukhas, grounded ice ridge which initially formed without direct contact with sea bed and became subsequently stranded on a shoal, with the process of ridging (which implies developing specific configuration of the sail and keel, and characteristic relationship between the keel depth and sail height) coming to a dead halt [109].

Ice ridges as major ice features occupy on average 10–40% of total ice cover volume [131, 181]. The World Meteorological Organization classifies ice ridges into

“new” or first-year (young, not yet subjected to summer melting), “weathered”, i.e., survivors of summer thaw, and aged ones [242]. In this work, only first-year ice ridges are considered. They have a high sail with well-observed blocks and a low degree of consolidation. First-year ice ridges from multiyear ice can be thicker than ice ridges from first-year ice reaching the thickness of 40–50 m [162]; however, such ice ridges are rare due to a decreasing amount of multi-year ice. Antarctic ice ridges are viewed in [184, 233].

An ice ridge can be divided into three parts. This is a sail – an above-water part representing a heap of blocks and small ice fragments frozen together at the point of contact. The underwater part, or keel, in turn, is divided into two parts:

- consolidated layer (CL) – this is the part of the keel that represents a layer of dense (solid) ice with the upper boundary approaching waterline, which forms as a result of the action of cold and freezing of water between randomly oriented rubble blocks with these blocks included in its structure, while its strength is nearly equal to the strength of the level ice;
- unconsolidated part of the keel under the CL and consisting of blocks and small ice fragments frozen together at contact points, and gaps between blocks filled with shuga or sea water.

In early winter, when ice is still thin and drift velocities are low, the forming ice ridges are also small, but there is enough time for their CL to grow. Over time, ice becomes thicker and drift velocities increase leading to formation of larger ice ridges. However, in this case, the time for their consolidation is reduced [134].

The shape of ice ridges is variable as well as the values that characterize it. It is traditionally believed that in cross section the ice ridge sail has a triangular shape, and the keel is triangular or trapezoidal [1, 52, 231]. Both shapes are determined by the width of the base, height and angles of slope. The keel is wider than the sail and extends for a certain distance under level ice surrounding the ice ridge sail. It should be borne in mind that a triangular or trapezoidal shape characterizes a certain averaged ice ridge. Some researchers are of the opinion that the exponential shape of the keel is more true to reality than the triangular one [119–120, 187–188]. Paper [129] analyses the results

of an annual observation of bottom surface of drifting ice in the Fram Strait using sonar. The authors state that the best generalization of the shape of first-year ice ridge is a trapezoidal shape. They estimate that the underside of the trapezium is 12–17% of the keel width. Ye.U. Mironov and V.S. Porubaev estimate this ratio at an average of 21% for ice ridges of the Kara Sea [52].

Internal structure of ice ridges is determined by ice fragments composing a single massif [5, 12, 24, 236]. Ice fragments frozen together in the body of a ridged feature have different sizes and shapes; besides, they are randomly oriented in space [230]. As a result of freezing together of fragments, an ice framework of a ridged feature forms with a complex spatial structure. Voids in ice ridges can be filled with water, air, snow, shuga. In stamukhas, silt and bottom soil are added.

Measurement of morphometric characteristics and internal structure of ice cover is performed by drilling boreholes in level and ridged ice as well as by measuring geometric dimensions of ice blocks that make up ridged features and studying the lower surface of ice cover using sonars or underwater telemetry systems [45, 48, 217]. In addition to drilling, the excess of the upper surface of snow (ice) cover is measured using a water level meter in the borehole or performing geodetic survey after reference to water level. When processing drilling data, the size of the above-water and underwater parts of the ice cover, boundaries of consolidated ice of ice ridges, boundaries of voids, and areas of ice of various porosity are determined.

With the help of the underwater telemetric complex geometric dimensions of voids and blocks of ice that make up the ridged feature keel are estimated [107, 157].

When processing data on geometric dimensions of ice blocks making up the sail of the ice feature, the distribution functions of these values are plotted (for instance [217]). The ratio of block thickness to level ice thickness indicates an approximate age of the ice feature [51, 122].

Slope angles of the ice ridge keel can serve as a good indicator of the keel properties as a loose medium. This is a measure of friction in a pile of ice fragments which determines shear resistance from vertical load [155]. In the monograph [1], it is

noted that for unbound materials the repose angle is equal to the angle of internal friction.

An important characteristic of internal structure of ice ridges and stamukhas is the CL thickness. Some authors define the CL by drilling as the first solid block of ice below water level without large voids [1, 123]. In a number of studies, the lower boundary of the CL was defined as depth below sea level, at which sea water appeared in the ice ridge borehole [135, 219]. An indirect method for estimating the thickness of the ice ridge CL is based on the assumption that it does not exceed the value measured at points of the ice ridge where there is a minimum (5–20 cm) excess of ice above water level [K.P. Tyshko, personal communication, 2004]. Ye.U. Mironov et al. use a formalized procedure for identifying the CL of ice ridges and stamukhas by means of expert evaluation in accordance with certain principles [190–191]. The CL thickness is most precisely determined from core. Measurement of ice temperature in the ice ridge is also, a reliable method to determine the position of the lower boundary of the CL, because below the CL homothermia is recorded (see, for example, [145]). However, the position of the upper boundary of the CL cannot be determined by thermistors. Boundaries of the CL can also be estimated using a borehole jack (BHJ) [86–87, 124, 180], though rather roughly.

Reviews of information about the CL of ice ridges in different regions are given in [134, 217, 231]. L. Strub-Klein and D. Sudom believe that the scatter of data on the CL of ice ridges is due not only to natural characteristics of these ice features, but also to the methods of research and interpretation of the data obtained [217]. G. Surkov gives a brief overview of empirical relationships between the sum of frost degree-days and thicknesses of level ice and ice ridge CL, and also offers his model of the CL growth [223]. Obviously, the factors that determine the CL thickness and affect its change are also of great interest [206].

The question of distribution of the CL thickness inside the ridged feature is poorly studied. To what part of the ice ridge the thickest CL corresponds? Obviously, the most expressive characteristic of the upper surface of the ice ridge is its sail. In some works, the question of sail influence on the growth of CL thickness is raised (for

instance [113]). In [153] a conclusion is drawn that by the end of the consolidation period the CL in the area of the ice ridge crest assumes a W-shape, i.e., under the sail, the CL thickness is the smallest. The authors explain this effect by heat-insulating properties of the sail which contains a significant number of voids filled with snow and air and slowing down the process of consolidation under it. It should be noted that the described observations were carried out on single ice ridges.

A. Naumov et al., on the basis of averaging the data of field studies of the Barents Sea ice ridges in 2001–2005, constructed a "design ice ridge". As a result, the thickest part of the CL of this "design ice ridge" was in the central part of the line.

Macroporosity of an ice ridge is defined as the volume of voids in the ice ridge body filled with air, water, snow or shuga versus the volume of the whole ice ridge. Total porosity also includes the porosity of level ice, of which the ice ridge is composed [145]. Thermal drilling gives overall porosity [166]. At the same time, thermal drilling data give the boundaries and dimensions of voids which can also be used to determine macroporosity.

V.D. Grishchenko considered the question of distribution of the fill factor, i.e., the value opposite to porosity vertically in new ice ridges [24]. He concluded that the fill factor in the central part of the ice ridge series (with centre at sea level) is 0.1–0.2 higher than in its top and keel parts. In the same work V.D. Gristshenko connected this peculiarity of porosity distribution by vertical with the action of the gravity and surfacing forces, contributing to concentration and subsequent compacting of small ice fragments in the sea level area. G.A. Surkov also noted an increase in porosity with depth, and, in his opinion, gaps between blocks increase, while the thickness of blocks remains unchanged [221]. According to [126], porosity in the ridge changed with depth, below the CL increasing from 0.2 to 0.5, and the largest cavities in vertical dimension were concentrated at the bottom of the keel. The authors note that the closer to the sea level, the more compact the blocks in the ice ridge are, and it is presumed that this is associated with positive buoyancy of ice. O.M. Andreev, summarizing the results of studying ice ridge formations in 2003–2007 in the Barents Sea, notes that in fresh ice ridges, in which the CL was either absent, or had just started to form, porosity in the

upper part of the ice ridge keel is less than that in the lower part [2]. He also associates this phenomenon with the action of Archimedean forces.

Concluding the review of publications on the theme of ice ridge research, it is necessary to note the following unresolved problems:

- real configuration of voids in the ridge body;
- pattern of decrease in porosity of the unconsolidated part of keel;
- pattern of occurrence of the boundaries of consolidated layer;
- compactibility of an ice ridge as a loose medium;
- association of thermal drilling rate with ice strength.

The solution of these problems is an essential point in expanding the knowledge about the internal structure of ridged features.

Thus, having highlighted the main thing and based on the experience of his predecessors, the author determined the direction of movement towards solving the problem – the use and development of thermal ice drilling technology in relation to ice formations from sea ice.

1.2 Fundamental basis of the method for studying ice ridges by thermal ice drilling

1.2.1 Methods for studying ice ridges

The technology of studying ice features by means of drilling is not new. Thermal method of drilling-melting boreholes was successfully tested at the end of the 19th century when studying the Alpine glaciers [115]. To study ice ridges and stamukhas, various drilling methods are widely used – mechanical drilling with a motor drill, electromechanical drilling, electric thermal drilling, and water thermal drilling [9, 154, 198]. In addition to drilling, the excess of the upper surface of the snow (ice) cover is measured using a water level meter in the borehole or by geodetic survey after reference to water level.

Mechanical drilling is carried out with two-inch augers (coreless drilling), or corers of various diameters depending on the manufacturing company. The equipment for mechanical drilling is mobile, rather simple to operate (with appropriate skills); however, labour intensity of drilling increases markedly with growing thickness of ice features. Mechanical drilling is usually used in ice research which has the character of an ice assault, when total weight of equipment and the time spent on ice are limited. This type of research is widespread in the world and in our country, in particular. The main disadvantage is visual, i.e., subjective determination of the boundaries of ice areas and voids as well as ice of different quality. Drilling rate is not recorded.

The combined drilling method, namely, auger-thermal, is described in [30]. According to the authors, it is more efficient for studying ice ridges. Drilling starts with a motor drill, but as soon as the borehole becomes deep enough, and the number of operations to ensure mechanical drilling increases dramatically, drilling continues with thermal needles. The term "auger-thermal" proposed by the authors of the article, apparently, is not quite good, since it allows an ambiguous interpretation.

Hot water drilling is also widely applied in ice research, both in this country, and abroad. It was used for the first time for the research of glaciers [229]. Foreign ice explorers use A. Kovaks [156] and W. St. Lawrence [202] water systems. The main advantages of water thermal drilling over electric drilling are:

- drilling rate increases about 20-fold;

- layers of dirty ice are easily overcome;
- water thermodrill cannot overheat or burn out.

The main disadvantage of water thermal drilling is that the equipment is bulky and heavy, expensive, and time-consuming to maintain, especially at negative temperatures. Loading, unloading, and moving across ice requires two to six persons. Another disadvantage of these systems is low resolution of water drills, i.e., only large ice blocks are recorded, while small blocks are fixed as a layer of loose ice. Due to the conical shape of the drill bit, there is a significant (up to 0.2 m) error in determining the lower boundary of ice blocks. The main disadvantage, as with mechanical drilling, is visual, i.e., subjective determination of boundaries of ice areas and voids as well as ice of different quality. Drilling rate is not recorded by foreign ice explorers.

Thermal drilling with hot water was used in the study of multi-year drifting ice in the Beaufort Sea [202], of ice ridges and stamukhas in 1995 in the Ob Bay and in 1995–1998 on the Sakhalin shelf [191, 239]. The hot water drill of Polar Alpine, Inc [202], was used during these operations. When drilling, according to the drilling operator's perceptions, relative porosity of ice was determined, and voids were recorded.

Among the national ice explorers, water drilling was used by experts of SakhalinNIPImorneft in the 80–90's of the last century [5]. They used a water plant of their own manufacture. Drilling rate was not recorded. At the AARI, Morev's water plant is used which allows two drilling stations to operate simultaneously, which increases drilling productivity [100, 109]. In addition, the AARI developed and uses the end shape of the drill bit, in contrast to the foreign thermodrill, which increased the drill resolution when determining the boundaries of ice blocks [59].

Electric thermal drilling of ice features is also used by the Russian ice explorers, but it is not popular abroad. Electric thermodrills are produced at the AARI [55, 65, 194–195] and the Mining University [19–20, 30, 41–42, 237]. The main advantages of electric thermal drilling are simplicity and ease of operation (one operator controls one drilling station), low weight, high resolution of the heating bit when determining the boundaries of ice blocks. The main disadvantage is low drilling rate.

Initially, drilling was mainly applied to obtain boreholes which were used to measure ice thickness and determine the presence of voids as well as to take the core for further study. Gradually, it became obvious that by means of drilling, mainly thermal, it is possible to obtain information about ice density.

This method was suggested at first in 1972 for ice density measurements at mountain glaciers [92]. The essence of the method consists in immersing into the snow-ice cover a thermodrill to the heater of which thermal energy of constant power is supplied; the time of thermodrill immersion is measured, and ice density is determined from the calibration curve. At the same time, the dominating influence on the rate of drilling the glacier is exerted in the firn area by density of the firn; in the ice area, by temperature of annually thawed layer; and in near-bottom area, by the content of morainic material [91]. This allows determining the above parameters by recording changes in thermal drilling rate with depth. Observations of changes in melt water level in the borehole in the process of drilling can give additional information about fracturing and water saturation of the glacier.

From 1985 to 1995, experts of SakhalinNIPImorneft studied the morphological parameters of ice ridges and stamukhas as objects of influence on hydraulic structures and underwater communications. The research methodology was developed by S.P. Beketsky [5, 7, 12]. To study the structure of ice ridges and stamukhas and determine the depth of stamukha penetration into soil, geodetic work and thermal drilling with core sampling were performed. Reference boreholes were drilled, the number of which was determined by the size of the ice feature. Work was carried out by the thermal drilling rig designed at the Leningrad Mining Institute (bit weight – 12.8 kg, total rig weight – 50 kg, power consumption up to 1.5 kW, drilling depth – to 50 m, core diameter 65 mm, drilling rate 3 m/h). From the results of drilling with core sampling, total thickness, and internal structure (vertical dimensions of blocks and voids) of the ridged feature, physicommechanical properties (texture, temperature, salinity, compressive or bending strength) of ice composing the ice ridge or stamukha were determined. However, some of the data provided by S.P. Beketsky are controversial, since it is difficult to determine such characteristics of ice as temperature,

compressive strength and bending using core with diameter of 65 mm obtained as a result of thermal drilling.

Based on results of drilling reference boreholes, a network of drilling points was outlined with a longwall face. Drilling was carried out with a thermal needle using hot water. During the entire drilling period, borehole drilling documentation was compiled: the speed of the thermoneedle, the corresponding relative strength of ice, boundaries of ice and voids, thickness of the consolidated part of the ridged feature (a layer of ice without thermal needle dips at sea level) were recorded. After drilling each borehole, water level in the borehole was measured, and soil samples were taken from stamukhas to determine the physical and mechanical properties.

S.P. Beketsky's paper is very interesting from the methodical point of view. Unfortunately, such interesting points as penetration rate registration and its correspondence to the ice porosity are not discussed. Apparently, this correspondence was determined by subjective perceptions of drilling operator.

Ice ridges and stamukhas morphometry of the Sea of Okhotsk are presented in [89, 227–228] too.

In 1996, for the first time, a coreless electric thermodrill manufactured at the AARI with a cone-shaped heating bit was used to study the structure of ice ridges [55, 195]. Since 2002, ice drilling was performed using electric power or heated water [99].

Recording of drilling parameters (rate, water pressure above the bit, melt water temperature) is used to study the internal structure of ice ridges and stamukhas only by the AARI specialists. Measuring boxes that record drilling parameters are universal, which allows using them in both water, and electric thermal drilling. Processing of thermal drilling records allows getting objective (independent of drilling operator's perception) information about the location of boundaries of ice blocks, position of the lower boundary of consolidated layer, location of boundary of ice and soil in case of stamukha drilling.

1.2.2 The physical basis of the methodology of the study of ice ridges by the thermal drilling methods

Accepting the thickness of melt film flowing around the heater to be a negligible quantity in comparison with the heater diameter and neglecting the heat diffusion into surrounding ice, the relationship between the penetration rate V of the thermal drilling and applied power can be expressed by calorimetric formula:

$$V = \frac{KP}{\Lambda(\rho(1-a-s)(-c_i t_i + L) - \rho_w s c_w t_i + (\rho(1-a-s) + \rho_w s) c_w t_w)} \quad (1.1)$$

here V is the drill penetration rate, P is the applied power, K is the coefficient of heater efficiency which takes into account the heat diffusion through lateral surface of the heater, Λ is the area of middle-length section of the heater, ρ is the ice monocrystal density, a is the air volume content, s is the brine volume content, c_i is the heat capacity of pure ice, t_i is the ice temperature, L is the specific heat of melting, ρ_w is the melted water density, c_w is the heat capacity of melted water, t_w is the temperature of melted water. Volumetric content of the solid phase of ice VCI is determined using the formula:

$$VCI = 1 - a - s. \quad (1.2)$$

That is, VCI is equal to 1 minus porosity. The VCI value is similar to the fill factor, but slightly less than it, because it takes into account the presence of micropores in ice blocks.

Convert the formula (1.1) to the form

$$V = \frac{KP}{\Lambda[\rho(1-a-s)(-c_i t_i + L + c_w t_w) + \rho_w s c_w (t_w - t_i)]} \quad (1.3)$$

In denominator of formula (1.3) $L = 335$ kJ/kg, $c_i = 2.093$ kJ/(kg·K), $c_w = 4.187$ kJ/(kg·K). Ice temperature t_i , as a rule, is within the limits of 0...-10 °C.

According to experiments, the melt water temperature does not exceed 30 °C. Ice salinity s does not exceed 11 ‰ in most cases. Specific content of air bubbles is within the limits of 10% too. Thus, the first term in square brackets is not lower than $918 \cdot (1 - 0.1 - 0.11) \cdot (2.093 \cdot 0 + 335 + 4.187 \cdot 30) \approx 2.4 \cdot 10^5$. Second term does not exceed $1003 \cdot 0.11 \cdot 4.187 \cdot (30 - (-10)) \approx 1.8 \cdot 10^4$. While neglecting in denominator of formula (1.3) by second term and $c_i t_i$ as infinitesimal terms of the second order we shall obtain approximation formula:

$$VCI \approx \frac{K(VCI)P}{\Lambda\rho(L + c_w t_w)} \cdot \frac{1}{V}. \quad (1.4)$$

As one can see, the penetration rate is inversely proportional to volumetric content of the ice solid phase (VCI). Expression $K(VCI)$ means that, strictly speaking, K coefficient can depend on volumetric content of solid phase of ice VCI . The character of this dependence is unknown and difficult to determine. However, due to a high thermal inertia of the heating bit of the electric thermodrill and high penetration rate of water thermodrill, the effect of volumetric content of the solid phase of ice on the efficiency of the bit, i.e., K coefficient, will be levelled. Thus, in the first approximation, it can be assumed that the coefficient of proportionality between the reciprocal drilling rate and the value of volumetric content of the solid phase of ice in (1.4) does not depend on the value of volumetric content proper. The drilling rate depends on the power supply and ice porosity. Low penetration rate indicates the presence of hard ice, high rate (drill failure) points to the presence of a void. Intermediate penetration rates indicate the presence of loose or porous ice or drill transition from ice to void.

Formula (1.4) is the fundamental basis of the methodology for studying ice ridges using thermal drilling technology. This method of obtaining the characteristics of internal structure of the ice ridge simultaneously with penetration into it is protected by a Russian patent No. 2153070 [57]. The computer was first used by the author to record the rate of drilling ice ridges in 1996 in the south-eastern Barents Sea [57, 194]. Initially, only the boundaries of large voids and ice blocks were drawn using the record.

Since 1998, the presence of ice areas of different porosity in the ice ridge body was determined from the rate record [49, 85, 190].

Thermal drilling method developed at the AARI for the study of large ice features with recording ice drilling rate on a computer is a unique opportunity to obtain the boundaries of ice layers inside the ice ridge, and, primarily, the CL with high precision and reliability [109].

A model of a water thermal drilling rig was tested on Lake Ladoga in December 2001. Tests were carried out on freshwater and laboratory saline ice. Boreholes were drilled in sets of fixed ice cores of pre-measured density imitating an ice ridge and separated by water or air gaps. The height of cores and voids was measured. Data on dimensions of ice layers and voids measured and obtained after processing the records of drilling parameters, were compared. Drilling rate was estimated depending on ice density and porosity.

Test results showed that the use of a water thermal drilling rig significantly increases the productivity of drilling operations and allows obtaining detailed objective information about the structure of ice ridges. To test drilling technology and optimize the equipment set, the rig was tested on ice ridges and stamukhas in various ice conditions.

Metrological work on models of ice ridges assembled from natural and laboratory ice, revealed a possibility of determining ice density and porosity, location of voids, boundaries of ice and soil, and, if necessary, upgrading of equipment and technology to ensure the accuracy of the data determined.

To study the morphometric characteristics of an ice ridge or stamukha, secant lines were laid perpendicular to the crest through the highest areas of the sail, on which ice is drilled with a given discreteness. Most often it is 5 m (on small ice ridges — 2.5 m), but it can be less, depending on the research task. The number of lines varied depending on the crest length and the work plan. The number of points on the lines is determined by the crest width. During the first days of field work, to calibrate the equipment on some ice features, a reference borehole is drilled at a location selected by the ice expert with recording of drilling parameters. Then, core is taken in such a way

that the borehole is along the core axis. If necessary, with the involvement of an expert in ice physics, a description of the core ice texture is made. The main point in identifying ice layers of different porosity is the determination of the drill penetration rate in ice.

1.3 Development and manufacture of technical equipment for thermal drilling of ice with recording of drilling parameters

1.3.1 Electrical thermal drilling

A general view and a scheme of the developed system for electric thermal drilling of ice are shown in Figure 1.1; its main specifications are given in Table 1.1. The unit is powered by a generator, and power supply is fed through the control panel directly to the thermodrill. In the drilling cable, in addition to supply wires, a tube can be laid for measuring water pressure at the bottomhole. One person operates the system.

Table 1.1 – Technical parameters of the electrical drilling system

Heater diameter, mm	35
Drill length, mm	1800–2200
Borehole diameter, mm	38–45
Power consumption, kW	2
Penetration rate in hard clean ice, m/h	16–18
Relative error of depth determination, not more than, %	0.5
Spatial resolution of the heater, not more than, mm	10
Minimum radius of the hole curvature, m	24
Drill mass without the cable, kg	2.3–4
Total mass of the drilling system, kg	20–22
Personnel	1

During drilling, the cable rotates the measuring wheel of transducer. When the measuring wheel is turned, the angular movement sensor sends pulses to the electronics unit. Thermodrill immersion rate will be proportional to the number of pulses received per unit time. The proportionality factor depends on diameters of the measuring wheel and the cable. The rate is calculated using one coefficient when drilling is in progress, and another one, when the drill goes into ice, and the measuring wheel is rotated by the drilling cable. In addition to the drilling rate, it is possible to measure water pressure

above the bit and temperature of melt water. The electronics unit transmits these data to the laptop. During upgrading of the system, the heat-insulated box with the computer and the electronics unit was replaced by a logger.

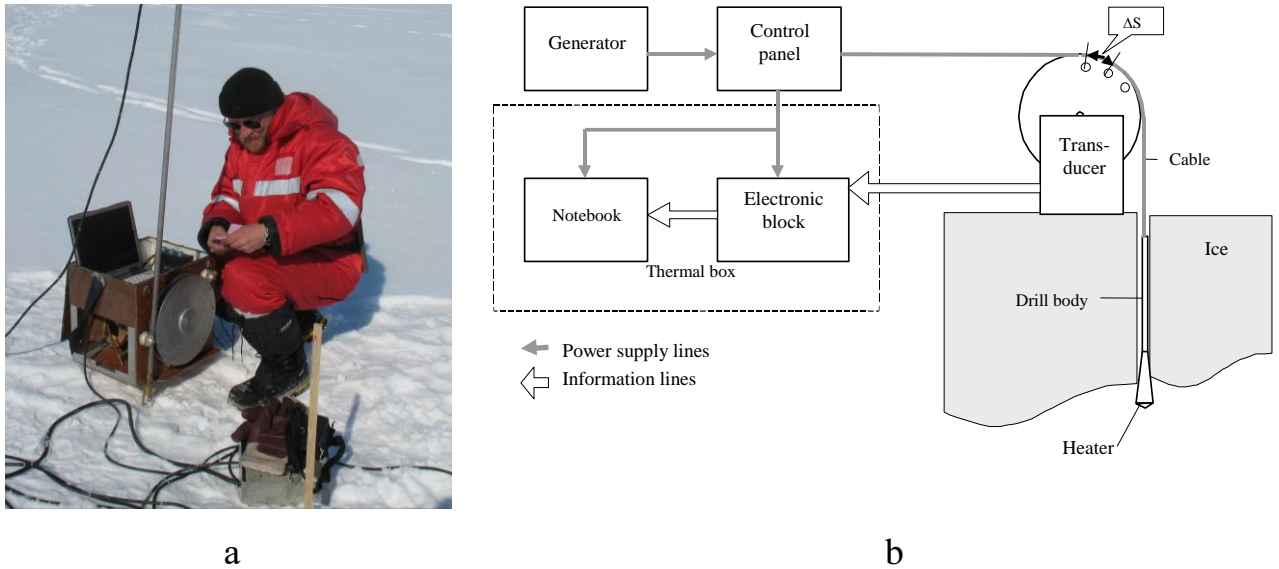


Figure 1.1 – General view (a) and schematic diagram of the electric thermal drill with a record of drilling penetration rate (b)

Heater

To ensure a reliable drilling-melting with recording of several drilling parameters on a computer, it is necessary to guarantee a uniform immersion of the drill in solid ice and drilling wells through the entire thickness of ice at maximum rate. During seasonal work at drifting stations "North Pole – 32" and "North Pole – 35", the AARI experts conducting studies of ice ridges by electric thermal drilling recorded difficulties in extracting the drill string from the borehole. The reason was the shuga plug freezing at sea level in consolidated layer of the ice ridge, which occurred almost everywhere at sufficiently large vertical sizes of ice features (Figure 1.2). To work on ice ridges, a modification of the electric thermodrill was designed, the heater of which is made in the form of two cones connected by bases. The lower cone forms a working surface, to which 80–85% of the heat expended for drilling is supplied. 15–20% of heat is supplied to the side surface of the upper truncated cone, which is used to warm up melt water during drilling and melt shuga plugs when lifting the drill. The scheme of the heating bit

and the distribution of heat flows are shown in Figure 1.3. The height of the lower cone from top to bottom is 0.5 cm, which leads to occurrence of voids with a vertical size of at least 1 cm.

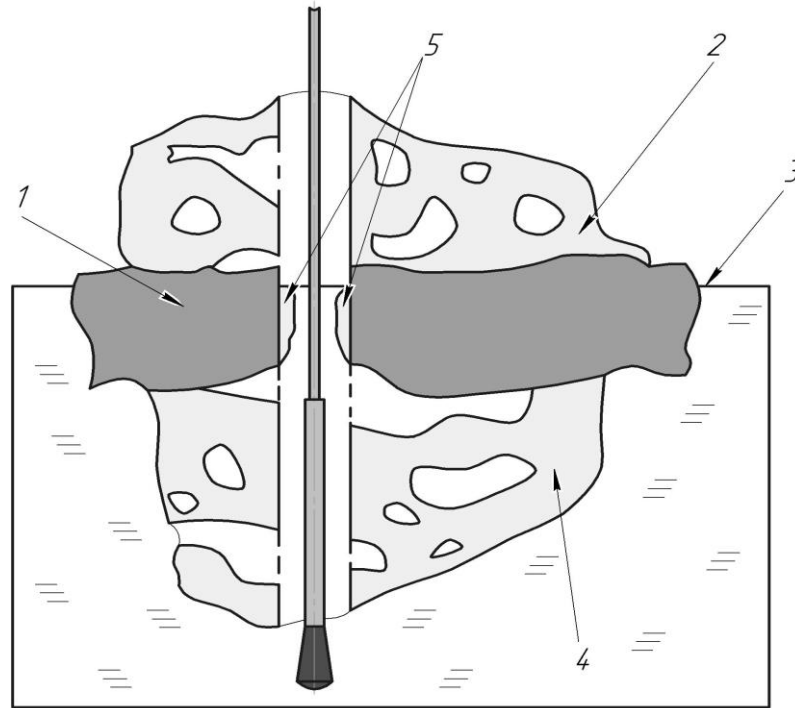


Figure 1.2 – Scheme of the increase of the shuga plug in the body of the “cold” ice ridge
 1 – consolidated layer, 2 – sail, 3 – sea level, 4 – keel, 5 – shuga plug

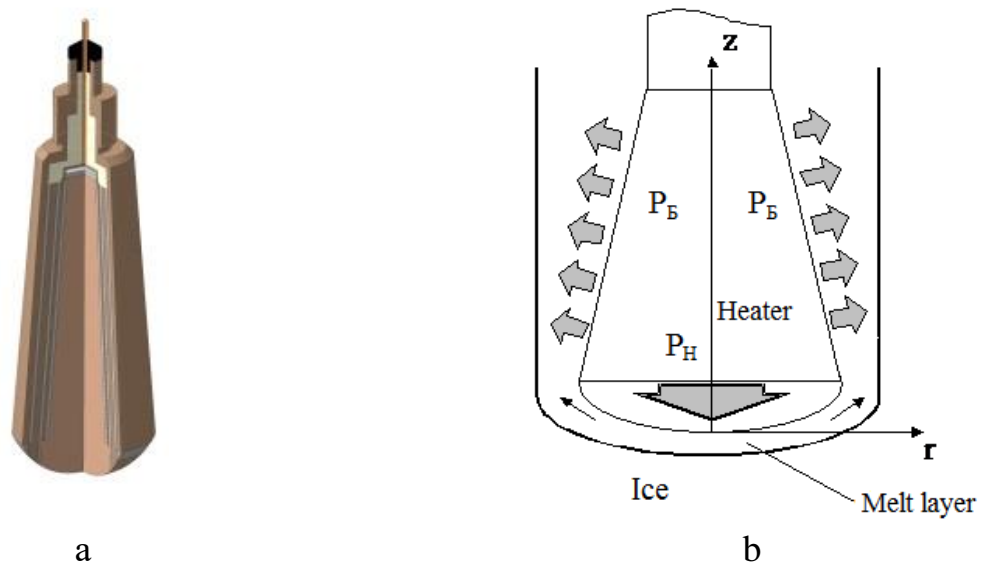


Figure 1.3 – Scheme of the heater of the electric thermal drill (a) and the distribution of heat flows in it (b). P_B and P_H are the power coming to the side surface and into the toe of the heater, respectively

Such electric thermal drill was first tested in 1998 during expeditions on the Sakhalin shelf [85, 191] and in the Pechora Sea. After completion (the lower cone was transformed into a paraboloid or a truncated ellipsoid, depending on modification [58]), ETI-3M2 drill was used in expeditions to the Pechora Sea in 1999 [194] and to the Caspian Sea in 2001 [50], where it demonstrated a reliable performance when drilling ice ridges and stamukhas. Parabolic shape of the working surface contributes to a uniform penetration of drill into ice. In 2005, a utility model patent No. 52068 was obtained for this device [58].

Electric thermal drill housing

The housing of electric thermodrill is a stainless-steel pipe, to the upper end of which a cable is connected by a moisture-proof cable lock. An insulated current-carrying conductor is laid inside the housing, and a cone-shaped heating bit is connected to the lower end of the housing using a waterproof plug connector and a union nut. When removing the thermodrill from the well, the union nut with its protruding part sealed the shuga plug and prevented the extraction of the thermodrill, because due to low thermal conductivity of the nut material, the heat from the heating bit was slowly supplied to the shuga plug.

In May 2008, on the basis of the AARI thermal drilling laboratory, studies were carried out on the freezing rate of a borehole in ice, depending on its salinity and temperature [109]. The purpose of the research was to find out specific values of the time of borehole freezing in ice samples of different salinity kept at different temperatures. Subsequently, from the known values of the freezing rate of the borehole under various conditions, it is possible to estimate the time after which it will be necessary to interrupt drilling and raise the thermodrill to expand the borehole freezing at water level. Below, a brief description of these experiments is given.

Measurements were made in a room with an air temperature +11 °C. The refrigeration unit maintained the temperature regime from 0 °C to -35 °C; the sizes of ice blocks were 0.35×0.35×0.14 m. Water of three different salinities and fresh water were used in the experiment. In the centre of each sample one borehole was drilled with

an electric thermodrill. Melt water forming during ice drilling was pumped out to avoid spreading over the block surface, its temperature was measured (on average, it was +30 °C above the bit), and after cooling for several minutes, it was returned back into the borehole. The initial borehole diameter was measured, and the block was placed back into the freezer compartment at a predetermined temperature. After that, the start time of the experiment for this ice sample was recorded. Blocks of ice were removed from the freezer every five minutes, and borehole diameter was measured. On attaining the critical value of borehole diameter (22 mm was chosen as such – the diameter of thermodrill housing), measurements were made after 2.5 minutes. According to the measurement result, dependences of borehole freezing rate in ice of different temperature and salinity were obtained (Figure 1.4).

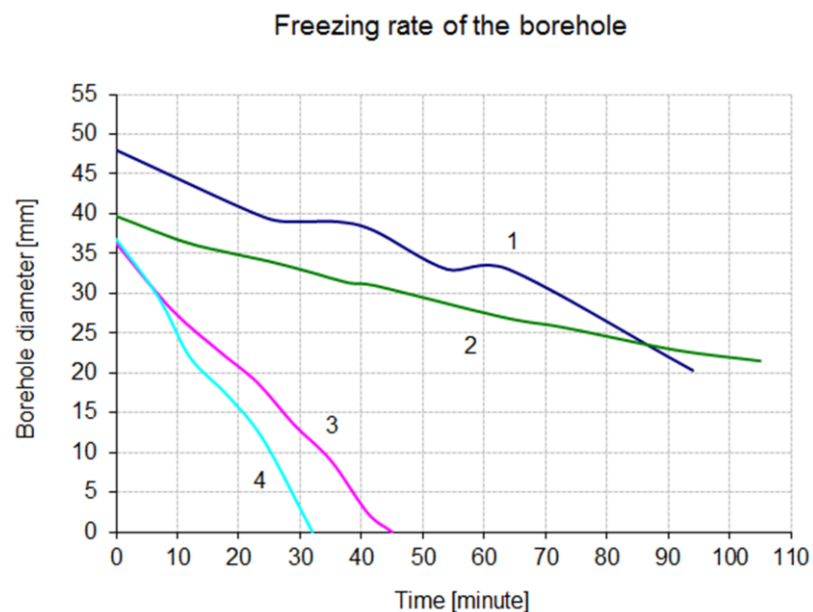


Figure 1.4 – Change in the borehole diameter over time

- 1 – Fresh ice at a temperature of -20 °C, the initial temperature of the water in the borehole is 13 °C;
- 2 – Fresh ice at a temperature of -8.5 °C, the initial temperature of the water in the borehole is 30 °C;
- 3 – Ice with a salinity of 8 % at a temperature of -8.5 °C, the initial temperature of the water in the borehole is 23 °C;
- 4 – Ice with a salinity of 8 % at a temperature of -31 °C, the initial temperature of the water in the borehole is 19 °C.

To facilitate thermodrill extraction from the borehole when a shuga plug forms, the design of the thermodrill was also upgraded [65]. The union nut was removed, drill housing diameter increased, and thread on the heating bit reduced so that the heating bit is screwed directly into the drill housing with the top of the bit having the same diameter as the drill housing (Figure 1.5). This connection is sealed by a rubber ring. The upper part of the heating bit, due to good thermal conductivity of its housing, easily melts the shuga plug, and the drill is easily removed from the borehole.

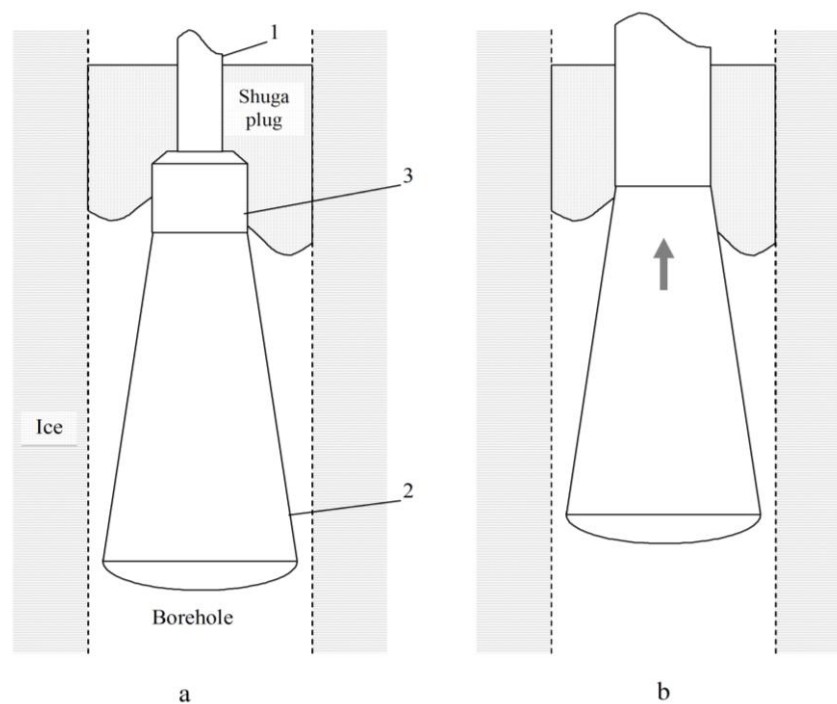


Figure 1.5 – Scheme of the technical solution of the working part of the electric thermal drill: a – construction with a cap nut, b – without cap nut

1 – Electric thermal drill body; 2 – heater; 3 – union nut

1.3.2 Hot water drilling

General view of hot water ice drilling unit UWBL–2 is shown at Figure 1.6, its scheme, at Figure 1.7.

Sea water via the mixing tube and suction hose is pumped by electrical pumps through the water heater, where it is heated by boiler working on diesel fuel. Some quantity of hot water is decanted to the mixing tube for heating of water sucked to the water heater. Water heated to 70–80 °C via inlet hoses wound on reels, comes to

measuring boxes. In the work process with moving of the drilling posts the inlet hoses uncoil over the ice surface. Measuring boxes contain the drill movement converter (angular displacement sensor LIR), air temperature sensor and logger. Then, hot water via drilling hoses comes to the thermal drills [59]. During drilling the drilling hose rotates the converter measuring wheel. The rate calculation is made by calibration factors, determined in advance in the laboratory conditions. Power is supplied from a stand-alone power plant with a capacity of at least 3 kW. Recording of water temperature allows taking into account a change in thermal power during drilling.



Figure 1.6 – General view of hot water ice drilling unit UWBL–2

The main specifications of the unit for water drilling of ice are demonstrated in Table 1.2. Empirically determined limit of permissible error in measuring the depth and rate of thermodrill immersion does not exceed 0.5%.

Drilling process begins directly with launching of the recording programme and supply of thermal power to the thermodrill. The drilling carries out with constant power supply. In the course of drilling, the operator performs both visual control of the hose that goes around the measuring wheel, and control of the recording process on the indicator board on the cover of the measuring box. The work log records the date, ice ridge number, line number, point number, snow cover depth measured at the drilling site using a snow stake. Operations at the drilling station are illustrated in Figure 1.8.

After the borehole is drilled, the excess of the upper surface of the snow cover (ice) above sea level is measured using a contact water level meter.

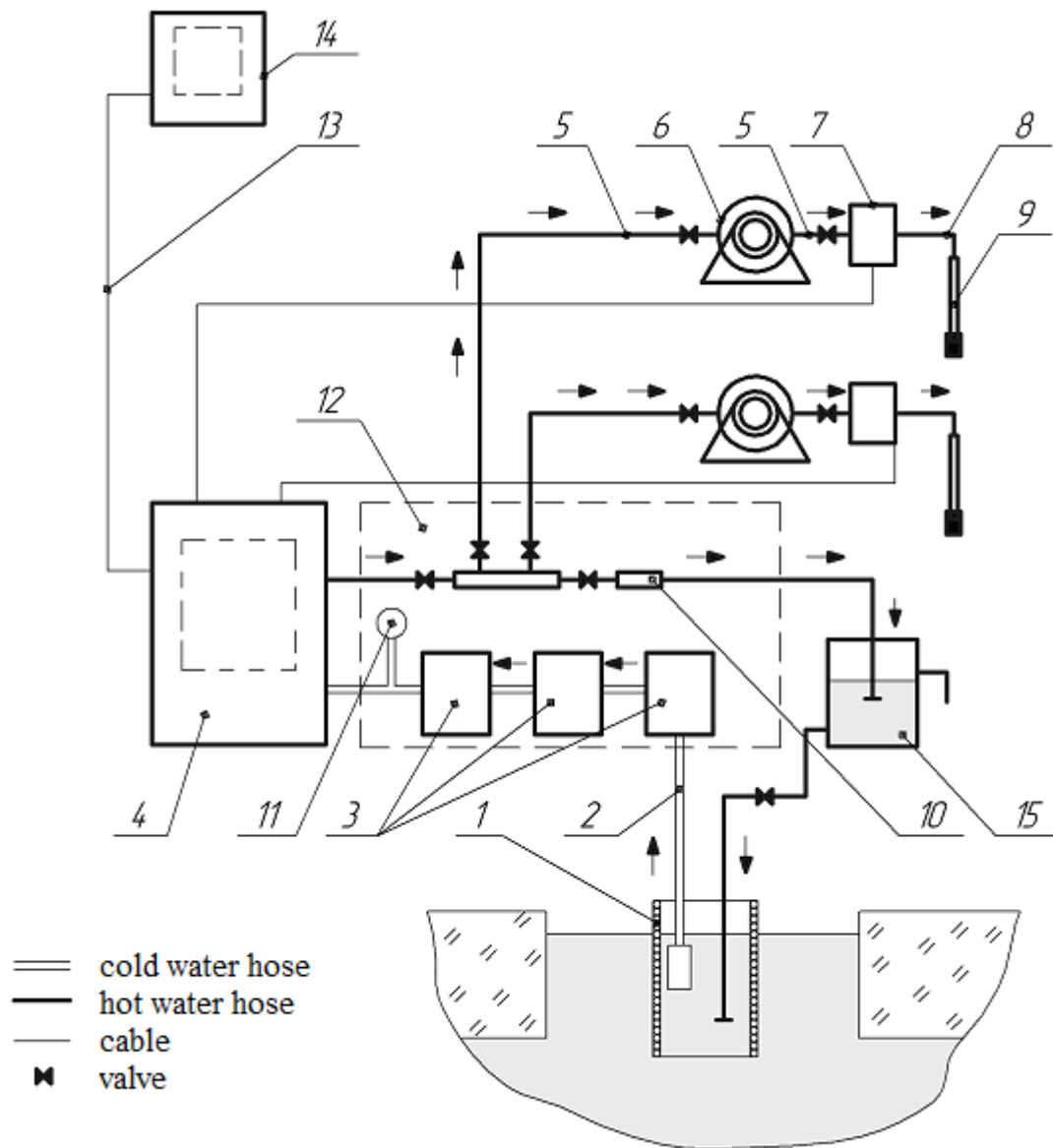


Figure 1.7 – Scheme of hot water drilling unit UWBL-2

1 – mixing pipe, 2 – suction hose, 3 – pumps, 4 – water heater, 5 – inlet hose, 6 – reel, 7 – box for recording drilling parameters, 8 – drilling hose, 9 – thermal drill, 10 – control valve, 11 – pressure gauge, 12 – pumping unit, 13 – cable, 14 – power station, 15 – water tank.

Water level meter is an electronic device in a waterproof metal case connected by a graduated cable to a metal probe. Operation principle of the meter is based on closing of electrical circuit contact by water. Probe on the graduated cable was lowered into the borehole. At the time when sea water closes the contacts, the signal lamp lights up and

there is a sound signal. The operator on the basis of the graduated cable determines the distance from ice (snow) surface to water level.

Table 1.2 – Main specifications of the unit for water drilling of ice (UVBL–2)

Characteristic	Numerical value
Maximum heat power of water heater, kW	85
Maximum fuel consumption for water heater, kg/hour	8.5
Fuel consumption for electric power plant, kg/hour	1.3
Thermodrill diameter, mm	22
Thermodrill length, mm	2200
Length of inlet hoses, m	100–130
Length of drill hose, m	20–35
Borehole diameter, mm	25–40
Electric power consumed, kW	2.5
Thermodrill weight with drill hose, kg	12–14
Weight of assembled measurement box, kg	7
Total weight of drilling facilities, kg	570
Maintenance staff, pers.	3–5



Figure 1.8 – Drilling team on the slope of the ice ridge sail. The drilling operator puts the thermal drill close to the measuring wheel of the transducer on the measuring box

Water heater

Water heater is designed to take sea water from the borehole, heat it to 70 °C and supply to thermodrills. The diagram of water heater is shown in Figure 1.9. It consists of boiler 1, in which coil 2 is installed, fuel injector 3 with ignition electrodes 4. Boiler assembly and the rest of equipment are placed on an aluminium alloy pallet which is attached to the sled with rubber shock absorbers. Water heater is covered with a casing made of bakelized plywood and aluminium. The casing is fixed on the pallet. The following equipment is mounted on the pallet and casing: control panel 9, transformer 10 for powering sensors and measuring boxes, high-voltage transformer 11 for supplying voltage to ignition electrodes, air blower 12 with fuel pump 13 mounted on it and solenoid 14, fuel tank 15 with fuel pipes 16 and fuel level sensor 17, flow sensor 5, fittings for distributing hot water 6, on one of which temperature controller sensor 7 is mounted connected by a capillary tube to the regulator on the control panel, and water temperature gauge 8 (TM106 TU 37.003.160–76). On the other fittings, taps are mounted for water removal to thermodrills and to control valve 23 for draining water into the storage tank. On the sled, a pumping unit is also mounted consisting of three pumps. Self-priming pump 18 supplies water from the borehole to pumps 19 and 20, which supply water to the boiler at a pressure to 15 kg/cm². Nominal value of water pressure at the outlet of water heater is 9±1 kg/cm². Water consumption is 400–900 l/h. It is possible to operate with one, two or three pumps. Pressure gauge 21 (OBM1–100 GOST 8625–69) and filter 22 are installed to control pressure and clean the water supplied to the boiler. Distribution system is made with oil-and-petrol resistant hoses designed for working pressure of 25 kg/cm² and temperature from –40 °C to +80 °C.

The equipment and instrumentation of the water heater ensures its switching-on and operation only if there is a flow of water, fuel, and air supply to the boiler as well as temperature of outgoing water not higher than the set one. If at least one of the conditions is not met, the boiler stops operating, and the corresponding signal lamp lights up on the control panel.

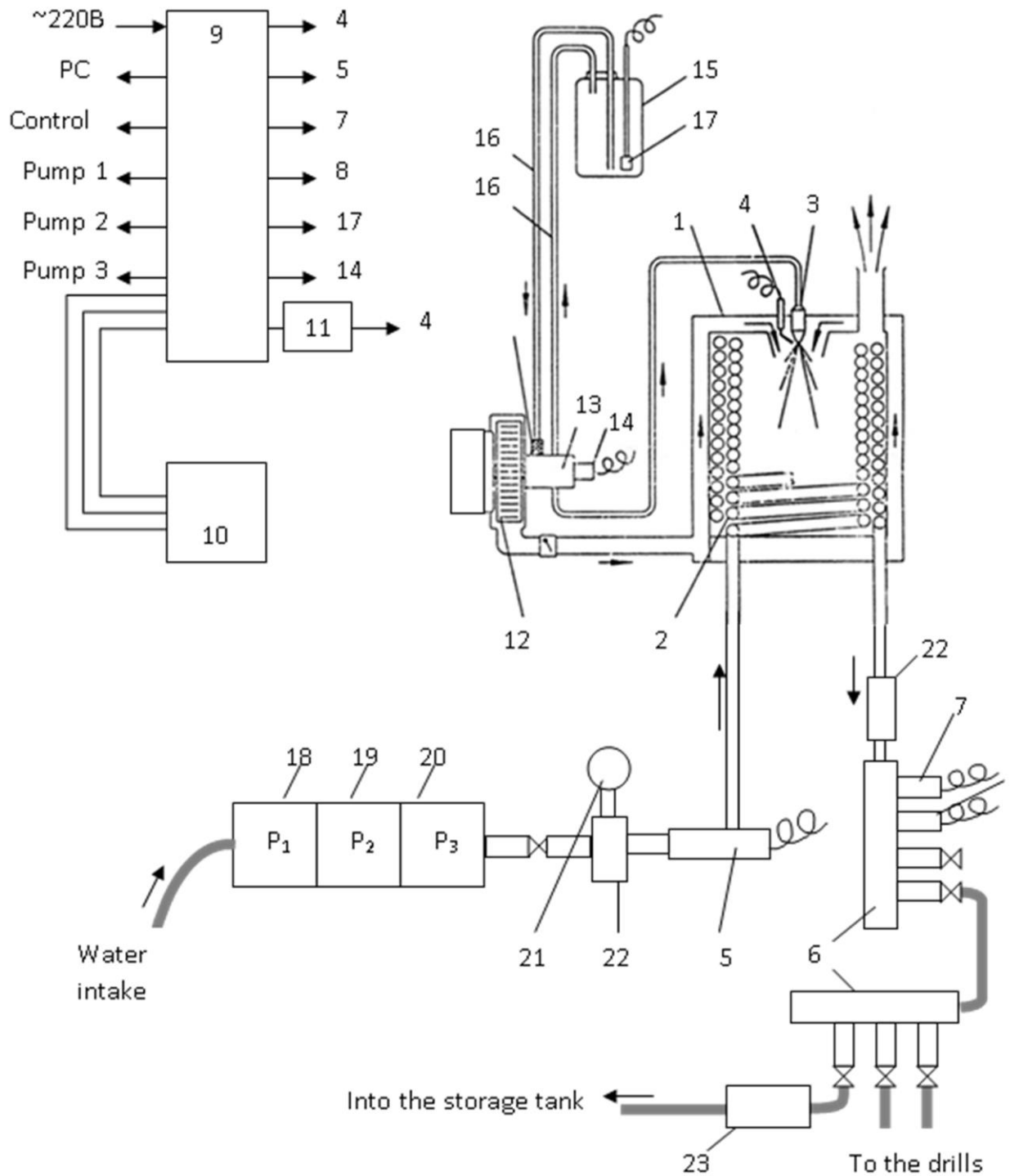


Figure 1.9 - Block diagram of water heater

- | | | |
|---------------------------------------|-----------------------------|----------------------|
| 1 Boiler | 8 Temperature sensor | 16 Fuel tubes |
| 2 Coil | 9 Control panel | 17 Fuel level sensor |
| 3 Nozzle | 10 Step-down transformer | 18 Self-priming pump |
| 4 Ignition electrodes | 11 High voltage transformer | 19 Vortex pump |
| 5 Flow sensor | 12 Blower | 20 Vortex pump |
| 6 Hot water wiring fittings | 13 Fuel pump | 21 Pressure gauge |
| 7 Water temperature controller sensor | 14 Control solenoid | 22 Filter |
| | 15 Fuel tank | 23 Control valve |

Automatic control of water temperature is carried out with hysteresis ± 15 °C, therefore it is necessary to keep water flow constant, for which such a boiler operation mode was selected so that water is heated without turning off the boiler.

Electrical equipment of the UWBL–2

Electrical equipment of the unit consists of the control and power supply system mounted on water heater.

Control equipment and sensors are mounted on the control panel and water heater pan. The sled with a power plant is mounted next to the water heater. Power for the drilling parameters recording equipment in measuring boxes is supplied via a double field wire of P274M brand. After upgrading, power supply of measuring boxes is self-contained.

The scheme of power supply and control of the unit is shown in Figure 1.10. 220 V power is supplied through a package switch to the control panel from a single-phase power plant. The supply voltage is controlled by the indicator. All consumers are switched on by automatic machines. From primary winding of the step-down transformer through the machine, power is supplied to the measuring box; from the secondary winding, a voltage of 12 V is supplied to the temperature meter, and a voltage of 24 V – to the control and monitoring system. When the fan with the fuel pump is turned on, voltage is simultaneously supplied to the ignition electrodes. The boiler is constantly ventilated and ignited, and the fuel pump pumps fuel from the fuel tank back into the tank without supplying it to the boiler. Fuel is supplied to the injector by turning on the solenoid, which is turned on only when contacts of the flow sensor, water temperature regulator sensor and fuel level sensor in the tank are closed. Opening the contacts of any sensor stops fuel supply to the boiler, and a light comes on indicating the cause for turning off the boiler.

Inlet hose

Inlet hose of MBS Universal OF/306 TU 25 brand is designed to supply hot water to the measuring box and further to the thermodrill. The hose is designed for pressure to 25 kg/cm², air temperature from minus 40 °C and water temperature to +80 °C. The

hose has inner diameter of 13 mm, outer diameter of 21 mm. The hose wall consists of two rubber layers with a thread braid between them. A long piece of the inlet hose is wound around an aluminium alloy cable reel which ensures water supply from the water heater regardless of the cable reel drum rotation. This allows bringing the hose to the drilling point gradually as it moves away.

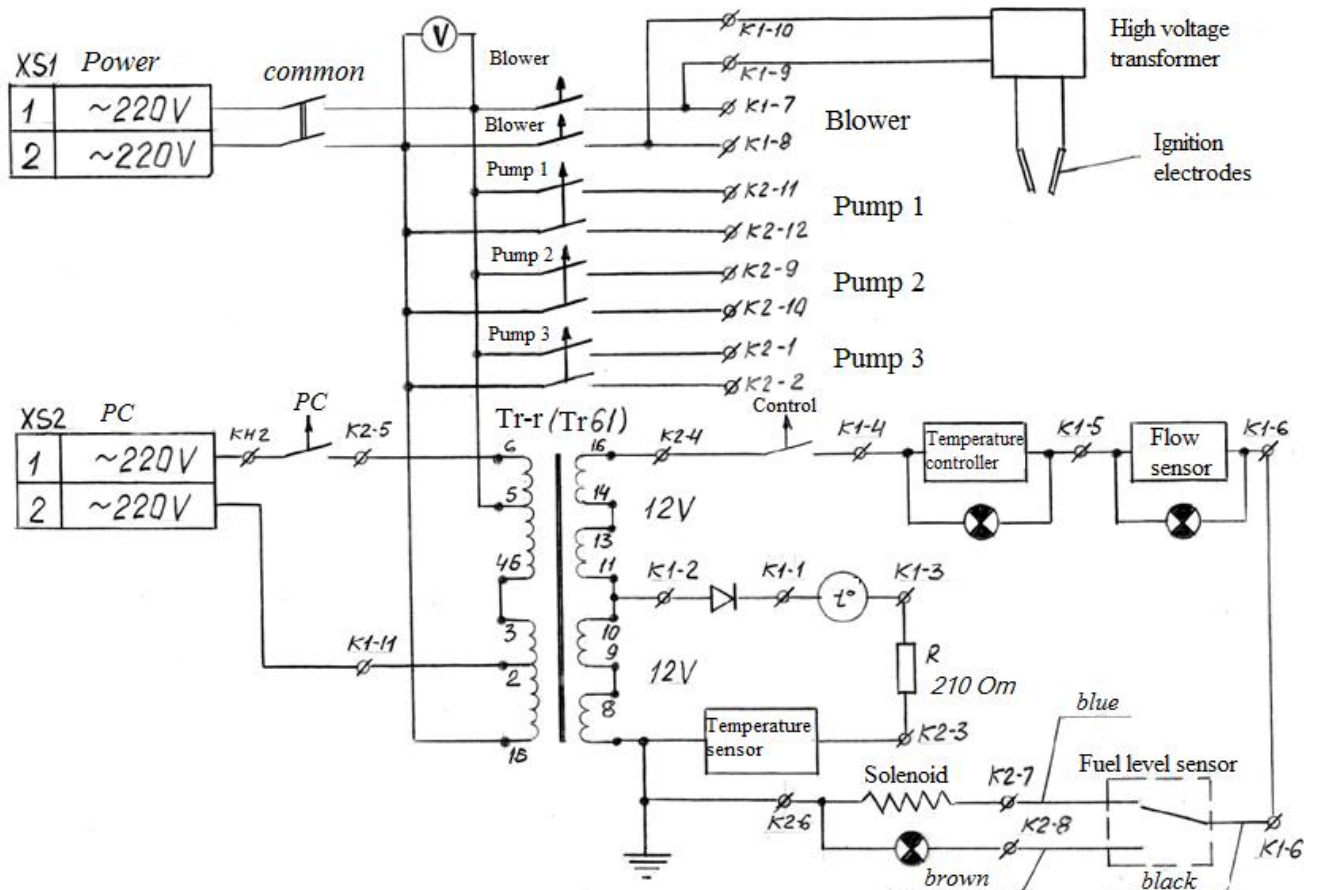


Figure 1.10 – Power supply and control scheme of the UWBL-2

Drilling hose

Drilling hose is designed to supply hot water from the measuring box to the thermodrill, rotate the measuring wheel to record drilling rate and transmit information about pressure and temperature of water in the bottomhole to the recording equipment in the measuring box. Drilling hose is a rubber hose of MBS Universal OF/306 TU 25 brand with thread reinforcement with inner diameter of 10 mm or a hydraulic hose of DIN 1SN brand with inner diameter of 8 and 10 mm. A fluoroplastic tube is laid inside

the hose, in which a stainless wire spiral is placed. Two wires pass inside the spiral to connect the bottomhole water temperature gauge which is in the thermodrill. The upper part of the hose ends with a separator box, the function of which is to separate water and air flows, to accommodate the working water temperature gauges, and also for electrical wires leads.

Schematically, the unit for separating water and air flows of the separation box is shown in Figure 1.11. From hose 1 of the measuring box, hot water is supplied to water cavity of housing 2, from which it enters drilling hose 3. Fluoroplastic tube 4 passes into air cavity of the housing and is sealed with a rubber cuff 5. Air is supplied through tube 6 for measuring and recording pressure; wires 8 pass through gland 7 for recording temperature.

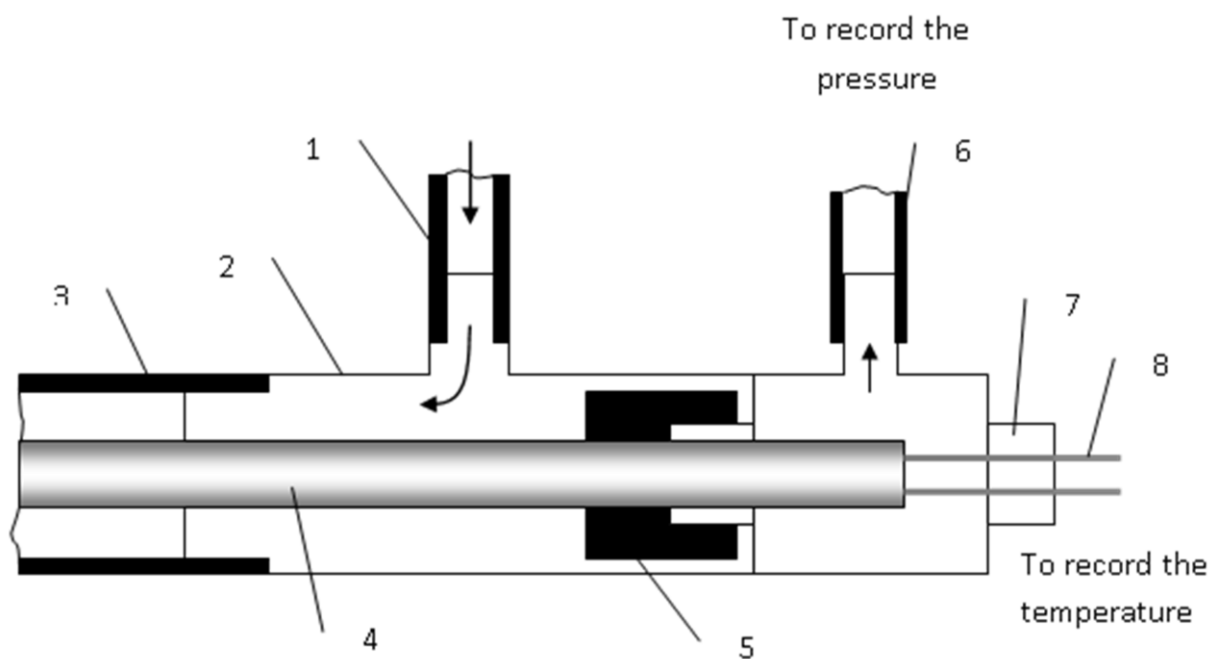


Figure 1.11 - Diagram of the node for separating water and air flows of the separation box of the drilling hose

- | | |
|----------------------|------------------------------|
| 1 Inlet hose | 5 Rubber cuff |
| 2 Casing | 6 Rubber air tube |
| 3 Drilling hose | 7 Stuffing-box |
| 4 Fluoroplastic tube | 8 Temperature recording wire |

Thermal drill

Thermodrill is designed for hot water drilling of boreholes in ice with measurement of water temperature and pressure in the bottomhole and transferring their values to computer for recording. Water thermodrill is schematically shown in Figure 1.12. Thermodrill consists of thermodrill bit 1 mounted on the lower part of housing 2. Tube 3 is installed in the housing, the cavity of which is separated from the housing cavity and communicates with the borehole. Spacer 4 is mounted in the upper part of the housing for the convenience of attaching fluoroplastic tube 5 and sealing it with a rubber cuff 6. Wires 7 are laid in tube 3, coming out of tube 5 to temperature gauge 8. Drilling hose 9 is connected to choke 10 inserted into spacer and sealed in it with rubber rings. Union nut 11 attaches choke to spacer.

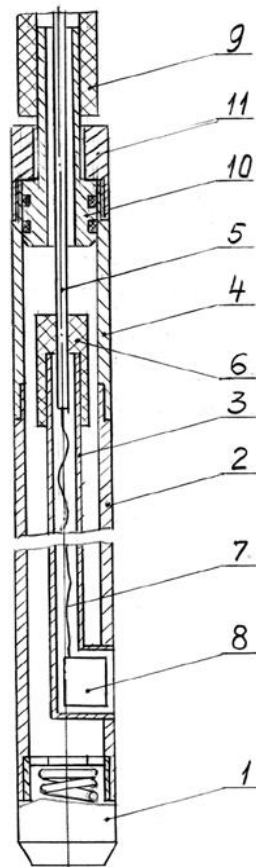


Figure 1.12 – Scheme of thermal drill

1 Drill bit	4 Baffle fin	7 Cable	9 Drilling hose
2 Casing	5 Fluoroplastic tube	8 Temperature sensor	10 Fitting
3 Tube	6 Rubber cuff		11 Nut

Drilling is carried out with hot water supply to the thermodrill housing. Jets of water emerging from the bit form a bottomhole in ice, a mixture of waste and melt water goes up and melts the borehole wall. As the drill deepens, water pressure at the bottom increases and compresses air in tube 3. This pressure is transmitted through tube 5 to the Motorola pressure sensor MPX-5050DP for computer recording. Temperature gauge (microthermistor) is connected by wires laid in tube 5 to the electronics unit in the measuring box.

Use of UVBL rig for drilling ice ridges dramatically increased the amount of information received. Manual processing of such volumes of initial data does not ensure timely submission of preliminary materials for their further analysis and processing. Transition to semi-automatic processing of initial data requires a reduction in the scattering of drilling rate, which can be achieved by improving the design of drill bits. Three versions of thermal drilling bits were tested on specially prepared model ice.

The following equipment was used in the tests:

- water thermal ice drilling UVBL unit;
- electric and water thermodrills with interchangeable bits of three modifications;
- manual annular drill;
- thermometers for measuring temperature of air, ice, and water.

Tests were conducted in the AARI ice basin from 25.04.07 to 8.05.07. The task of preparing the research included creation of various models of ice features with different structures and characteristics in order to identify changes in drilling rate depending on physicommechanical characteristics of ice. As a result, an ice polygon of layered ice 5×7 m in size and 0.42...0.75 m thick was prepared (Figure 1.13a), on which 30 areas with model ice of different structure and properties were located as well as a separate laboratory ridged feature. To accelerate its freezing, ice plates cut from single-layer ice were put in the lower part and on top of ice fragments.

Ice cores of different length were drilled out on the prepared layered ice massif with annular drill 220 mm in diameter, and the forming boreholes were filled with ice, ice chips and shavings with different fractional composition. Thus, a semblance of frozen frazil slush was created which is very common in natural ice breccia fields and

ice ridges (Figure 1.13b). Main differences in ice in these boreholes were associated with formation of their upper layer. Four main types formed: when the entire frozen frazil slush layer remained open for freezing, it was covered with small ice fragments, an ice plate 14–15 cm thick, or a fragment of ice core.

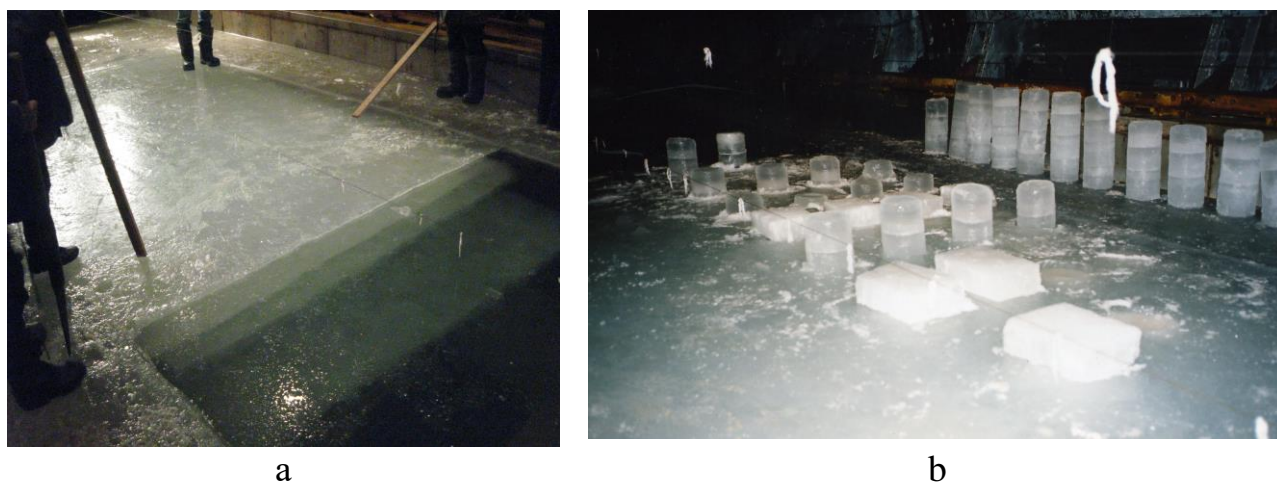


Figure 1.13 – Rafted laboratory ice in the AARI ice tank (a) and preparation of laboratory water-sludge ice (b)

To create air gaps in the other part of the boreholes, plastic containers were installed on lower rafts either in the form of hollow cylinders, or with a layer of fresh ice. However, these air voids in the simulated ice turned out to be small in size due to intense infiltration of water from the basin through the rafts.

Layerwise density values of layered congelation ice were typical for the period of its formation which corresponds to the values of 900–902 kg/m³. At the same time, the value of the latter corresponded to freezing point of water in the basin with a salinity of 13.6‰. Freshened ice usually forms in water with such salinity, the salinity of such ice, depending on freezing temperature, varies slightly and, as a rule, does not exceed 2.0‰. Density of fresh ice reached 910–912 kg/m³, while in layers of frozen frazil slush its value varied within 860–870 kg/m³. By the beginning of experiments, the basin was thawed, therefore, at a practically uniform vertical distribution of temperature and salinity of ice, density values of different ice layers acquired a decisive influence on the thermodrill penetration rate.

Ice drilling was carried out alternately with an electric drill and three types of water drill bits in all typical boreholes of the ice test site and a model of a ridged feature. Table 1.3 shows specifications of bits. During drilling, temperature and pressure of water supplied to the drill were recorded and maintained constant, and air temperature in the basin was also controlled. A total of 53 drillings were performed with rate recorded on the computer.

Table 1.3 – Main technical characteristics of water drill bits

Technical characteristics of the drill bit	Bit 1	Bit 2	Bit 3
Number of nozzles	18	30	18
Nozzle size, mm	1×0.4	0.8×0.2	1×0.5
Angle of divergence of the jets, deg.	50	60	45
Size of the central hole, mm	-	1.7	-
Outer diameter, mm	21	24	21
The total cross-sectional area of the nozzles, cm ²	0.082	0.042	0.09
Water consumption at a pressure of 8.5 kg/cm ² , l/min	7.0	7.5	8.5

Drilling rate graphs reflected the features of ice drilling with a bit of a certain modification and made it possible to numerically express their characteristics. For each type of bit, the rate and smoothness of the bit were determined when drilling all types of model ice. Results of bit tests on different ice are shown in Table 1.4.

They show that higher drilling rates and standard deviations of drilling rate from the mean value are recorded for bit No.3; lower ones, for bit No.2, and average ones, for bit No.1. These bits differ from each other in the number and size of grooves and divergence angle of produced water jets (Table 1.3). It should be noted that these differences in drilling rates are most pronounced when drilling inhomogeneous frozen frazil slush. Such ice occurs, as a rule, in voids of the CL, ice ridge keel, and collapsing melting ice. Uneven drilling rate in these areas makes semi-automatic processing of

Table 1.4 – Test results of crowns on ice of different types

Polygon line No.	Bit Number	Drilling Parameter	Type of model ice				
			Upper plate	Frozen debris	Frozen debris with shuga	Shuga	The lower plate of the ridged formation
2	1	PR, cm/s	-	4.21	3.4	5.72	-
		MPRD, cm/s	-	7.15	8.6	10.0	-
	2	PR, cm/s	-	2.1	1.9	2.15	-
		MPRD, cm/s	-	3.0	3.5	4.5	-
	3	PR, cm/s	-	3.5	3.2	5.7	-
		MPRD, cm/s	-	17.2	14.3	14.3	-
	Electric thermal drill	PR, cm/s	-	0.4	0.3	0.51	-
		MPRD, cm/s	-	0.45	0.4	0.71	-
5	1	PR, cm/s	4.72	-	-	6.0	-
		MPRD, cm/s	12	-	-	14	-
	2	PR, cm/s	4.13	-	-	3.39	-
		MPRD, cm/s	9.44	-	-	9.44	-
	3	PR, cm/s	4.72	-	-	5.9	-
		MPRD, cm/s	33.0	-	-	30.6	-
Ice ridged feature	1	PR, cm/s	3.32	-	4.15	-	-
		MPRD, cm/s	4.62	-	13.20	-	-
	2	PR, cm/s	3.32	-	4.5	-	5.0
		MPRD, cm/s	10.8	-	20.0	-	13.3
	3	PR, cm/s	6.64	-	8.3	-	-
		MPRD, cm/s	21.0	-	29.8	-	-

PR – penetration rate, MPRD – maximum penetration rate deviation.

records difficult. To ensure an acceptable drilling rate and uniform movement of the drill, it is necessary to design either a universal bit for drilling on ice ridges of all types, or two bits, one of which is designed for drilling cold ice ridges with a large CL, the other one for drilling collapsing ice ridges with a large amount of shuga and ice fragments.

Analysis of the test results showed that when drilling melting ice, it is advisable to use a bit with many grooves and a large jet divergence angle, and when drilling close-pack frozen ice, a more productive bit with a small jet divergence angle ensuring a high drilling rate. As a result of the work, the dependences of drilling rate and uniformity of the drill stroke on the number of grooves in the bit and on the angle of divergence of the jets were obtained. They were the initial data for further upgrading the design of bits to improve their specifications. This made it possible to develop a new type of bit [59], which, along with sufficient drilling rate, ensures its minimum fluctuations, which, in turn, will make it possible to automate processing of drilling records in future. The scheme of the drill bit of water thermodrill and the configuration of water jets are shown in Figure 1.14. If the task is not smooth running of the thermodrill, but drilling rate, then an elongated parabolic drill bit is used, in which a mechanism is implemented to cut off water flow at the time when the bit toe enters the void [56]. In this case, ice is melted by the side walls of the bit. This function of the bit ensures that the boundaries of voids are fixed by jumps on water pressure records in the system.

Measuring box

Measuring box is intended for recording drilling parameters and contains an absolute-type angular displacement sensor (LIR-DA158) with report rate 100 Hz, which measures rotation angle of the measuring wheel, temperature gauge (thermistor) of water supplied to the drilling hose, a block for receiving and recording information from sensors (logger), autonomous power supply unit based on frost-resistant Li-ion (Li-polymer) battery with discharge control and a possibility of charging in the unit. The logger is made using microcontroller technology and provides for reception, recording and primary processing of data from the temperature gauge and the LIR sensor about the rate of water thermodrill in the ice borehole and the temperature of

fluid used for drilling as well as the accumulation of processed data on the built-in non-volatile memory card and their online transmission to an external computing device (tablet). It operates in three modes: "WAITING", "MEASURING" and "READING DATA". The logger is equipped with a digital indicator board mounted on the top cover

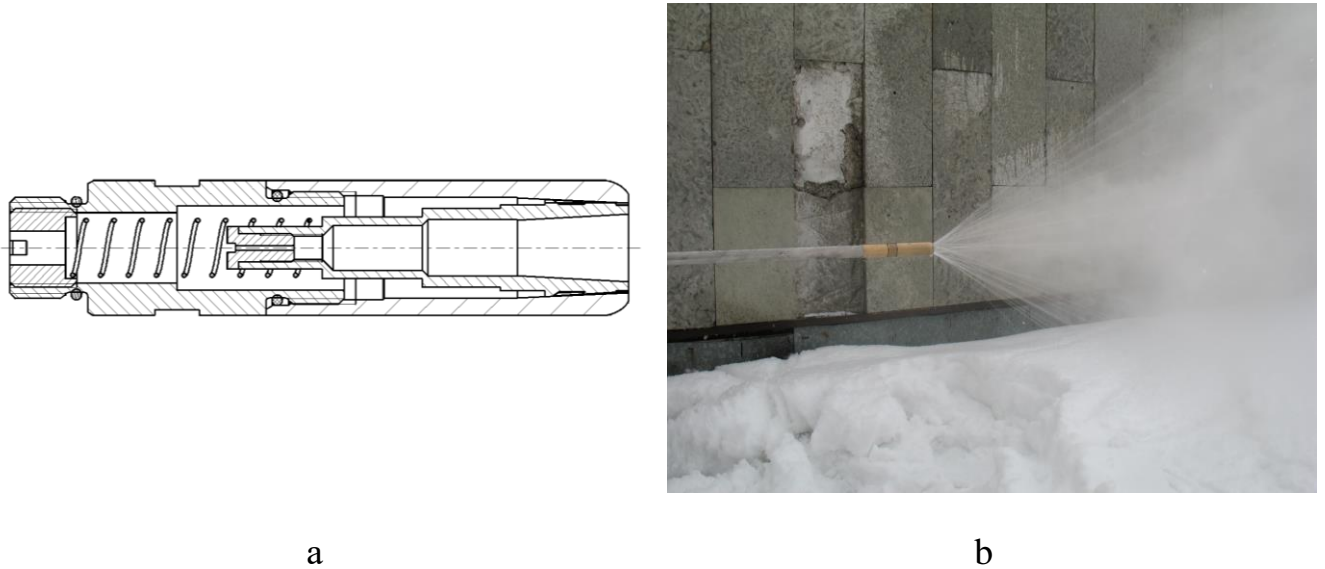


Figure 1.14 – The scheme of the drill crown of the water thermal drill (a) and the configuration of the water jets (b)

of the device. The display shows information about time, battery voltage, data on the drill depth and one of drilling parameters, in particular, drilling fluid temperature. The logger has a time date timer with a possibility of pre-setting to synchronize the start and end of the drilling cycle. All measuring channels of the logger are protected against static electricity, and analog channels also have a low-pass filter with $f_{\text{cut}} \leq 10$ Hz. All the equipment is in a portable box protected from water ingress, made of aluminium alloy, and consisting of two compartments. The box scheme is shown in Figure 1.15. Logger 1 and LIR sensor 2 are in the upper compartment with a hinged top cover. Water part of the measuring box is in the lower part of the container and is designed to accommodate separation box 3 and water fittings. Supply hose 4 is connected to the separation box through valve 5 which shuts off hot water supply to the thermodrill and drilling hose 6. The separation box contains the leads of sensors for water pressure

above the bit, working water temperature and melt water temperature. Branch pipes connecting the supply and drilling hoses and the separation box are laid in such a way as to use hot water supplied to the drilling hose to heat the internal volume of the box at low outside temperature.

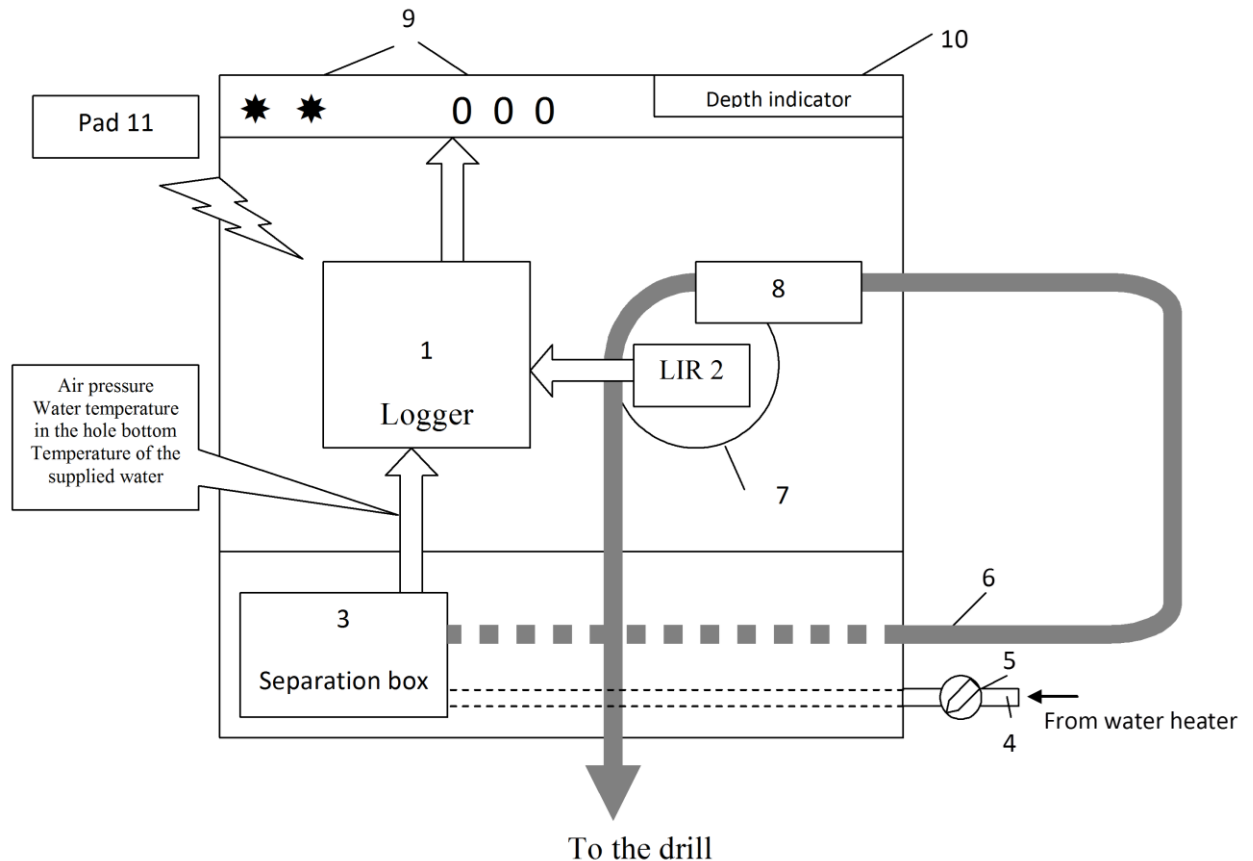


Figure 1.15 – Scheme of measuring box

- | | | |
|-------------------|--------------------|------------------|
| 1. Logger | 5. Shut-off valve | 9. Control panel |
| 2. LIR sensor | 6. Drilling hose | 10. Indicator |
| 3. Separation box | 7. Measuring wheel | 11. Pad |
| 4. Inlet hose | 8. Chute | |

Mechanical assembly for converting linear displacement of the drilling hose into angular displacement of the LIR sensor axis is on the side surface of the box and comprises:

a) impeller 7 with a groove along the rim machined to match the drilling hose diameter;

b) pressure roller placed on a movable lever and providing, with the help of a cylindrical spring, drilling hose hold-down to impeller with a force that excludes drilling hose slipping relative to impeller;

c) damper coupling which ensures transfer of impeller rotation to the axis of the LIR sensor without chatter;

d) guide tray 8 formed by a set of rollers and a screen that ensures drilling hose movement along the impeller groove.

Panel 9 is mounted on the top cover of the box, on which there are buttons for controlling the logger operation, signal lamps reflecting the operating mode of equipment as well as a digital indicator of logger 10. The device can connect a GPS module and record the coordinates of the drilling site at the time of beginning and end of the "MEASUREMENT" mode. The volume of internal memory of the logger is sufficient to store the data from the sensors received during at least eight hours of continuous operation of equipment. The maximum number of recorded files is one hundred. The box contains a structural element in the form of a bayonet, which ensures its stable position on an uneven snow and ice surface. For convenience of carrying, the measuring box is equipped with a non-adjustable strap.

The logger is turned on with a toggle switch. It switches to the "WAITING" mode, in which the indicator displays zero depth, time, battery level, the value of one of pre-set parameters, for example, working water temperature, number of records in memory.

Thermodrill melts a hole to place the bayonet of the box in it. The box is installed at the drilling site, so that it is convenient to work with it and the drilling hose. Drilling hose valve is closed, and thermodrill is placed as vertically as possible on the bottom. By pressing the "START/STOP" button, the logger is switched to the "MEASUREMENT" mode. The valve returns to the open position, and drilling of the borehole starts. During the "MEASUREMENT" mode, the sensors are sequentially sampled: LIR with a frequency of 100 Hz, temperature gauges for working and melt water as well as two backup analog (0–5 V) measuring channels with a frequency of 1 Hz.

The time of touch point of measuring wheel transition from thermodrill housing to drilling cable is marked on the record by pressing the "MARK" button on device cover. Drilling hose is then threaded under the pressure roller of the measuring wheel. Also, if you need to mark a certain event during drilling, pressing the "MARK" button puts a mark on the record. In case of any delay/stop of the drilling process within two seconds, a logger alarm reaction is on.

As soon as drilling of the borehole is completed, the logger, by pressing the "START/STOP" button, is switched to the "WAITING" mode, all information is written to a file and transmitted via Bluetooth to an external device 11 (tablet), where it is processed, and a graph of the drilling rate is displayed on the screen depending on the borehole depth. The logger is ready for drilling the next borehole.

Data is read from the logger via a USB cable to a computer. Entering the calibration coefficients used when converting data from sensors into physical values and determined in advance in laboratory conditions into the logger memory is also carried out from a personal computer via cable.

Initial data file for each drilling point contains four columns of numbers: in the first column – drill immersion depth, in the second – time from the start of recording, in the third – pressure at the bottomhole or temperature of working water at outlet of supply hose, and in the fourth – mark (0 or 1) when the drill plunges to a depth of 5, 10, 15 m, etc., determined by marks on the drilling hose (cable). The record is marked by pressing the button on the measuring box, and any event during drilling can be marked. Record of drilling at one point can consist of several files. One file can contain a record of drilling several points.

1.3.3 Cutting ice with hot water

During field work in a comprehensive study of ridged features for performing the experiments on the strength characteristics of the ice cover, it is required to make ice consoles (keys). Quite often, large thickness of ice does not allow using a saw for this purpose. For a more efficient operation, it was proposed to use the UVBL water heater

complete with modernized water ice cutters [60, 108], earlier designed at the AARI. The unit for water ice drilling complete with water ice cutter is shown in Figure 1.16.



Figure 1.16 – General view of the unit when working with a water ice cutter

The operation of thermal drilling equipment required from the UVBL–2 unit the ability to control the output heat power in a much wider range: from the minimum – when working at one station, to the maximum – when operating ice cutters. To ensure uninterrupted operation of the unit and maintain constant temperature of working water, individual operating modes of the unit were selected for each type of work.

1.4 Experimental verification of thermal drilling rate dependence on physical characteristics of ice, weight of thermodrill and presence of mud inclusions in the ice

1.4.1 Electric thermal drilling

I.A. Zotikov in his book [33] made a theoretical analysis of the main processes that control the thermodrill mode during ice penetration and characterize the conditions in the ice mass both in front of the moving thermodrill, and at the side walls of the borehole. Determination of internal structure of ice ridges and stamukhas by thermal drilling implies the knowledge of dependences of drilling parameters, primarily its rate, on physical characteristics of ice that composes these ice features. To calculate these dependencies, it is necessary to build a mathematical model of contact ice drilling-melting by the heating bit of the thermodrill. Such model of contact melting exists and is considered in detail in [115, 132–133]. The method for calculating the main characteristics of melting drilling for the assigned design parameters of the heating bit is also described there. Working surface of the bit (Figure 1.3) is a surface of rotation around z -axis with a generatrix $\Gamma(r)$, the equation of which is determined by the shape of the bit and is the starting point for calculation. When solving the problem of modelling heat transfer processes, the distribution of heat flow density on the heating bit surface or its temperature is considered to be set. Design of the heating bit of the AARI thermodrill allows assuming that the heat flow is uniformly distributed over the midsection of the heater and on its working surface is proportional to $\frac{dr}{dS}$ value, where S is the length of the generatrix arc.

One of conditions for this theoretical calculation is the constancy of thermophysical characteristics of the melting solid. However, heat capacity of saline ice increases with an increase in its temperature and tends to infinity at melting temperature [66, 208]. Unlike fresh ice, where the heat entering it is used to heat up to melting temperature and then to melt, in saline ice the melting process begins simultaneously with heating. As the temperature of saline ice rises, there are more cells with brine inside ice, their volume increases, and brine concentration decreases due to ice melting.

This process continues until all ice has melted. For a successful application of theoretical calculation to drilling of saline ice, this circumstance is taken into account by the author as follows.

The amount of heat Q_s required to melt a unit mass of saline ice with certain initial temperature is determined by the formula:

$$Q_s = (L - c_i t_i) \left(1 - \frac{\xi}{\alpha t_i} \right) + \frac{\xi (c_w - c_i)}{\alpha} \ln \left(\frac{\xi}{\alpha t_i} \right), \quad (1.5)$$

where L is the specific heat of melting; c_i and c_w are the heat capacity, correspondingly, of pure ice and melted water; ξ is the ice salinity in relative units; $\alpha = -1.8 \cdot 10^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ [208].

Value $(L - c_i t_i)$ is the amount of heat required to melt a unit mass of fresh ice with certain initial temperature t_i . The second term in the formula (1.5) does not exceed 1% of the first one in the range of salinities and temperatures of the ice we studied. Thus, ice salinity, with a small error, is reflected in the heat flow entering the ice by the presence of factor $\left(1 - \frac{\xi}{\alpha t_i} \right)$, the use of which will be reasonable in this calculation.

Therefore, to take into account the salinity of ice, it is sufficient to add factor $\left(1 - \frac{\xi}{\alpha t_i} \right)$ to the corresponding expression in the part of calculation where the amount of heat supplied to the melting surface is determined.

The effect of ice salinity on its thermal conductivity is not so significant, and taking into account the dependence of thermal conductivity on ice salinity does not lead to a noticeable change in parameters of contact melting process (no more than 0.02%). To simplify the calculation, it was decided to consider thermal conductivity to be constant. Temperature dependence of dynamic viscosity coefficient of the melt is approximated by a polynomial [40, 79]. For sea ice, melt viscosity practically does not differ from fresh water viscosity [79].

These experiments were conducted using electric thermal drilling with computer recording of the penetration rate (Figure 1.1). To study the dependence of drilling rate on the weight of thermodrill during the experiments, weighting agents were hung on its upper part, as a result of which the weight of drill took discrete values: 2.1, 2.6, 3.25 and 4.35 kg.

The following ice samples were prepared at the “Ladoga” field base:

- laboratory ice with salinity from 2 to 7‰;
- single crystal;
- natural freshwater lake ice.

All ice samples were kept at temperatures from 0 to -11 °C.

Experiment was realised using the following procedure. The required power supplied to the thermodrill was set on the control panel, and the weight of the drill was selected using the weighting agent. An ice sample was taken out of the refrigeration chamber (thermostat) and placed on a special stand. Thermodrill was lowered onto it, power was applied, and the sample was drilled at a rate recorded on a computer. Sample weight and overall dimensions were preliminarily measured to determine its density. Temperature of the sample corresponded to the temperature of refrigerator compartment. Supplied power (voltage and current), weight of drill, and temperature of ice were recorded in the work log. Each experiment was correlated with a corresponding rate record file.

A total of 145 drilling rate records were made, of which 58 were on saline ice, 54 on single crystal, and 33 on fresh ice. Figure 1.17 shows an example of recording drilling rate of an ice sample depending on depth. When processing rate records, it was considered that heating of the heating bit of thermodrill occurred gradually, drill immersion rate increased to a certain value, after which drilling mode became quasi-stationary. The rate attained by the drill in this area was averaged, and this rate value was used in further analysis.

As noted above, the amount of heat released in the heating bit of thermodrill per unit of time, i.e., thermal power, is divided into two flows: the main thermal power P_T is

directed to the toe and is used for heating and melting ice (Figure 1.3b). The rest of thermal power P_S is dissipated through the side wall of the bit into the surrounding air or melt water. The ratio of thermal power P_T to total thermal power gives the efficiency of the bit:

$$K = P_T / (P_T + P_S). \quad (1.6)$$

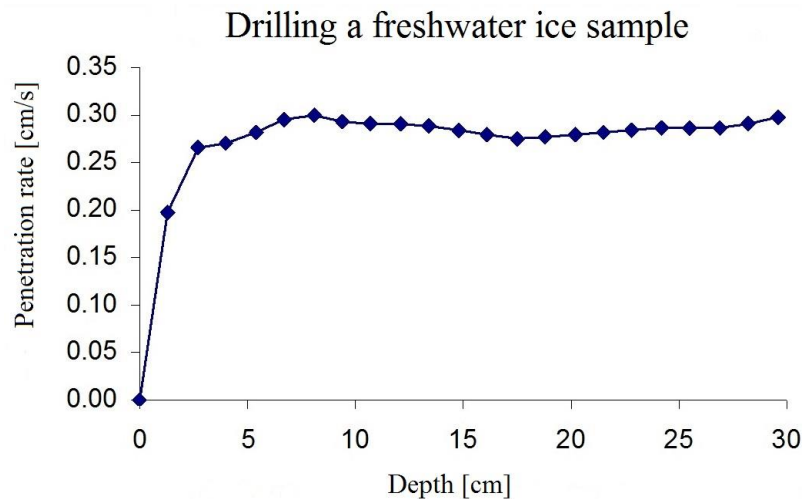


Figure 1.17 – An example of recording the penetration rate
Power is 1380 W, ice temperature $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$

Since K value for the heating bit used by us is unknown, and in the general case, it may depend not only on design features of the bit, but also on other factors, serious attention was paid to the study of K . For this, a numerical experiment was conducted as follows. For each rate value obtained as a result of drilling an ice sample, a calculation was made of the power required to achieve this rate taking into account the weight of drill, the shape of the working surface of the bit and the following ice characteristics: temperature, salinity, density, specific content of air bubbles. Thermophysical characteristics of ice and melt were taken from the publications [36, 66, 78, 178]. Ratio of the calculated power to the power actually supplied to the bit was taken as K coefficient. Thus, as a result of numerical experiment, an array of K values was obtained for the selected bit depending on all the above parameters, plus depending on the actual applied power, drilling rate, calculated temperatures, and thickness of melt water film between the bit and ice.

Distribution of heat flows from the heating element to the working surface of the bit and its side surface is determined by its design, and, to some extent, by the temperature of liquid flowing over these surfaces. In this case, this is the melt between the working surface and ice and melt in the borehole. Correlation coefficient of power supplied to the bit and melt temperature is 0.85, i.e., melt temperature under the bit is determined mainly by the power. The greater the weight of the drill, the weaker the effect of power on melt temperature. This is explained by the fact that an increase in drill weight leads to a decreasing melt film thickness under the bit and, accordingly, to a better heat transfer from the bit to ice and a decrease in melt temperature. It should also be noted that as the ice temperature drops, the average flow temperature of melt, i.e., melt film averaged over the cross section at the edge of the bit decreases. This dependence is the more pronounced, the greater the drill weight.

Having analysed the dependence of K on power for three ranges of ice temperatures ($0\dots-4$ °C, $-5\dots-7$ °C, $-9\dots-11$ °C), it can be noted that it is determined by the points that correspond to colder ice. The most pronounced dependence of the efficiency on power is recorded at ice temperature $-9\dots-11$ °C. At higher ice temperatures, this dependence is hardly noticeable. At high ice temperatures, K coefficient is determined by melt temperature. At lower ice temperatures, heat removal from the side surface of the bit begins to affect. The colder the ice, the faster melt water formed during drilling and washing the bit cools, and the more efficiently heat is removed from the side surface of the bit.

For the practical application of K coefficient in further calculations, it was decided to approximate the dependences of K on power by straight lines in three above-mentioned temperature ranges.

Dependences of drilling rate on power supplied to the thermodrill were calculated taking into account K dependencies on power and compared with experimental data. An example of such a comparison for saline ice at temperature -3 °C and drill weight 3.25 kg is shown in Figure 1.18. Measured values of drilling rate are shown as dots, the calculated curve is shown as a solid line. For comparison, dotted lines indicate the calculated curves: the upper one is for drill weight 2.6 kg and the lower one, for 2.1 kg.

As calculations show and experiments confirm, drill weight does not have a noticeable effect on drilling rate. Its influence is strong at small drill weights, less than 1 kg. But even with a drill weight of 2.1 kg or more, the greater the weight, the thinner the melt layer and the better heat transfer from the bit surface to ice and, hence, the higher the drilling rate.

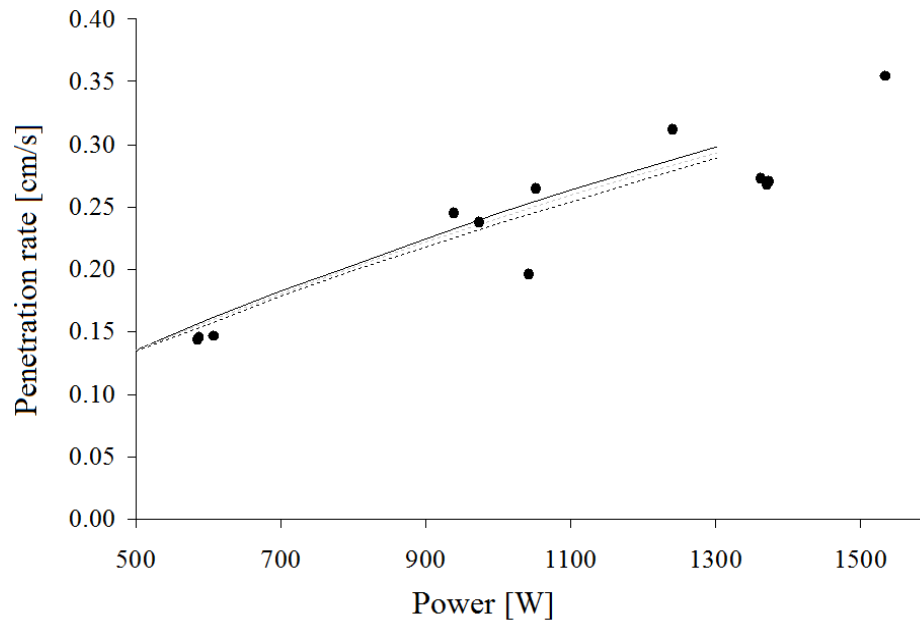


Figure 1.18 – Dependence of penetration rate versus supplied electrical power

Ice salinity 2.7‰ at a temperature of $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$. The measured values of the drilling penetration rate are plotted with dots and the calculated curve is indicated by a solid line. For comparison, the dotted lines indicate the calculated curves: the upper one is for the weight of the drill 2.6 kg and the lower one is for 2.1 kg

Calculations showed that a relative share of thermal energy dissipated in the solid phase decreases with growing melting rate and diminishing elongation parameter, i.e., the ratio of bit height and diameter [115]. For melting rates corresponding to ice and the AARI thermodrill bit elongation parameter equal to $1/7$, the share of dissipated thermal energy becomes negligible.

Influence of ice temperature on drilling rate was studied on an ice single crystal to exclude the influence of other ice characteristics. Experiments showed that this effect is low, since the main amount of heat goes to melting, and only a small part goes to

heating ice from initial temperature to melting temperature. In case of ice temperature decrease by 10 °C, drilling rate drops by about 14%. However, in this case, it should be taken into account that the bit efficiency decreases with decreasing ice temperature and, accordingly, less heat is supplied to its working surface. An analysis of this circumstance showed that a decrease in drilling rate associated with lower ice temperature is quite comparable with the proportion of heat distribution during ice melting.

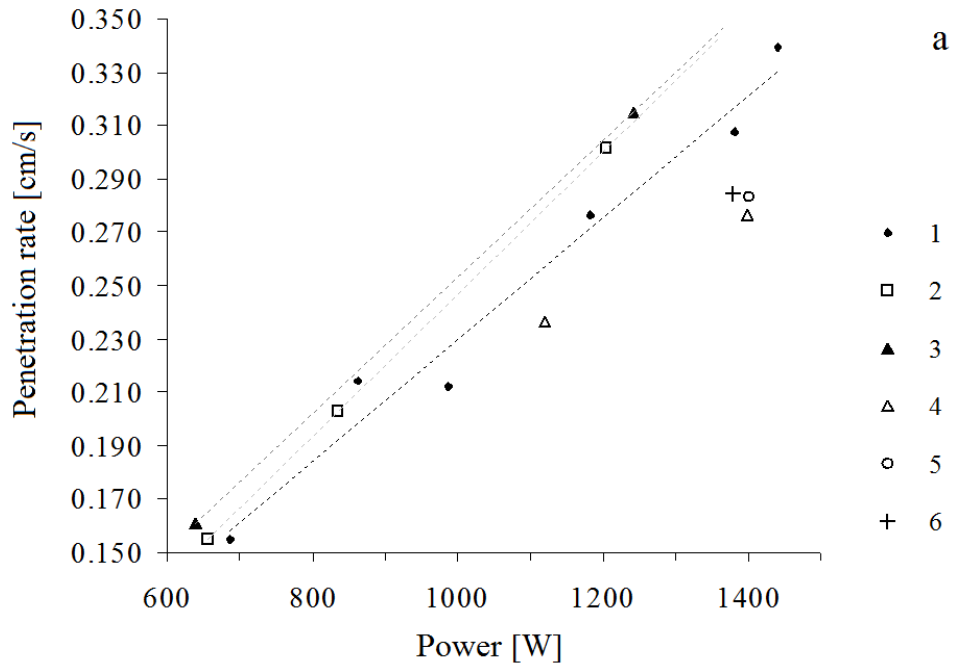
Figure 1.19 illustrates the effect of salinity (a) and ice temperature (b) on electric thermal drilling rate. Drilling rate of saline ice is higher than that of fresh ice in proportion to specific content of cells with brine (see formulas 1.2 and 1.4). Heat flow spreading into fresh ice in front of the heating bit, warms it up to melting point. When drilling saline ice, heat flow warms up the ice, but liquid phase of ice also increases, i.e. ice melting occurs not only at the ice–melt interface, but also inside ice. Approach of the heating bit causes an avalanche-like acceleration of the process. Due to the presence of cells with brine, drilling rate increases compared to fresh ice.

Dependence of reduced drilling rate, i.e. rate per unit of supplied power, on ice density is shown in Figure 1.20. Ice density ρ_i formula (1.2) is expressed as:

$$\rho_i = \rho(1 - a - s) + \rho_w s. \quad (1.7)$$

According to formula (1.4), the law of change in the reduced drilling rate depending on ice density is a power function; however, a small range of density values under consideration does not allow revealing this dependence on the graph. As ice temperature decreases, the effect of ice density on reduced drilling rate grows.

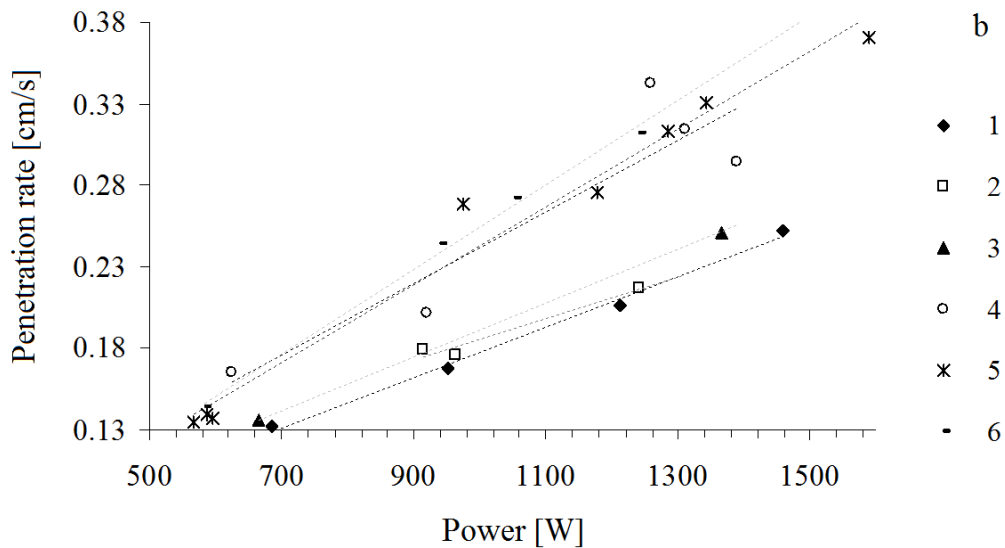
Modifications of the shape of the working surface of the AARI thermodrill bits do not cause any noticeable difference in drilling rate.



a) Ice salinity 7.0‰, ice density 892 kg/m³, ice temperature -6 °C.

For comparison, the values of the penetration rate of freshwater ice of the same density and temperature are given.

1 – 2.1 kg (salt); 2 – 2.6 kg (salt); 3 – 3.25 kg (salt);
 4 – 2.1 kg (fresh); 5 – 2.6 kg (fresh); 6 – 3.25 kg (fresh)



b) Ice salinity 7.4‰, ice density 856 kg/m³, ice temperature -3 °C.

Ice salinity 5.8 ‰, ice density 869 kg/m³, ice temperature -10 °C.

1 – 2.1 kg (-10 °C); 2 – 2.6 kg (-10 °C); 3 – 3.25 kg (-10 °C);
 4 – 2.1 kg (-3 °C); 5 – 2.6 kg (-3 °C); 6 – 3.25 kg (-3 °C)

Figure 1.19 – Experimental dependences of salt ice penetration rate on power at different drill weights

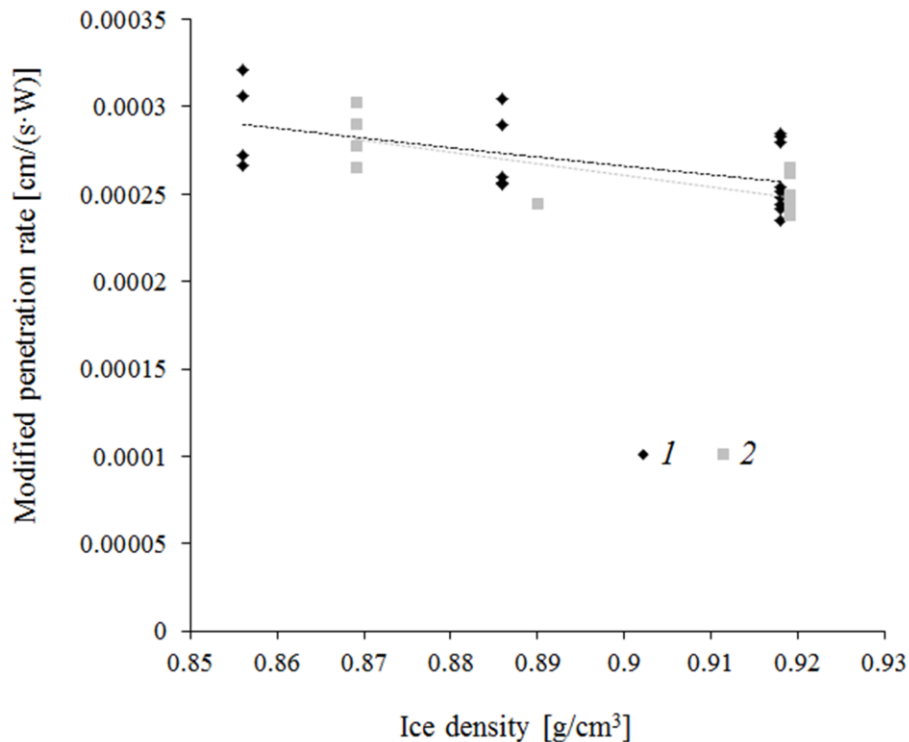


Figure 1.20 – Dependence of modified penetration rate (per power unit) on the ice density

Ice temperature: 1 – 0...–3 °C, 2 – –9...–11 °C.

The obtained numerical estimates are very useful for a more complete understanding of the process of contact ice melting. Knowledge of the influence pattern of drilling parameters (electrical power and drill weight) and physical characteristics of ice on the drilling rate, efficiency of heating bits of a thermodrill make it possible to set the inverse problem more clearly: determining the physical characteristics of ice from drilling rate.

To study the effect of the presence of mineral and organic inclusions in ice on the rate of electric thermal drilling in laboratory conditions, a series of experiments was made. For each experiment, fresh ice samples were prepared as follows. On the upper surface of each sample (of the same size) one of the types of mineral and organic inclusions of equal volume was deposited in a uniform layer. Gravel, sand, fine fraction of sand, clay, and organic matter (algae) were used. The layer thickness ranged from 1 to 3 mm. For better freezing, all inclusions were saturated with water. Pieces of fresh ice were also frozen on top. Thus, after holding samples at temperature –12 °C in the

freezer, they were drilled, and the process of penetrating the mud layer in ice by the electric thermodrill was recorded on a computer.

When the thermodrill reached the mud layer, its rate markedly decreased until it stopped (Figure 1.21). Large particles, especially gravel, being heated by the heating bit, melted into ice, and continued to move ahead of the bit sharply reducing the heat removal from its surface. Melt water boiled up under the bit toe, which was marked by a characteristic noise and vertical vibration of thermodrill. In case when coarse sand or gravel was used as mineral inclusions, vertical vibration amplitude reached 1 mm. Particles of fine sand and clay were quite easily carried away from the bottomhole by melt water, especially when it boiled. Self-cleaning of the bottomhole occurred. In the presence of large particles, self-cleaning of the bottomhole was not complete. Occurrence of algae in ice showed a similar pattern.

Self-cleaning of the bottomhole when thermodrill passes through the mud layers is determined by a possibility of removing mud particles from the bottomhole zone. Melt water boiling up under the bit toe carries away particles of inclusions which later remain in melt water of the borehole as a suspension.

Mud suspension remains in the borehole or goes to the sides if the layer is not inside ice, but at the bottom of a void. In this case, the shape of the working surface of the heating bit is of great importance. A parabolic shape of the heating bit, which is optimal for thermal drilling [115], forms a film of melt water of minimum thickness during drilling, so only the finest particles will be carried away by melt, while larger ones will remain in front of the bit toe worsening heat transfer. Conical shape of the heating bit will be the best one for penetrating mud layers, although its efficiency is less than that of a parabolic bit. Conical bit forms a bottomhole, the shape of which repeats that of the bit, but its walls are flatter, and the width of gap between the bit and ice increases with distance from the bit toe. This allows melt water to carry away from the bottomhole along with fine, also larger particles. When melt water boils up under the bit toe, this process is more efficient. Self-cleaning of the bottomhole is faster if mud inclusions are at the bottom of the void, especially on a flat surface. For example, on the graph in Figure 1.22 at a horizon of 138 cm, the character of a change in immersion

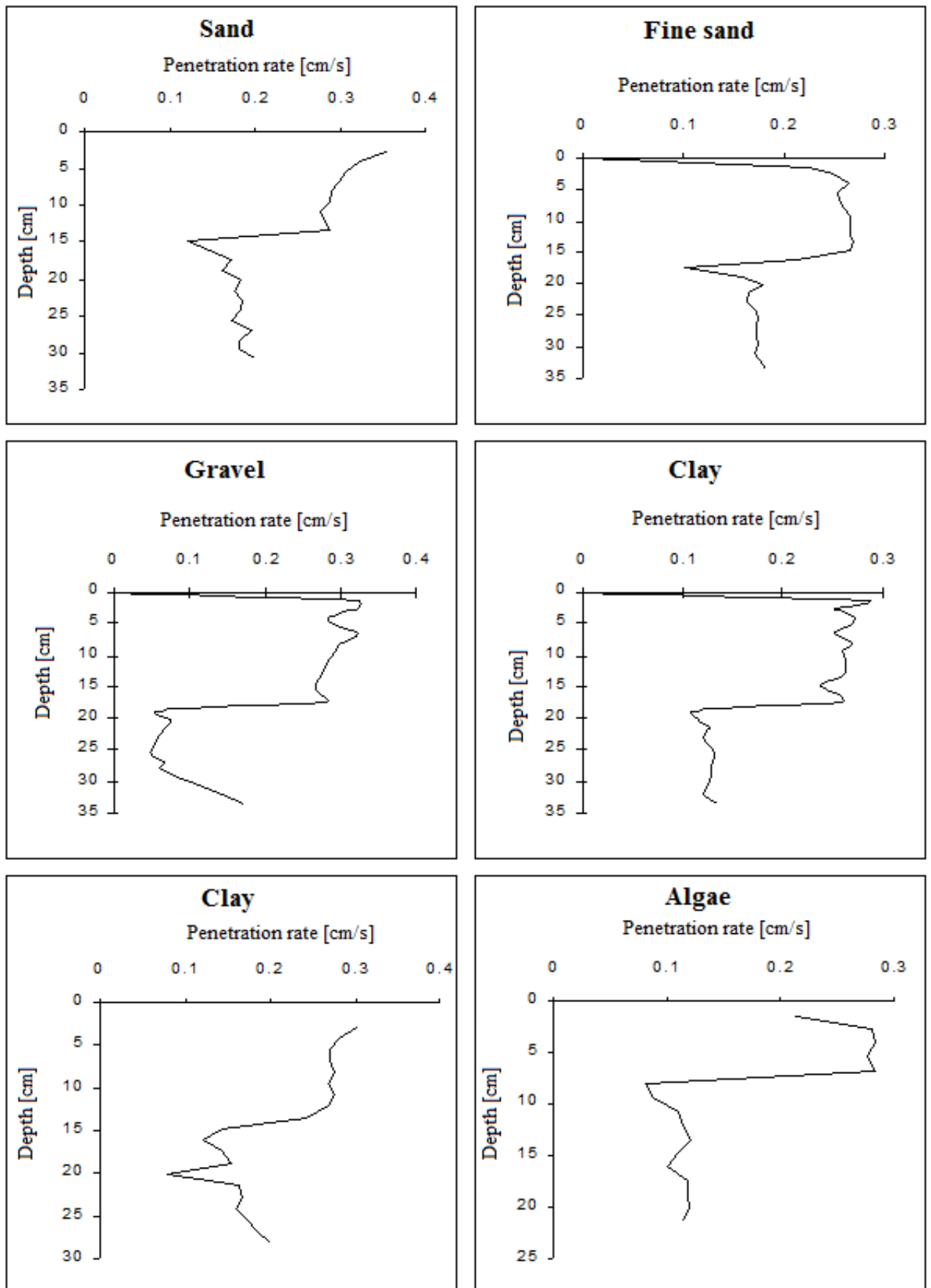


Figure 1.21 – Dependence of the penetration rate of electric thermal drilling on the presence of mineral and organic inclusions in the ice

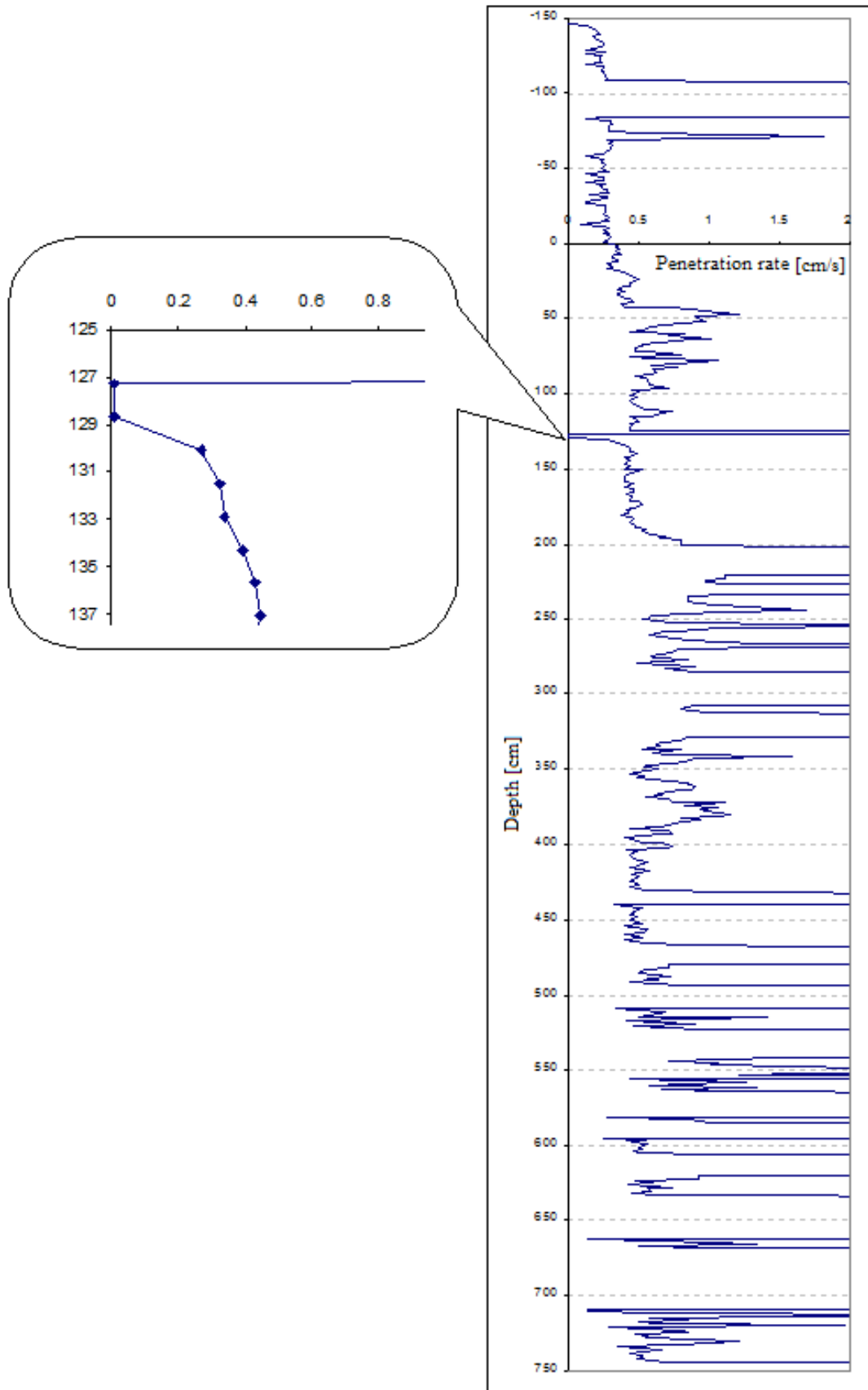


Figure 1.22 – Drill penetration rate of ice ridge in the fast ice on the shelf of Sakhalin in 1998

rate of electric thermodrill indicates the presence of sediment at the bottom of the void. Since the thermodrill rate rather quickly recovered to the average value, apparently, the amount of sediment is small, and it has a highly dispersed structure.

In the case of difficult self-cleaning of the bottomhole, to continue drilling, a series of successive drill rises by 5–10 cm and its lowering to the bottomhole are performed. In this case, active formation of mud suspension occurs, gradual removal of mud from the bottomhole, and drilling rate is restored.

1.4.2 Hot water ice drilling

Experimental work on the study of water drilling rate dependence on physical characteristics of ice was carried out using a unit for drilling ice with hot water (Figures 1.6 and 1.7) at the “Ladoga” field base. The following ice samples were prepared:

- saline laboratory congelation ice;
- saline laboratory frozen frazil slush;
- natural freshwater lake ice.

The experiment was performed as follows. Ice samples were taken out of the refrigeration chamber (thermostat), stacked on top of each other with a small gap, and fixed with a special structure. Thermodrill was lowered onto it, hot water was supplied, and drilling was accomplished with computer recording of the rate. The weight of samples and their overall dimensions were preliminarily measured to determine density. Heat input (temperature and hot water flow) and drill weight were constant.

An example of such a drilling record of three different ice samples is shown in Figure 1.23. Marked increases of rate on the record correspond to thermodrill dips in air gaps. Jumping motion of thermodrill is associated with inhomogeneities in ice. This is especially obvious on frozen frazil slush with many pores filled with air and brine. Despite the fact that the thickness of interlayers between ice samples was the same, length of the thermodrill failure area during transition from frozen frazil slush to congelation ice is noticeably larger than from congelation ice to fresh ice. This is due to the fact that hot water jets penetrate deeper into porous ice, and although the thermodrill

did not yet emerge from ice, the penetrating water jets melt a small hole in the underlying ice sample, thereby increasing the width of free area. The same effect shows up to a lesser extent when the thermodrill passes from congelation ice to freshwater ice. Smoothed drilling rate in frozen frazil slush gradually increases. Apparently, this is due to the process of mechanical destruction of ice under the action of inertia force of thermodrill, which is superimposed on melting. This effect manifested itself when drilling most samples of laboratory ice, especially high porosity ice. In these cases, thermodrill movement becomes smoother, similar to the other extreme case – drilling of fresh solid ice.

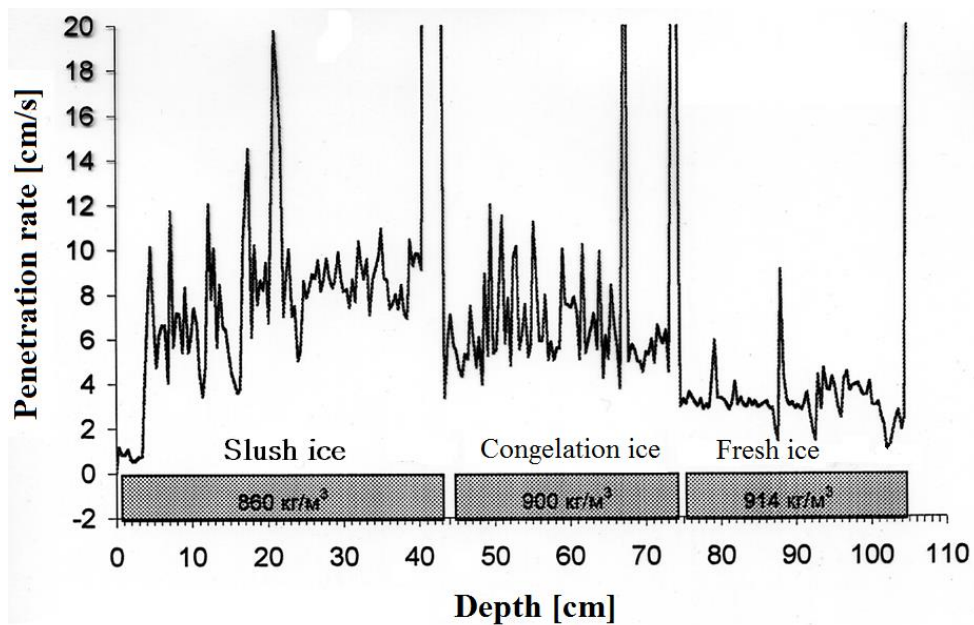


Figure 1.23 – Penetration rate of the hot water drilling of various ice samples

Experiments specially conducted in the AARI ice basin showed that the depth of hole melted by water jets in underlying ice when the drill moves from one ice block to another is significantly less if the gap between them is filled with water.

Figure 1.24 illustrates the effect of ice salinity and density on water drilling rate. As the value of the rate, average values of rate for the sample were taken. Despite a large scatter of points, there is a noticeable difference in drilling rate of saline ice and drilling rate of fresh ice, especially at low ice densities. This is due to the presence of cells with brine in saline ice. It should be borne in mind that drilling rate depends on ice

porosity, and not on physical density. Thus, ice of high salinity with presence of few air inclusions will have a high density, but it will be drilled at a high rate.

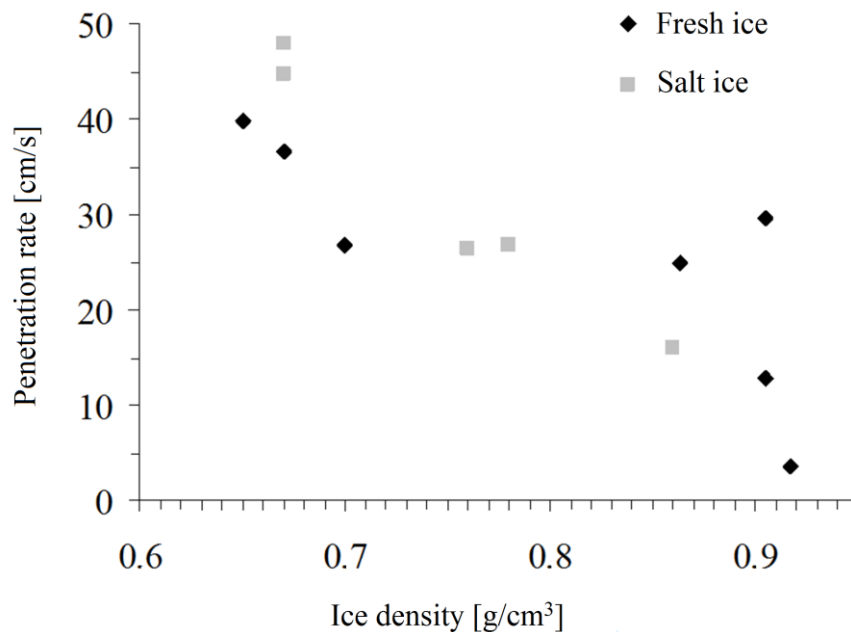


Figure 1.24 – Effect of ice density on the penetration rate of hot water drilling

Temperature of ice does not have a significant effect on water drilling rate. On average, there is a slight decrease in drilling rate of cold ice ($-10\text{ }^{\circ}\text{C}$), but a large scatter of experimental data does not allow drawing more definite conclusions. A possible association of this circumstance with the process of ice melting by hot water jets and formation of a borehole requires a separate theoretical study, which is beyond the scope of this work.

Unfortunately, a gain in water drilling rate as compared with that of electric thermal drilling entails a loss in mobility of water drilling unit.

Conclusions from the first chapter:

1. A method for determining the internal structure of ice ridges using thermal drilling is substantiated.
2. With participation of the author, devices for electric and water drilling of boreholes in ice were developed and implemented, which make it possible to record voids with high accuracy.

3. With participation of the author, units for water and electric thermal drilling of ice with recording of drilling parameters were developed, manufactured, and successfully operated for several years.

Thus, as a result of the accomplished work, the problem of developing special tools and methods that, simultaneously with penetration into a ridged feature, allow obtaining characteristics of its internal structure is solved. A **new class** of engineering tools for thermal drilling is proposed for determining morphometric parameters of geographical objects. The methodology for its use is considered below.

2 METHODOLOGY FOR STUDYING RIDGED FEATURES

2.1 Methodology for studying ice ridges using thermal ice drilling (processing and interpretation of drilling parameters records)

2.1.1 Methodology for processing drill penetration rate records

At the stage of preparing data for further processing, all data are brought into strict compliance with drilling points. If necessary, data from several files are "glued" into one or, conversely, divided into several separate blocks. During drilling, thermodrill sometimes had to be pulled up, and then a monotonous increase in depth is disturbed on the records. Therefore, areas in the records where the thermodrill moved in the opposite direction, i.e., upwards, are cut out. Sometimes, slippages of the drill body relative to the measuring wheel of the transducer can be observed, which is reflected in the record as short-term stops of the drill. Correspondence between the real and recorded depth of the drill is checked using the marks in the record, and, if necessary, the recorded depth is corrected. These operations are carried out manually.

The thermodrilling data processing gives such characteristics as the above-water and under-water parts of the ice cover, the boundaries of the CL of the ice ridge, the boundaries of the voids and the boundaries of ice layers of various porosities.

At present, it is common at the AARI to identify areas of hard ice, loose ice, and voids when determining the internal structure of ice ridges and stamukhas. Loose ice is interpreted as an area filled with small pieces of ice frozen together at points of contact as well as transition of drill from hard ice to a void (cavity).

Definition of voids

Occurrence of ice of different porosity in ice ridges and stamukhas as well as of voids filled with snow, shuga, water or air, in which the movement of thermodrill accelerates markedly, leads to a large spread in the thermodrill penetration rate. This spread is illustrated by histograms in Figures 2.1 and 2.2.

Double-modality of distribution signifies that the histogram represents two different processes. The first peak describes the drill movement through ice, while the second one, which is significantly extended, describes the free fall of drill within a void and air layers between the ice pieces that make up the ice ridge. As the minimum of the

histogram has a slightly sloping character within the interval between these processes, it is difficult to determine the boundary penetration rate of ice–void transition. Apparently, we should take the rate corresponding to histogram minimum between the modes and, henceforward, exclude from examination all rates exceeding this minimum. In this example, 99% of all residuary rate values are less than 2.54 cm/s. Thus we can accept this rate value as boundary one, and assume that drill rate exceeding 2.54 cm/s means the drill falls into a void or into a sea water beneath the ice. The zones with drill rate more than 2.54 cm/s are identified as voids.

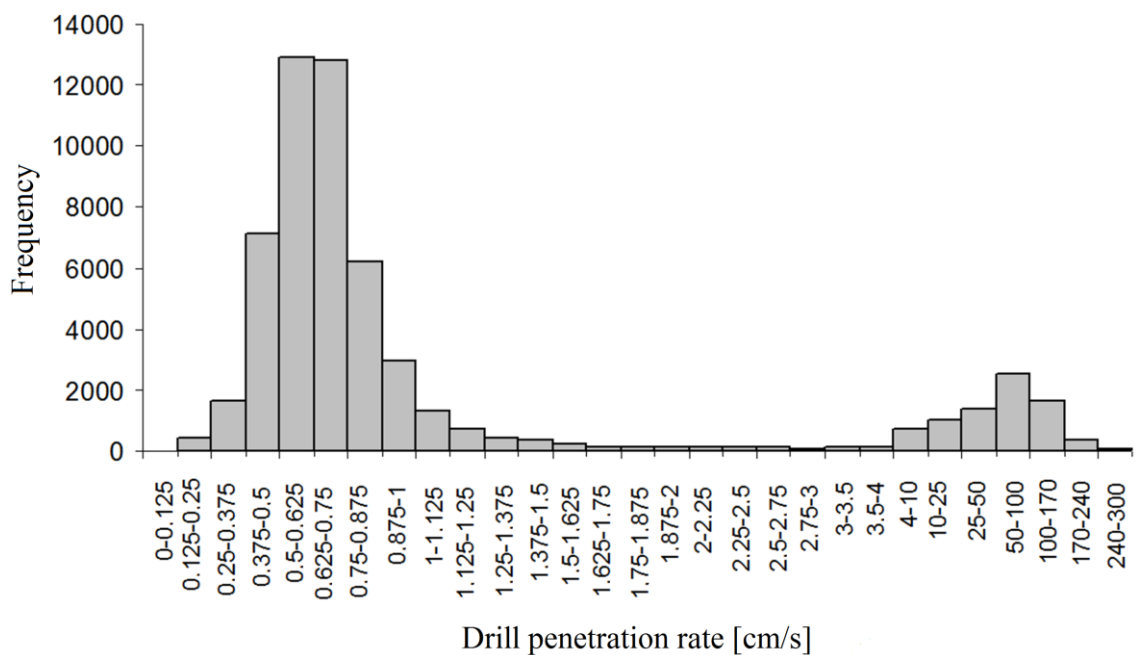


Figure 2.1 – Distribution of the penetration rates of an electric thermal drill (according to the results of drilling ice ridges of the Pechora Sea in 1999)

This criterion works quite well when processing the records of electric thermal drilling, in which drill penetration rate in ice lies within a rather narrow range – to 2–2.5 cm/s. Processing of records using this criterion is simple, so it can be applied to water drilling as well. However, in case of water drilling, there is a problem of determining this limiting penetration rate value; when it is exceeded, it can be presumed that the drill passes from ice into a void.

As can be seen from Figure 2.2, it is difficult to indicate definitely the boundary rate of water drill transition from ice into a void. However, the choice of boundary rate

determines how correctly the ice ridge porosity will be determined. Figure 2.3 shows examples of depth distribution of ice ridge porosity calculated with different values of boundary rate. Average porosity determined from these distributions is 27% for boundary rate 7 cm/s and 10% for 35 cm/s.

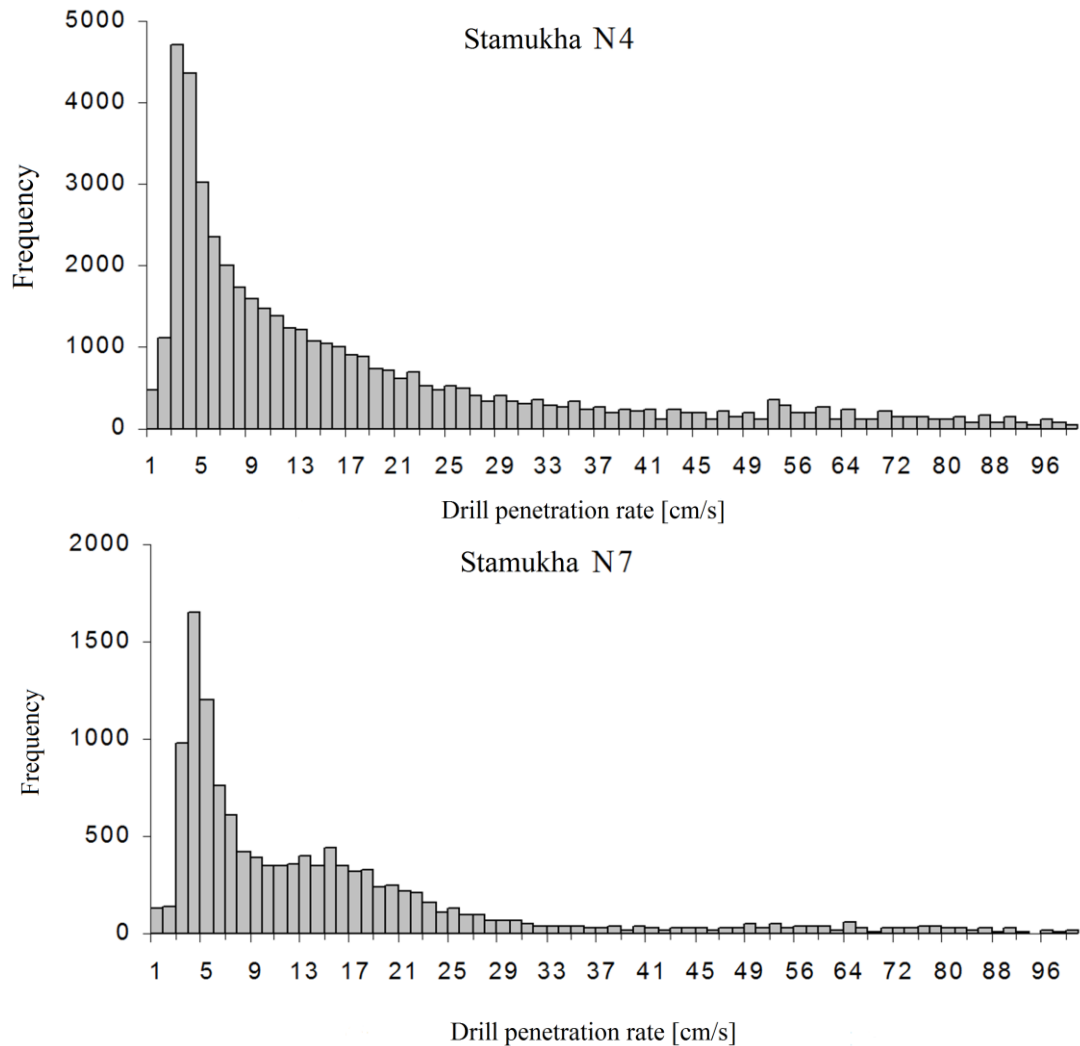


Figure 2.2 – Histogram of penetration rate distribution during hot water drilling

Figure 2.4 shows ice ridge porosity calculated from drilling records depending on the value of boundary rate using the data obtained in the Caspian Sea in 2008 as an example.

A numerical experiment was carried out in which ice ridge porosity was calculated at different values of boundary rate. Results of the experiment are illustrated in Figure 2.5. The Figure shows the difference in results of applying the boundary rate criterion for different drilling methods. For electric thermal drilling, this criterion is

justified, because in fact, if boundary rate above a certain limit value is chosen (for example, 1.5 cm/s), then the calculated ice ridge porosity will practically not depend on the value of boundary rate. This suggests that the calculated porosity is close to the true ice ridge porosity. Quite a different picture is recorded for water drilling. Slope of dependence of calculated porosity changes slightly with a change in the value of boundary rate. Therefore, it is not possible to choose such a limiting value of rate, above which the calculated porosity would not depend on the value of boundary rate.

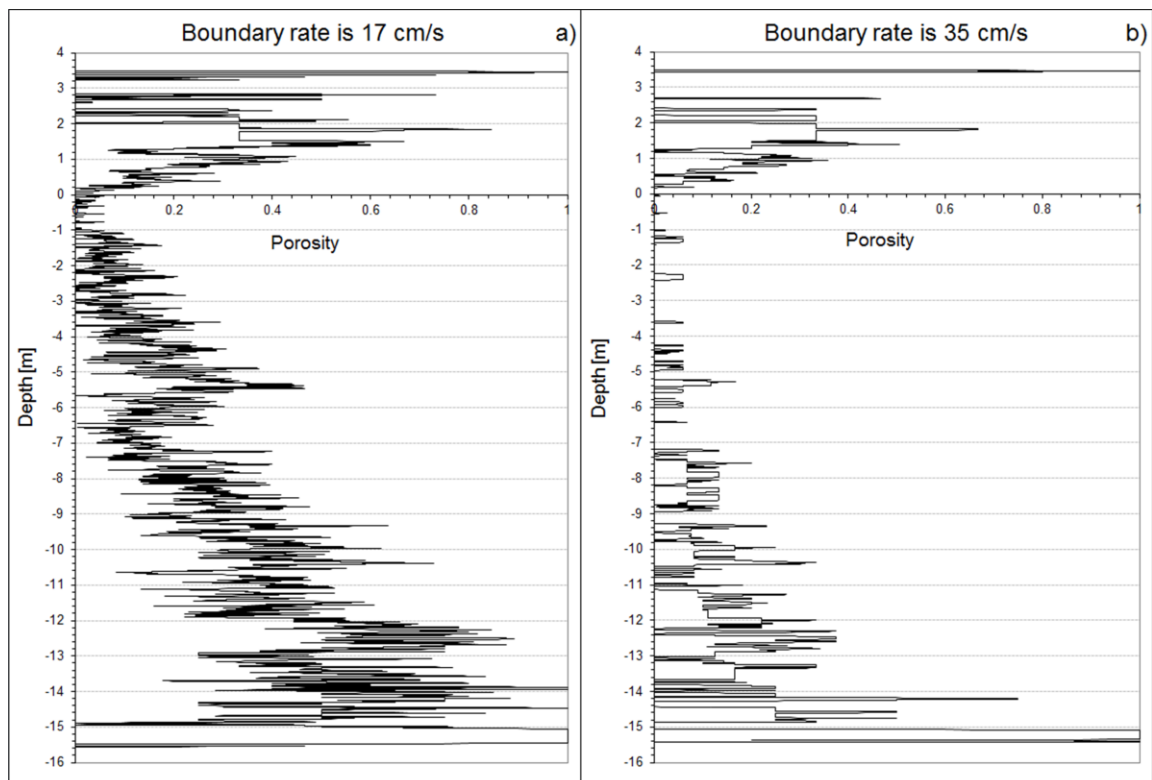


Figure 2.3 – Distribution of the ice ridge porosity in depth, calculated by the criterion of the boundary rate of the voids, equal to: a) 17 cm/s, b) 35 cm/s

Thus, the boundary rate criterion successfully used for electric thermal drilling does not work in case of water drilling. In this case, it is more efficient to apply the drill acceleration criterion. When the drill enters a void, its penetration rate starts to increase evenly. However, due to the presence of a drilling cable (hose) as well as resistance of the medium, acceleration of the drill is less than the acceleration of free fall. Thus, there are areas on the rate graph where acceleration of the drill is positive and is greater than a certain specified value over a long area, the length of which is determined by resolution

of the drill bit. These are areas of drill acceleration, i.e., falling into a void. The lower boundary of void is determined by the abrupt drill deceleration. Figure 2.6 shows an example of highlighting areas of continuous acceleration of the drill on records of water drilling, and, thus, the boundaries of voids.

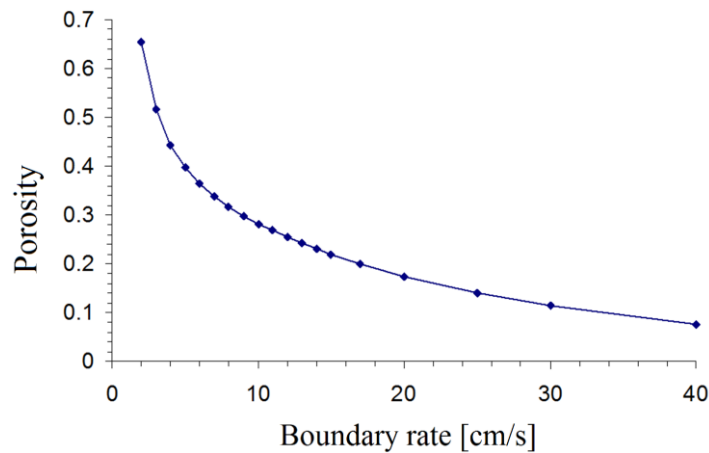


Figure 2.4 – Dependence of the porosity of the ice ridge on the boundary rate calculated from the records of hot water drilling

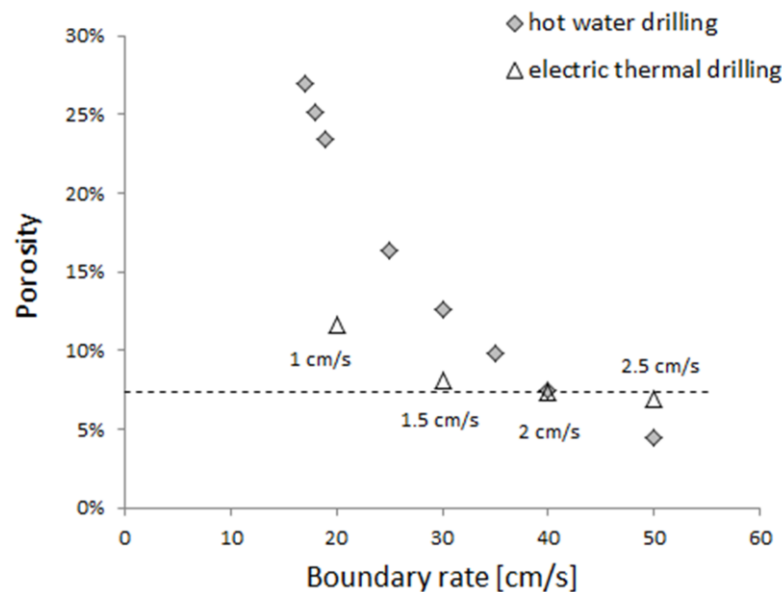


Figure 2.5 – Dependence of the calculated porosity of the ice ridge on the choice of the boundary rate value

For comparison, porosity values calculated for different boundary velocities during electric thermal drilling are plotted (values of boundary velocities are given under the symbols). Dotted line shows the porosity calculated from the data of electric thermal drilling for boundary rate of 2 cm/s. Its value is 7%

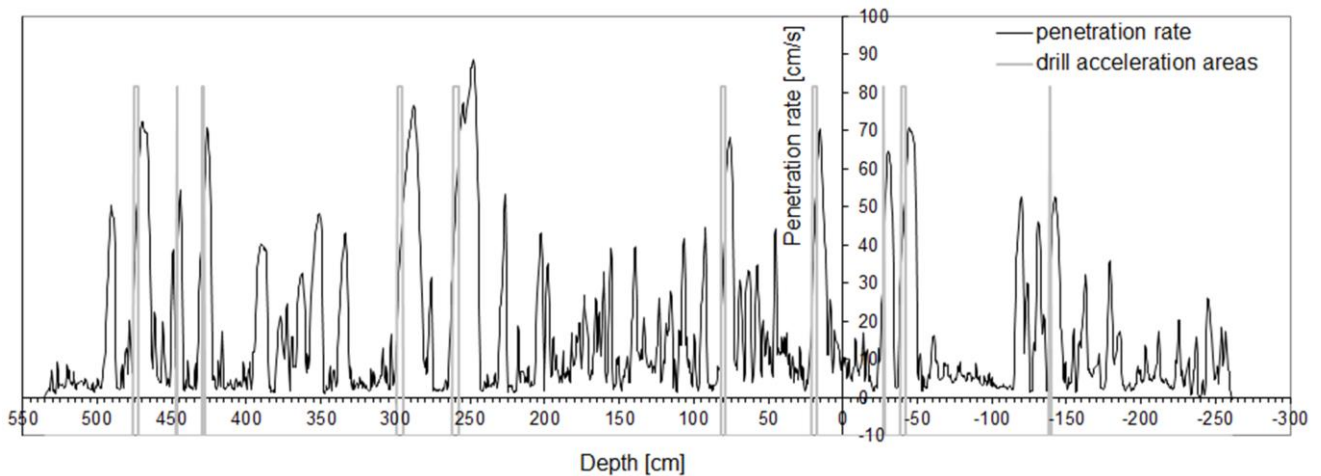


Figure 2.6 – An example of the allocation of areas of prolonged acceleration of the drill on the record of hot water drilling, and thus the boundaries of the voids

Identification of hard and porous ice areas

At present, the approach to determining areas of hard and porous ice from electrical drilling records is as follows [107, 177]. In most records of drill penetration rate one can mark out the zones of hard and porous ice by expert estimation method based on the results of test drilling of ice samples. Having combined the drill penetration rate values at hard and porous ice zones into two arrays, it becomes possible to develop the penetration rate distributions both for hard and porous ice (Figure 2.7a, b). These distributions are similar to normal.

The criterion for determining the hard and porous ice zones is as follows. The drill penetration rate lower than some boundary value corresponds to hard ice. Intermediate zones identified earlier as ice where drill penetration rate is higher than the boundary rate correspond to porous ice, i.e. ice of high porosity, or the zone of drill transition from hard ice into the void. The boundary rate is a rate which belongs with equal probability to the array of hard ice drilling or to that of porous one [39].

Graphically it means that the area under the curve of distribution density of hard ice in the range lower than the boundary rate is equal to that of porous ice in the range greater than the boundary rate (Figure 2.7c). For practical identification of this boundary rate it is enough to calculate the percentiles for both distributions.

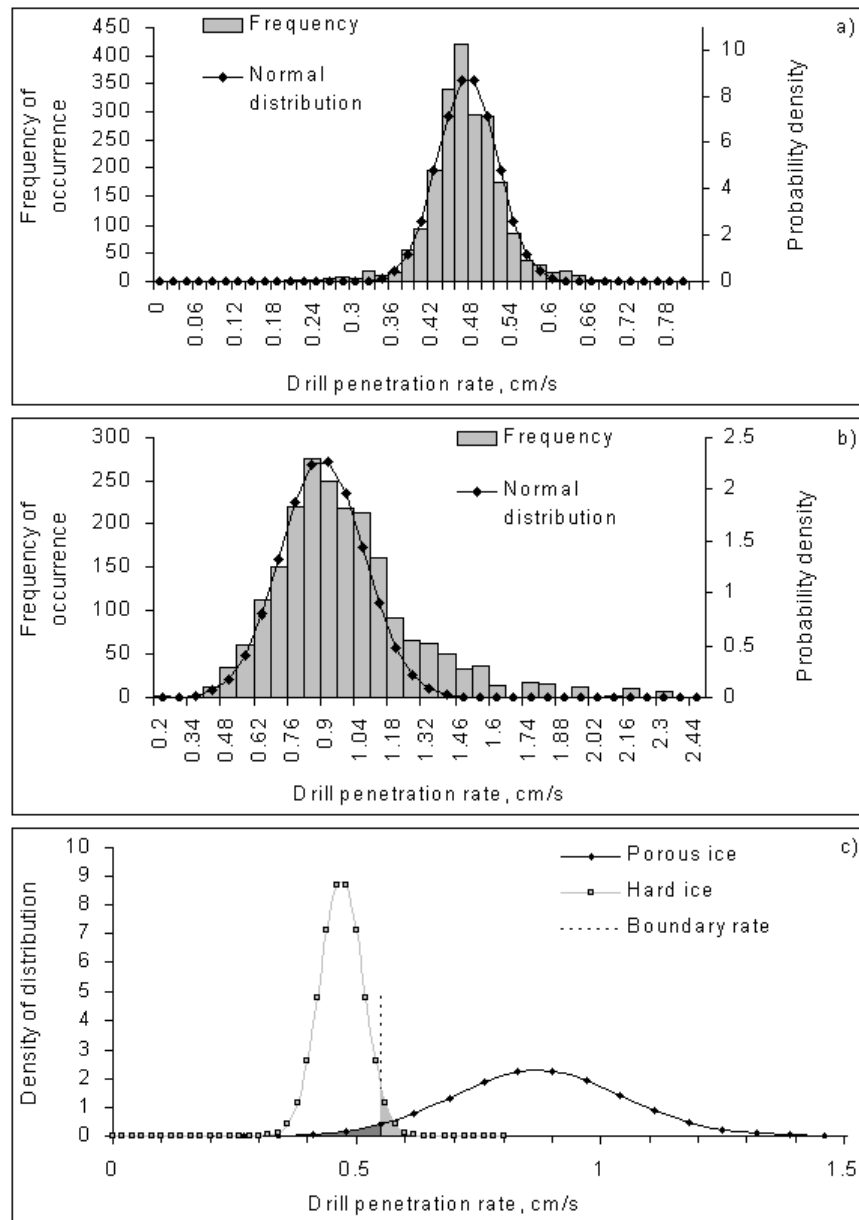


Figure 2.7 – Histograms of penetration rate of hard (a) and porous (b) ice drilling approximated by normal law (c) (by thermal drilling of ice ridges at the Pechora Sea in 1999)

In this example, the hard ice distribution percentile of order of 0.95 and porous ice distribution percentile of order of 0.05 give equal rate of 0.55 cm/s which is just accepted as a boundary. The value of 0.05 is a relevant significance level for this criterion. The value of 0.55 cm/s selected as a hard ice criterion relates directly to the data obtained.

In case of water drilling, due to the specificity of ice melting by water jets, the area of porous ice is represented on drill penetration rate records by alternating areas of

hard ice and minor dips. Minimum thickness of ice blocks making up the sail of an ice ridge or *stamukha* is taken as the boundary value of hard ice areas. The area encountered during drilling, in which ice areas and voids with sizes smaller than the boundary value alternate, is identified as an area filled with porous ice. Areas where drilling proceeds without failures, but its rate is much higher than drill penetration rate in hard ice, are identified as inter-block spaces filled with semi-frozen *shuga* [97], or as drill transition from ice to void.

When processing the materials, all possible information on the progress of drilling is taken into account. Examples are shown in Figure 2.8. In some cases, even when drilling in hard ice, there are dips of thermodrill on records. These can be caverns or specific features of ice texture that affect water drill penetration rate. In the example shown in Figure 2.8a, in the course of drilling, it was noted that a mixture of melted and wastewater was in the borehole, and its excess spread over the upper surface of ice until the thermodrill entered the sea, after which water level in the borehole dropped to sea level. This indicates that the caverns recorded by thermodrill at depth $-278\dots-299$ cm are not connected with sea and are inside the consolidated ice. Figure 2.8b shows an example of using additional information on ice structure based on core drilling at a given point. In the case of conflicting information, as in this example, information about ice structure from core is taken as the basis.

An illustrative example of data interpretation is shown in Figure 2.9. Large (over 10 cm) voids are unambiguously identified. Several alternating ice blocks of small thickness and small voids are combined into a layer of porous ice (Figure 2.9, depth $-201\dots-271$ cm). In this case, the layer of porous ice characterizes not only the destruction degree of ice blocks, but also the presence of brash ice in the ice ridge. Isolated minor dips of thermodrill are interpreted as caverns, but in some cases, for example, in the area of water level, as gaps between ice blocks. An example of such a case is presented at depth -401 cm. Comparing the character of thermodrill penetration above and below this small dip, it was concluded that there is a boundary between ice blocks.

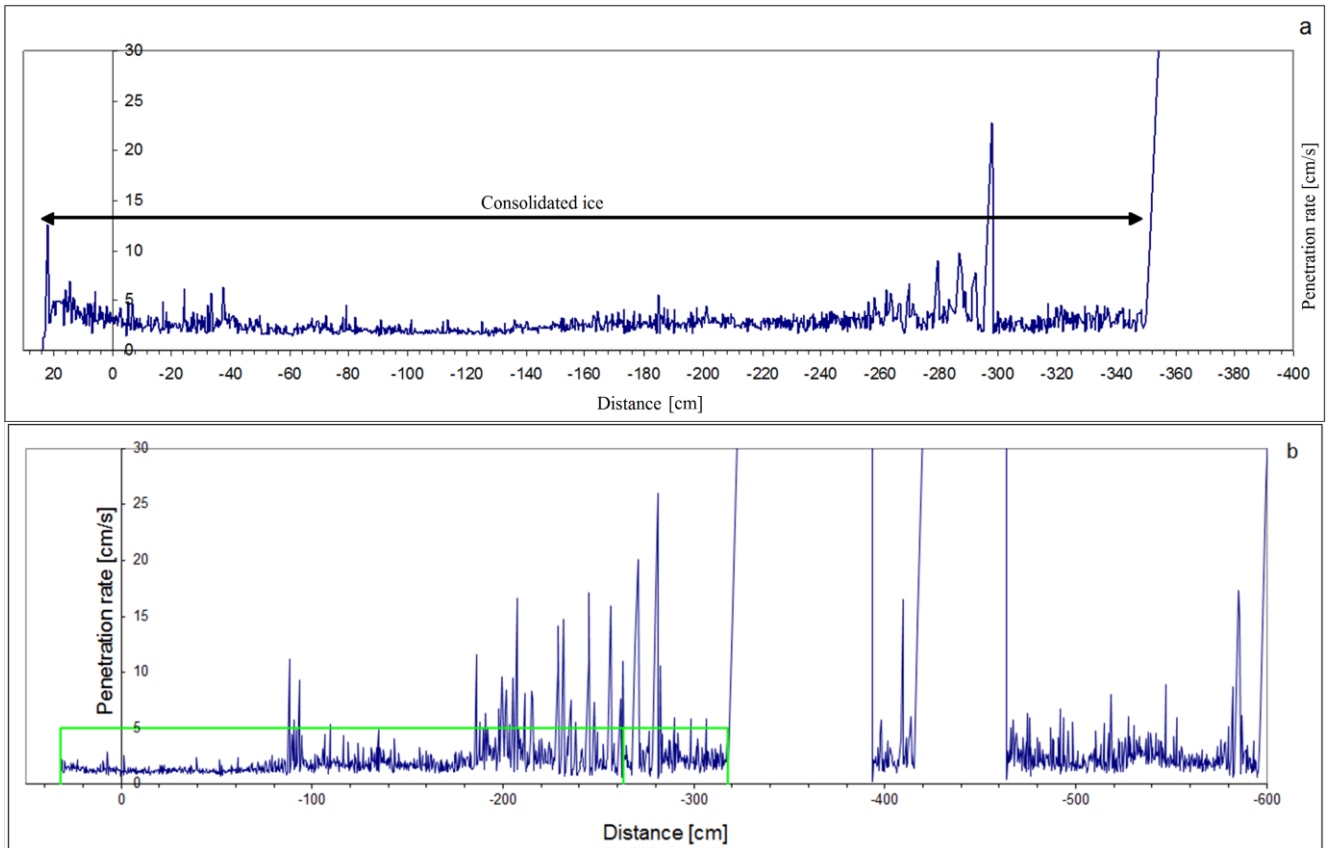


Figure 2.8 – Ice ridge drilling graphs

The green line indicates a core consisting of hard ice.

Core fracture is located at the depth of -263 cm

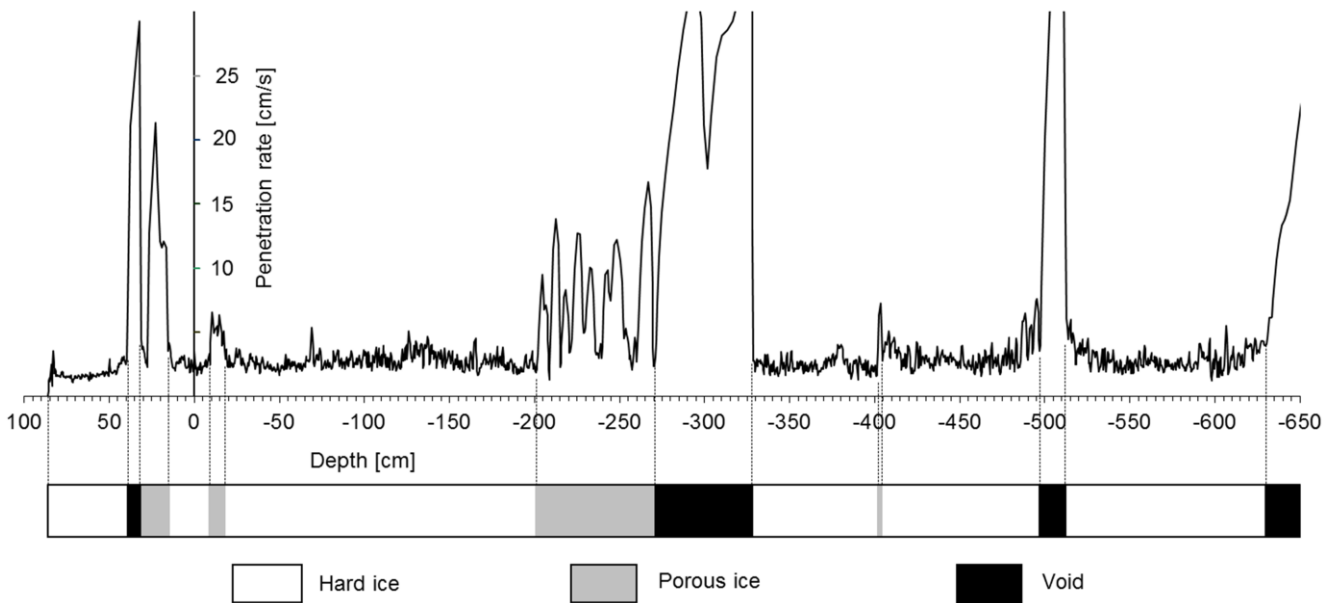


Figure 2.9 – Example of interpretation of hot water drilling data

On some records, there are areas that are not marked as drill dip but are noted for a much higher drill penetration rate. Such areas are also interpreted as porous ice (example in Figure 2.9 at depth $-9\dots-18$ cm).

2.1.2 Method for determining the CL boundaries

As already mentioned, consolidated layer of ice ridge is a layer of dense (solid) ice with the upper boundary approaching waterline, which forms as a result of the action of cold and freezing of water between randomly oriented rubble blocks with these blocks included in its structure, while its strength is nearly equal to the strength of the level ice.

Researchers from different countries carried out studies of the growth and characteristics of the CL of ice ridges. Most often, the CL is determined from drilling results, sometimes from cores and temperature measurements, which is more reliable, but also more labour intensive.

K. Høyland and S. Loset [156–157], G. Surkov [224, 227], E. Gordienko [23], V. Kharitonov et al. [114] conducted experimental studies of an increase in the CL thickness. However, there is still no consensus on the CL boundaries of ice ridges and stamukhas. Opinions among ice explorers on how to determine the CL boundaries differ. Most often, the authors base their assumptions on water resistance of the CL. The possibility of cold arrival to the CL and a corresponding increase in its thickness are also taken into account. Thus, the solution of the problem of determining the CL thickness of an ice ridge or stamukha is an essential point in the development of knowledge about internal structure of these ice features.

As the consolidated ice layer is waterproof, during the process of the thermal drilling (i.e. melting) the hole contains the melted water. This water pours out from the hole and spills over the CL upper surface. The CL boundaries are defined by the penetration rate record and the water level in the borehole. If the upper boundary of the CL is located above sea level, as the probe enters the porous non-frozen ice, the water level in the borehole becomes equal to that of the sea. The boundaries of the consolidated waterproof ice are defined using the water level in the borehole, and then

these values are estimated more accurately basing on the location of porous ice and voids defined by the drilling rate (the example in Figure 2.10). The water pressure in the borehole is measured using the pressure sensor mounted on the drill at the distance h from the end of the drilling cone. The progress of the water pressure in the borehole is shown by gray line where the points mark out the pressure expressed in relative units. As the drill probe penetrates into the CL at the depth equal to sensor position h , the latter begins to demonstrate the increase of water pressure (the first dotted line). As the drill just passes through the CL and the water leaks from the hole to the void communicating with the sea, the water level in the hole becomes equal to the sea level. Horizon of plot deviation of the water pressure from the first dotted line gives us location of the lower CL boundary. Later on, as the drill moves down, the water pressure begins to grow again in accordance with the drill depth (the second dotted line). Comparing the character of the water pressure change and drill penetration rate, one may conclude that in this case the upper boundary of the consolidated layer is located at the level of 22 cm. The lower boundary is located at the level of -22 cm, where the increase of the penetration rate points out the presence of the porous ice.

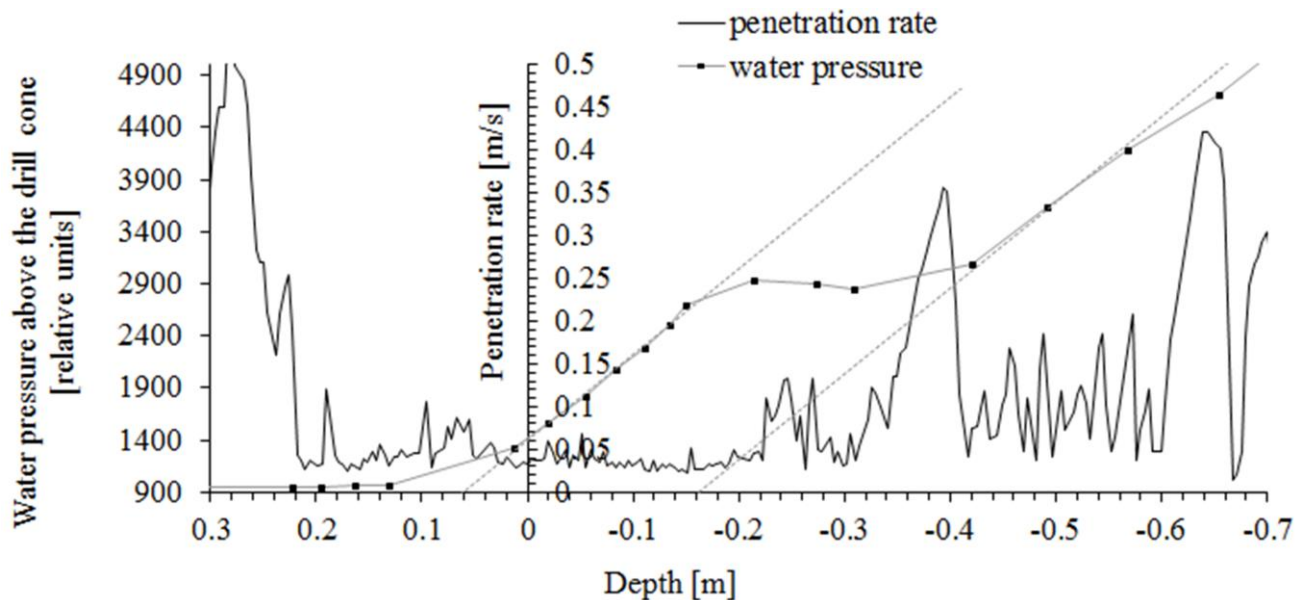


Figure 2.10 – Fragment of penetration rate record. An example of determining the boundaries of a consolidated layer by recording the penetration rate and water pressure above the drill cone

Dashed lines indicate the course of the increase in water pressure over the drill cone

The proposed method for determining the CL boundaries is limited to cases where its upper boundary is above sea level. In other cases, the lower boundary of the CL is determined either from recording the drill penetration rate in accordance with the selected criterion for distinguishing hard and porous ice, or by combination of thermal drilling and measuring ice ridge temperature.

Variation of ice ridge keel temperature with depth shows an unambiguous location of lower boundary of the CL at depth, below which homothermy is recorded. Temperature measurement in the borehole is carried out using the developed thermal probe [64, 115] and is one-time, solely for determining the lower boundary of the CL. After measuring temperature, thermal probe is removed from the borehole, because its polyethylene shell does not freeze with ice. Figure 2.11 shows temperature profiles and drill penetration rates for four boreholes in an ice ridge at the Barneo ice camp in 2013 as an example.

Method for determining the lower boundary of the CL of ice ridges and stamukhas during electric thermal drilling is as follows: simultaneously with drilling, melt water suction from the edge of the working part of the heating bit is performed [62]. This water is hosed onto ice surface to location of drilling operator, so that he can visually control the presence and intensity of liquid flow. Power of the pump should be selected so that all melt water forming during drilling is pumped up. Thus, when drilling the sail and the CL of the ridged feature, drilling operator visually records the occurrence of air-water mixture at the pump outlet. As soon as the thermodrill passes through the CL, sea water appears in the borehole, and a constant flow of water appears at the pump outlet. At this point, drilling operator puts a mark on the computer record of drill penetration rate by pressing a special button.

During further computer processing of these data, the dependence of drill penetration rate is compared with operator's mark about a constant flow of water, taking into account the time it takes for water to pass from the borehole through the hose to pump outlet. A change in drill penetration rate corresponding to drill transition from hard to porous ice or a void closest to the mark is defined as drill exit from the CL.

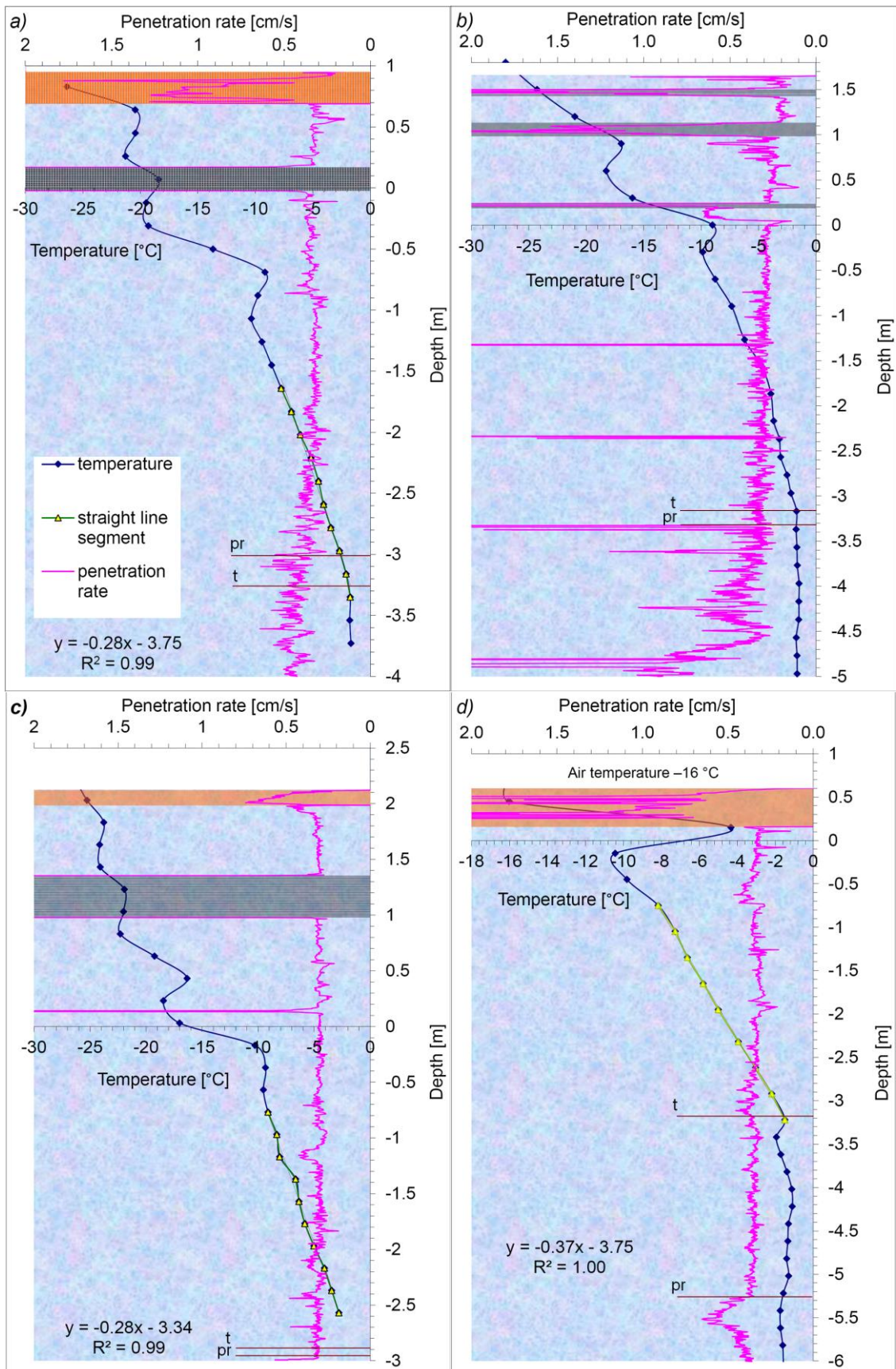


Figure 2.11 – Ice ridge temperature. 1 – temperature, 2 – penetration rate

Temperature was measured in four boreholes.

Surface of the ice sheet exceeded sea level by 0.16 m (d) to 1.96 m (c).

Thickness of snow cover (shown in pale orange) ranged from 0.16 m (b) to 0.44 m (d)

Accordingly, the depth of thermodrill transition from hard to porous ice or a void is defined as the occurrence depth of the lower boundary of the CL.

This method for studying the CL of ice ridges and stamukhas is used on the basis of upgrading the electric thermodrill for melt water suction from the edge of the heating bit and its supply by hose to the ice surface. The water pump water is powered from the same generator as the electric thermodrill. The pump is in close proximity to the drilling operator so that he could constantly control water flow intensity at the pump outlet.

There is another method of determining the lower boundary of the CL of ice ridges and stamukhas during electric thermal drilling – by melt water salinity [63]. Similar to the previous method, simultaneously with drilling, melt water suction from the edge of the working part of the heating bit is performed. The difference is that in this case not the presence and intensity of the liquid flow is controlled, but its salinity is measured. When the thermodrill exits the CL into the unconsolidated part of the keel, the pump will start pumping a mixture of melt water and surrounding sea water. Salinity of melt water is a few ppm, while sea water salinity in most seas and oceans exceeds 30‰. During subsequent processing of computer records, the dependences of drill penetration rate and melt water salinity on depth are compared, taking into account the time it takes for water to pass from the borehole through the hose to the salinity meter. A change in drill penetration rate corresponding to drill transition from hard to porous ice or void, which is closest to an abrupt change in melt water salinity, is defined as drill exit from the CL. Correspondingly, the depth of thermodrill transition from hard to porous ice or a void is defined as depth of the lower boundary of the CL.

2.1.3 Methods of the ice-ground boundary identification during thermodrilling of stamukhas

The depth of stamukha intrusion into the ground is interpreted as the difference between stamukha keel draft and sea depth at given place. The keel depth is determined by thermal drilling as the distance from water level in borehole to the depth of ground. Sea depth is determined as a mode of distribution of distances between the sea level and sea bed measured at all boreholes of stamukha.

In case of electric thermal drilling of stamukhas in those areas where the ice of the keel reaches the ground, the location of the bottom is determined clearly as the moment of heater–ground contact and full stoppage of drilling. At hot water drilling, the water jets erode the bottom ground, and thermal drill continues penetrating for a certain time. Its rate becomes uneven with periodical stoppages. For each record, the minimum value of drill penetration rate is calculated in a certain sliding section of depths, the length of which is selected empirically. A change in the character of drill movement, i.e., its transition from ice to soil is determined from an abrupt decrease in the minimum value of penetration rate (Figure 2.12a, b). Calculation of the harmonic running average of drill penetration rate also gives good result of ice–ground boundary determination (Figure 2.12c).

Calculating running standard deviation (SD) of drill penetration rate is more appropriate for the case when the thermal drill transits from hard freshwater ice, formed at shoal, into the ground. Figure 2.13 presents the diagram of drill penetration rate (a) and corresponding diagram of running standard deviation of drill penetration rate (b). As one can see in this Figure, below the depth of about -0.6 m, the values of running standard deviation of drill penetration rate are not less than 3.5 cm/s. Such scatter of the penetration rate values is not quite typical for hard ice, suggesting ground at this depth.

Figure 2.14 illustrates a record of stamukha drill penetration rate, according to which an erroneous determination of ice–soil boundary is possible. According to the rate record, the bottom is at a depth -625 cm, where the drill stopped. However, drilling at neighbouring points stopped, and bottom was at depths about $-440\dots-470$ cm. At this point, a marked slowdown of the drill also occurred at a depth of -444 cm. A high drill penetration rate, starting from the depth -82 cm to the bottom indicates a very porous keel structure. Thermodrill, having reached the bottom, began to fall sideways, melted a groove with its hot body and rested on the bottom. This record water pressure above the bit confirms this. The hose was no longer tightening, and drilling was stopped. Thus, at this point, true position of the bottom is at a depth -444 cm.

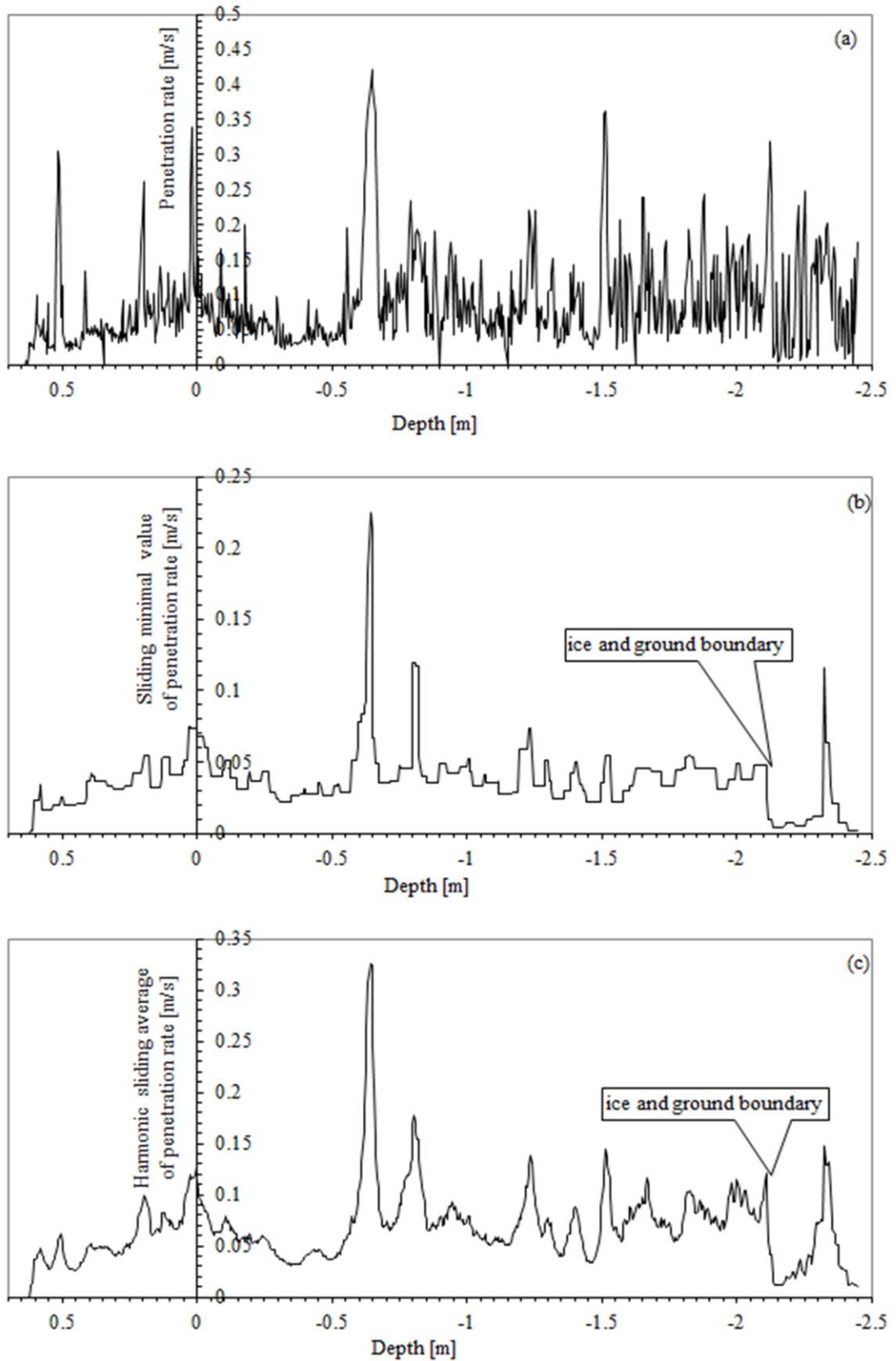


Figure 2.12 – Ice–ground boundary identification during thermodrilling of stamukhas.

- (a) Drill penetration rate. (b) Corresponding graph of the sliding minimal value of penetration rate. (c) Corresponding graph of the sliding harmonic mean of drill penetration rate

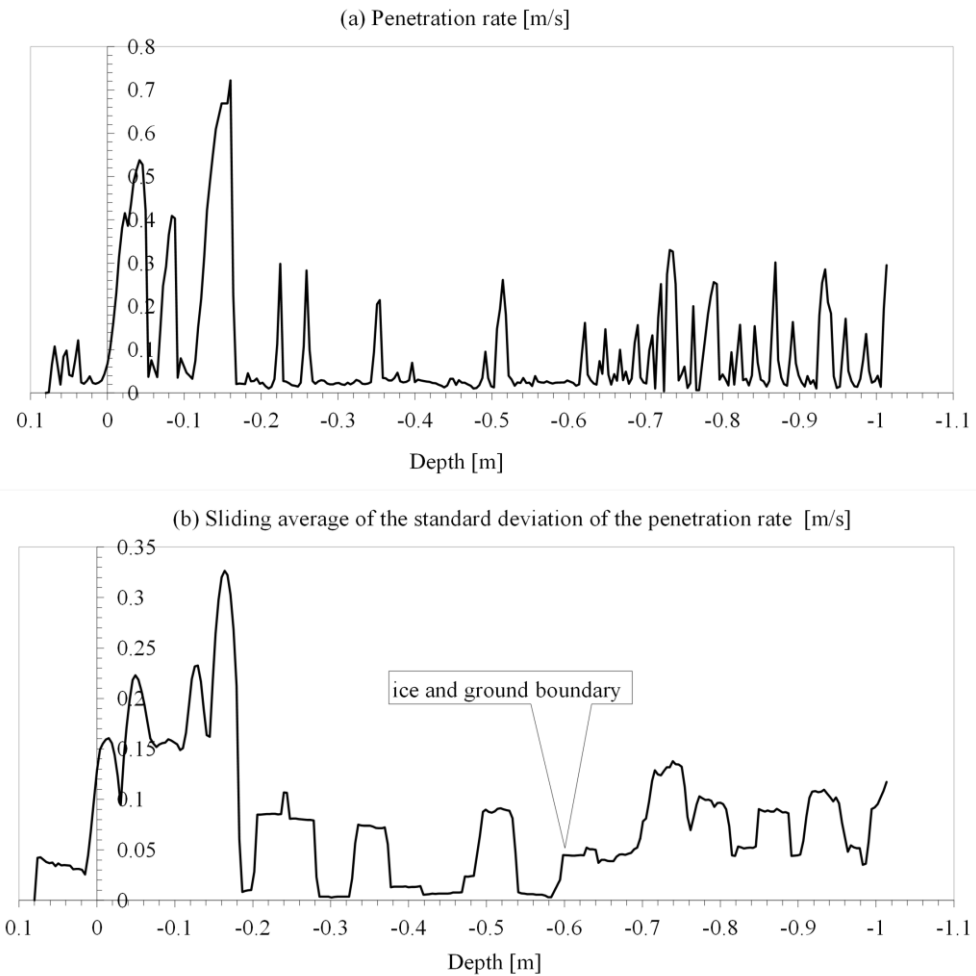


Figure 2.13 – One more instance of ice-ground boundary identification by drill penetration rate. (a) Drill penetration rate. (b) Corresponding graph of the sliding standard deviation of drill penetration rate

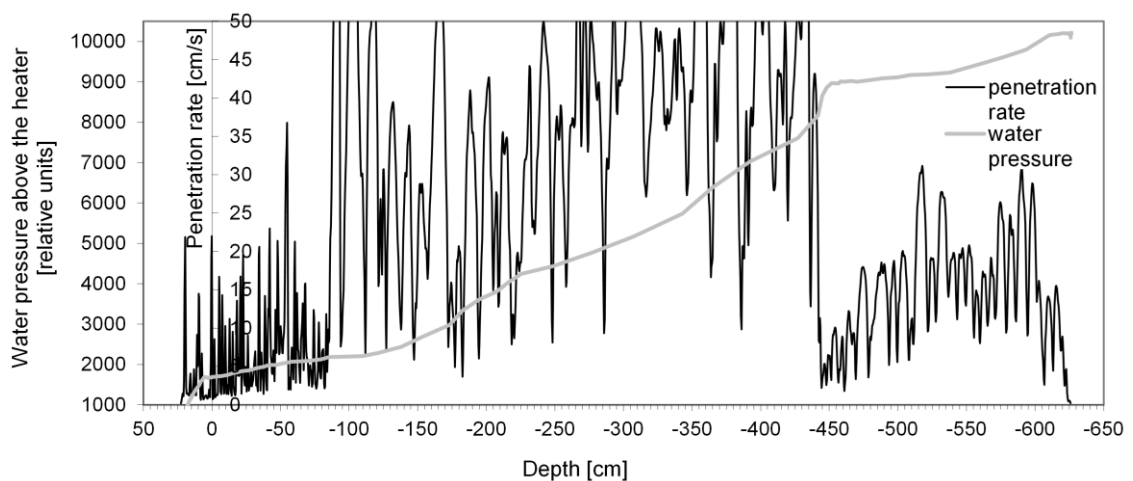


Figure 2.14 – Record of penetration rate and water pressure above the drill bit, illustrating the case of a possible erroneous determination of the position of the ice and ground boundary

Using the recording of the melt water temperature above the crown also allows us to determine location of the ice–ground boundary under stamukha and the depth of stamukha intrusion into the ground. A sharp decrease in melted water temperature is a good indicator that the thermodrill left the ice and entered the seabed soil [179]. Figure 2.15 demonstrates an example of the record of melt water temperature in relative units. As seen on the figure, the behavior of the temperature curve within the stamukha sail significantly differs from that within the keel. Within the sail, the curve looks like a

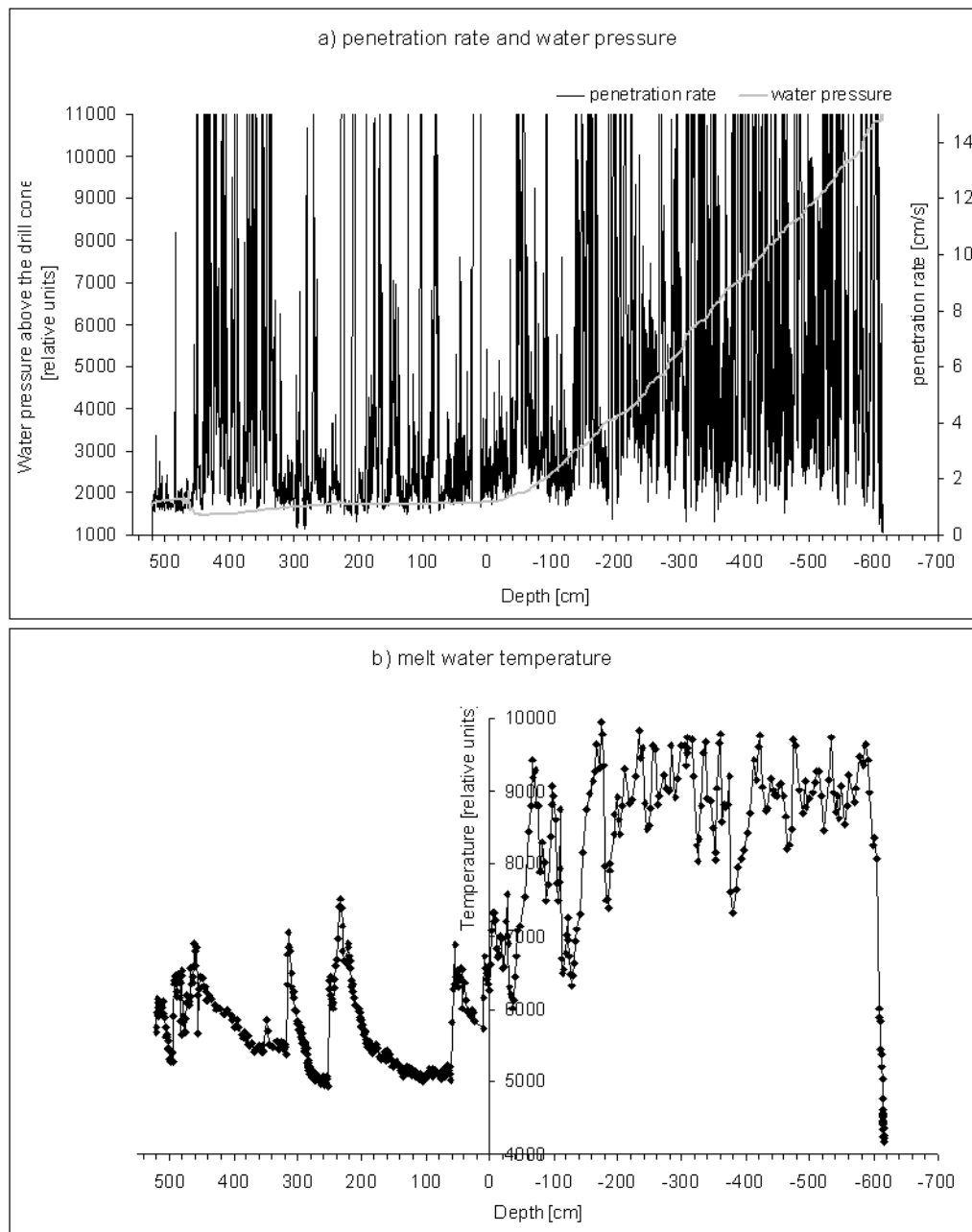


Figure 2.15 – Instance of drill penetration rate record, water pressure record (a), and record of melt water temperature (b).

smooth line with sharp fluctuations on separate segments. These temperature fluctuations have the following origin: when thermodrill enters an ice block up to depth of the temperature sensor, the melted water begins to contact the sensor, and the sensor begins to register its temperature. In general, the temperature measured by the sensor within the stamukha sail corresponds to some interim value between the mean temperature of the sail and the temperature of thermodrill body, because the thermodrill body warmed by the hot water affects the temperature sensor. As for the stamukha keel, the melted water temperature is much higher due to good thermal contact between the sensor and surrounding water (either water melted in the drilling hole, or water located within the voids between ice blocks). The uneven character of the temperature of the mixed water (working and melted) contacting the sensor is caused by the keel porosity, i.e. the alternation of ice blocks and voids.

The unexpected result we obtained was as follows: as the thermodrill reaches the seabed, the melted water temperature falls down sharply, and as the thermodrill penetrates deeper into the seabed soil, the water temperature decreases to values lower than in the stamukha keel. However, such a picture is typical for all records. In the case shown on the Figure 2.15b, the length of the segment over which the water temperature becomes almost two times lower is about 7 cm. This effect is caused by the change of character of working water flowing out from the thermodrill probe. The water jets flowing out from the probe erode the seabed soil very intensively, and all hot water goes away from the thermodrill body (not upward!) and does not touch the sensor (unlike within the stamukha body). The temperature sensor predominantly contacts with sea water which has the temperature of freezing.

As the temperature sensor is located 150 mm far from the probe edge, it registers the change of temperature with some delay, i.e. after the thermodrill penetrates into ice block up to 150 mm. The moment when the sensor leaves the air and enters the melted water is accompanied with sharp rise of the temperature. Further change of the temperature depends on how long the sensor contacts with water. Hardly the thermodrill passes the ice block, the water from drilling hole flows down to the air void, and temperature registered by the sensor decreases to the value of air temperature. The

smooth decrease of the temperature is connected with heat supply within the sensor body, i.e., constructively, the sensor is thermal resistance put into textolite frame and filled with compound.

Beginning from some depth, the melted water temperature does not decrease lower than some value. This is the indicator of the fact that the temperature sensor permanently contacts with water, i.e. it is located below the sea level. Thus, the melted water temperature record can be used as additional information for correlating the drilling rate record with the sea level.

A method has been developed for determining the location of the ice and soil boundary by the water transparency in the area of the drill bit [61]. When the water jet reaches the sea bottom, the ground is actively eroded, and as a result, the water transparency deteriorates sharply.

2.1.4 Visualization of internal structure of an ice ridge using VCI distributions

As already mentioned in paragraph 1.2, according to the energy conservation law, the drill penetration rate V is inversely proportional to the volumetric content of the ice solid phase VCI [174]. Thus, constructing $1/V$ dependence on depth, we shall obtain the distribution of VCI with depth at each point of drilling. Further, a grid based on multiple X and Y values is built, where X is an array of values of distance along the profile (linear coordinates of drilling points); and Y , an array of values of depth readings on records. On this grid, VCI surface is built; the colour of the surface nodes is assigned by VCI values. Dark colour corresponds to voids; white colour, hard ice. Intermediate grey colours correspond to porous ice. Linear colour interpolation between grid nodes is realized. Figure 2.16 demonstrates an example of such processing of data on thermal drilling of an ice ridge studied in the Shokalsky Strait in 2016.

In addition to a visual picture of location of ice blocks and voids in the ice ridge body, from such lines, figuratively called "X-ray images" of an ice ridge by foreign colleagues, one can obtain the information about the ice ridge formation process. For example, Figure 2.16 convincingly demonstrates that in the process of ice ridge formation, both layering (rafting) and ice ridging occurred simultaneously. Asymmetry of the keel, together with clear evidence of rafting, is in good agreement with laboratory

observations and the ice ridge model proposed by J. Tuhkuri and M. Lensu [239] and field observations by Tuhkuri et al. [240]. The fact that these processes occurred at a relatively large ice thickness (0.3–0.4 m) also confirms their concept.

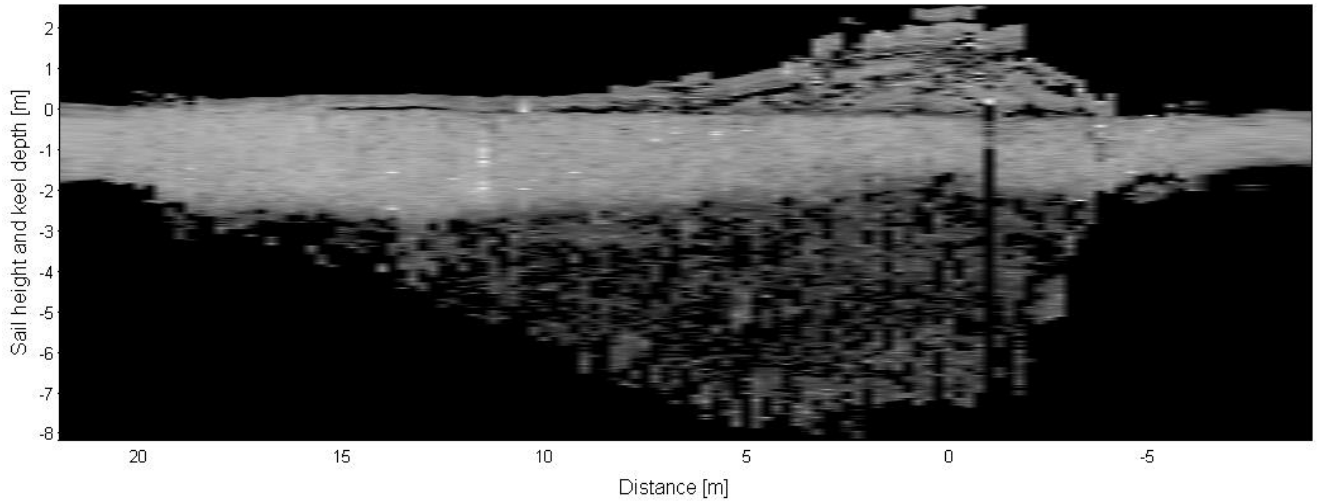


Figure 2.16 – Cross-sectional profile of ice ridge studied in the Shokalsky Strait in 2016

The dark vertical band indicates the absence of data

2.2 Methodological issues of complex field studies of ice ridges and stamukhas

2.2.1 Dependence of ice ridge porosity determined from drilling data on the spacing between boreholes

Ice ridge porosity is determined from the records of the borehole penetration rate in the ice ridge. The greater the number of the boreholes, the more precisely the true porosity of the ice ridge will be determined. Usually, when studying the ice ridges, due to the lack of time, a limited number of boreholes are used, in most case 30–50 boreholes. The spacing of boreholes is commonly accepted at five meters; for small ice ridges, 2.5 m. The question arises – what should be the spacing between the boreholes, so that the porosity of the ice ridge determined from them would not differ essentially from the true one? Drilling of ice ridges conducted in the Shokalsky Strait in the spring of 2016 allows assessing this spacing [175].

For clarifying the methodological issues, a comprehensive study of one of the ice ridges was accomplished. Eight secant lines were run on it across the crest, along which boreholes were drilled at 0.25 m spacing. At the edges of the secant lines, where ice ridge consolidation reached 100%, drilling was accomplished with 0.5–1 m spacing. In the central part of the ice ridge, distance between the lines was two metres. The following procedure was performed: the porosity of the ice ridges at all points was calculated; then, at the points spaced at 0.5 m; then 1 m, 2 m, 2.5 m, 3 m, 4 m and 5 m. Figure 2.1 shows the results of this numerical experiment.

Perhaps, if the spacing between the boreholes is less than a certain boundary interval, the porosity determined from the records of the penetration rate of these boreholes will be true; and if the spacing is greater, the porosity will be determined with an error. As can be seen from the diagrams, it is difficult to draw an unambiguous conclusion about the existence of such a boundary interval. For example, on lines 6 and 7, the porosity values do not depend much on the spacing between the boreholes. At the same time, in other cases, for example, on line 4, it is clear, that at large spacings between the boreholes the porosity values are slightly overestimated.

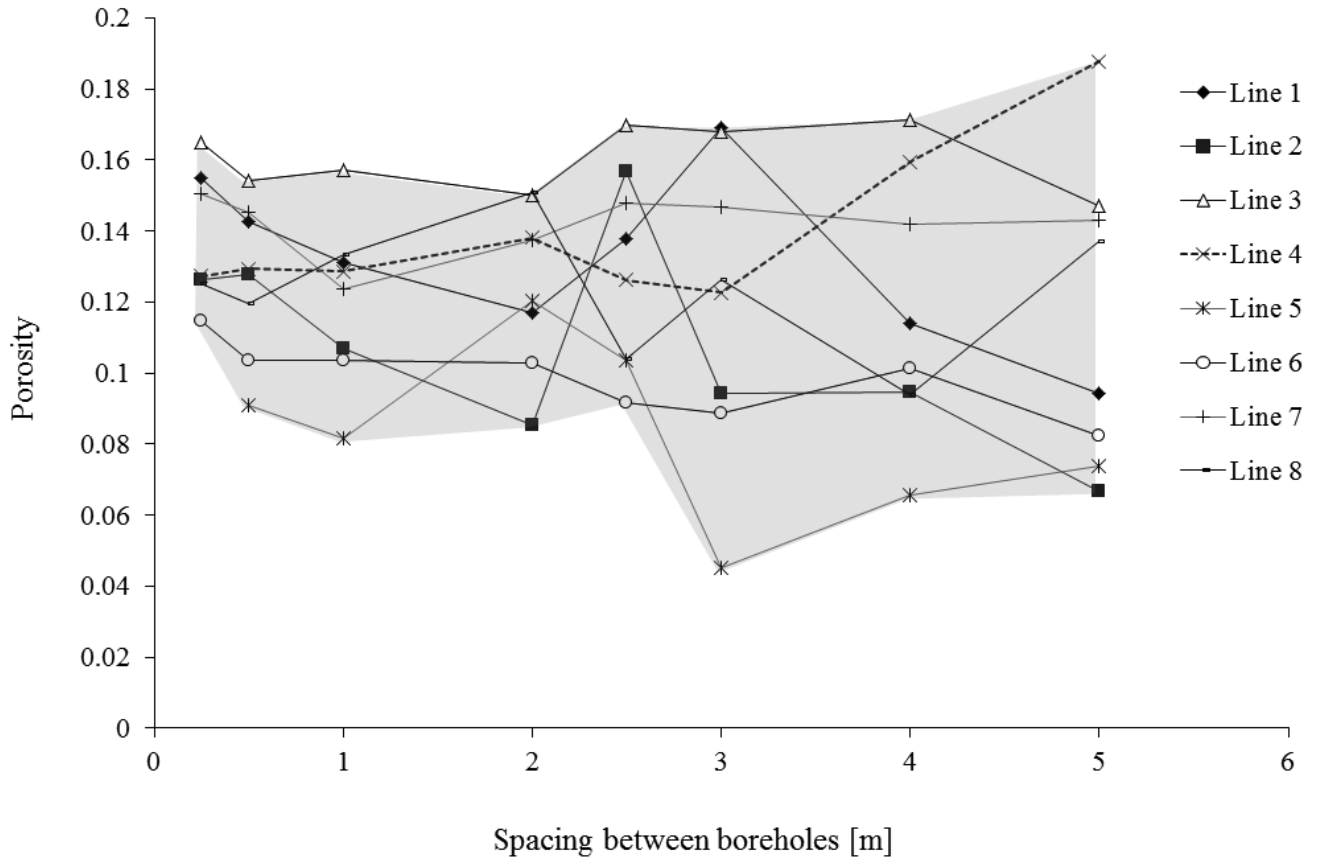


Figure 2.17 – Porosity of ice ridges determined from boreholes along the drilling profiles chosen at different spacings: 0.25 m, 0.5 m, 1 m, etc.

The numerals designate the numbers of drilling profiles on the ice ridge. The gray color indicates the area of the spread of porosity values

The results were subjected to statistical processing. Figure 2.18 shows the standard deviation (RMS) of the porosity values depending on the spacing between the boreholes. It can be noted that when the spacing between the boreholes is two meters and less, the RMS of the porosity is virtually stabilized and subsequently decreases less dynamically.

Analyzing the diagrams in Figure 2.17, let us note that in four cases the porosity values stabilize at a spacing of one meter; and in two other cases, at a spacing of two meters. From this, and also from Figure 2.18, the following recommendation can be made: when studying the ice ridge for obtaining the porosity values close to the true ones, the boreholes should be spaced at not more than two meters.

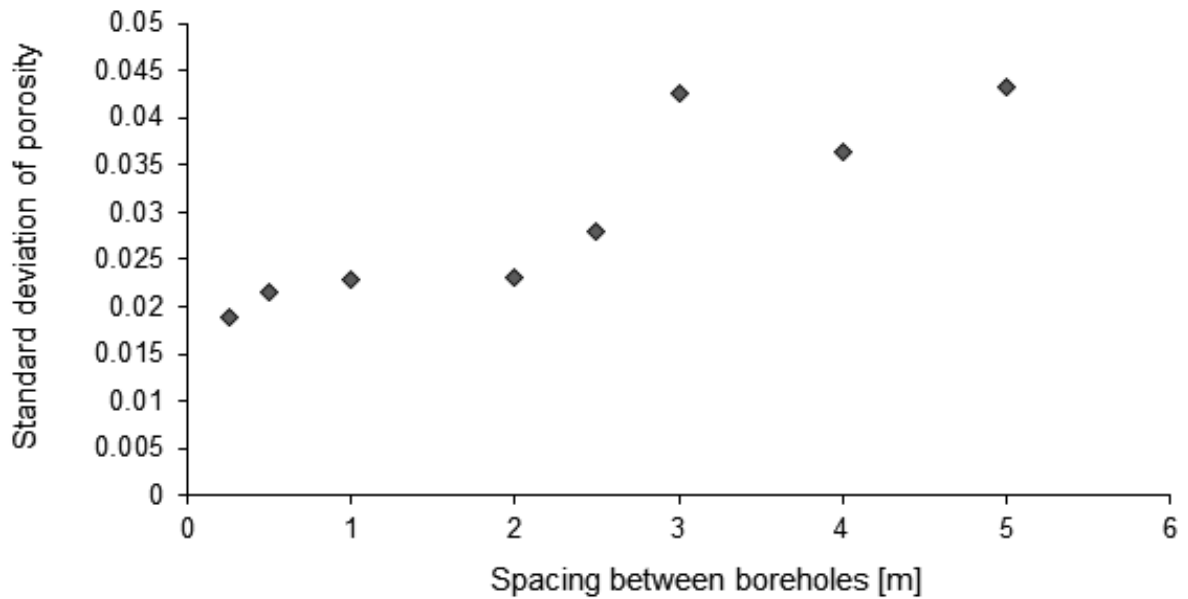


Figure 2.18 – Standard deviation (RMS) of porosity values depending on spacing between the boreholes

2.2.2 Advantages and disadvantages of ice ridge survey methods

Thermodrilling (hot water drilling)

The thermodrilling data processing gives such characteristics as the above-water and under-water parts of the ice cover, the boundaries of the CL of the ice ridge, the boundaries of the voids and the boundaries of ice layers of various porosities. Linear porosity at each drilling point is determined as well as total porosity, porosity of the above-water and underwater parts of the ice ridge, porosity of the unconsolidated part. The advantage of the method also consists in the fact that in a relatively short time it is possible to drill a large number of boreholes on the ice feature and perform statistical processing.

The disadvantage of the method is that in a detailed study of the fragment or the entire ridged feature, when drilling a large number of boreholes, a significant amount of heated water gets under the ice, and some connecting strips between the blocks may collapse, thereby releasing blocks which are washed away by the underwater currents. Due to this artificially induced melting, the ice ridge keel draft decreases. Also, if boreholes are drilled only along 2–3 profiles spaced at 10–50 m, the maximum keel draft is often recorded outside the drilling profiles. Thus, according to the data of

thermodrilling, the maximum keel draft is usually underestimated by an average of 12–13% [77].

Ice core sampling

Ice core sampling allows carrying out textural and structural analysis of ice composing the ice feature. In addition, it is possible to obtain data on the profiles of temperature, salinity and density of ice from ice cores. Samples from various parts of the cores can provide information about the strength characteristics of the ice cover. Drawing of the CL boundaries from the cores is most reliable. Based on the ice analysis, it is possible to reconstruct the ridge formation processes.

However, a high labour intensity does not allow making this process widespread; therefore, only several core samples are usually taken at one ice feature for further studies. This, as shown above, limits the representativeness of the data obtained for such a structural element of the ice sheet, characterized by a large spatial heterogeneity, as ice ridges.

Determination of local ice strength using a borehole jack

The results of testing carried out by the BHJ widely characterize the strength properties of ice in situ and present a comparative strength index. The tests give information about the strength of ice under the three-dimensional stress state. The use of the method for determining the local compressive strength of level ice and ice ridges allows evaluating the ice cover strength without drilling out cores and without testing ice samples. In the studies in the ice ridges, the BHJ allows estimating the CL boundaries.

Among the disadvantages of the method, one can note a high labour intensity, which does not allow performing a detailed study of the ice feature. The large expenditure of time on the experiments limits their number by single units on one ice feature.

Remotely operated underwater vehicle

The main functional purpose of the ROV equipped with a video camera is receiving video images of objects in the water column by the operator. Movements and

control of the ROV operation modes under water are carried out by commands from the above-water control panel. The video is recorded on a SD-card. In other words, with the help of the ROV you can see with your own eyes the underwater part of the ice feature. In addition to simple viewing by means of the ROV, it is possible to estimate the location depth of certain fragments of the ice feature, for example, the maximum keel draft. To ensure correlation of the results of underwater photography with the results of other studies, a system of submerged light markers is deployed. The markers are lowered into the thermodrilling boreholes at 2–4 points on each profile. The submersion points of the underwater vehicle and mounting of the markers are recorded in the course of the topographic survey. At shallow depths, the sea floor is investigated to identify the gouging traces. If gouging is revealed, the width, depth and extent of the floor surface gouging are determined from the video image and the ROV depth sensor readings.

The disadvantage of the ROV is the lack of information on the internal structure of the studied ice features.

Sonar

The advantage of the scanning sonar and sonar surveying is the creation of detailed three-dimensional models of the underwater part of the ice features (ice ridges, icebergs) and the deformed ice cover as well as the creation of complete three-dimensional models of ice features by combining the results of the sonar surveying with the results of tacheometric surveying of the upper surfaces of ice features and morphometric studies. From the obtained data, the volumes, mass of ice features and ice loads, which they can apply to hydraulic structures, pipelines, vessels and structures can be calculated. Together with other methods of the surface surveys using sonar surveying, it is possible to recreate ice distribution profiles in a given direction, which, in case of operational processing can serve as the basis for choosing other methods of investigating the object.

The disadvantage of the sonar surveying is the lack of information about the internal structure of the ice features under study.

Geodetic survey

The advantage of geodetic survey consists in obtaining with a good precision the surface of the above-water part of the ice ridge. This is also its disadvantage, because the outlines of the underwater part of the ice ridge remain unknown. Topographic survey of the ice ridge surface and snow cover gives a good qualitative picture of ice thickness distribution near the ice ridge, which can be used for a preliminary analysis of the proposed study area. Together with the sonar surveying, a topographic plan can give a three-dimensional picture of the ice feature using which it is possible to plan the running of secant profiles for a more detailed study.

Electromagnetic induction sounding instrument EM31 Ice

The EM31 Ice instrument manufactured by Geonics Ltd. (Canada) is designed to measure the sea ice thickness in the field directly from the ice surface [183]. The advantage of the EM31 Ice instrument is the simplicity of operation; thus, one operator can take measurements. The instrument gives the average thickness of the snow-ice cover on a certain area determined by its linear dimension. In general, the reading of EM31 Ice instruments are levelling, smoothing the lower boundary of the ice cover. The possibility of recording measurements manually or automatically by the industrial palmtop computer Allegro CX with connected GPS allows using the EM31 Ice instrument primarily for operational evaluation measurements of the snow-ice cover thickness over a large area.

Among the disadvantages, deviations of the EM31 Ice readings from the actual values can be noted, which in some cases, according to our estimate, can reach half a meter or more. Practical use of the EM31 Ice instrument showed that the greatest deviations from the ice thickness values obtained by the contact method are recorded in the period of freshening of the subglacial water layer, in places of intensive snow accumulation, when there is a liquid phase at the snow/ice boundary, when the ice thickness is measured in the ridged feature.

2.2.3 Complementarity of the methods of ice ridge studies

A comprehensive study of such large ice feature as an ice ridge with the help of the above methods, allows obtaining a much more informative volume of information

about its structure and properties [14]. Thermodrilling is traditionally taken as the basic method that gives the greatest volume of information about the internal structure of the ice feature. Though from the data of thermodrilling it is also possible to estimate the external dimensions of the ice ridge, because of a limited number of secant profiles on it, this information will be incomplete. In this case, an additional role is successfully played by the use of the sonar for obtaining the lower surface of the ice ridge keel and geodetic survey for the upper surface of the sail. These methods, similar to thermodrilling, give the spatial coordinates of the ice ridge surface, which allows estimating its shape, dimensions and volume. The use of the EM31 Ice electromagnetic meter allows supplementing the information about the ice ridge with important and necessary information on the thickness of level ice surrounding the ice ridge also in digital form. This information can also be obtained by thermodrilling, so in this case, these two methods complement each other.

However, the outer dimensions and the shape of the ice ridge keel determined by means of thermodrilling and sonar, are seen by the ice researcher as if “through the device” in the form of figures. A valuable contribution in this case is made by the use of the ROV, which makes it possible to see the ice ridge keel for oneself. There appears a possibility to discover the specific features of the shape and structure of the ice ridge keel missed by other methods. The depth sensor on the ROV makes it possible to verify the data on the ice ridge keel depth obtained by thermodrilling and sonar.

Two methods which are also used for the ice ridge studies stand apart. This is core sampling and determination of local strength using the BHJ. Unlike the methods discussed above, they are not aimed at a geometric description of the ice ridge, but they are very useful, since they allow you to look at the inside of the ice ridge and not only look at it, but also get the corresponding figures characterizing the physical properties of the ice. The CL thickness values determined by three independent methods (thermal drilling, ice core sampling and the use of a BHJ) have a high level of reliability. At the same time, the data of the previously performed thermal drilling allow a more balanced approach to the choice of the location of core collection or experiments with a BHJ.

2.2.4 Optimal scheme of interaction between ice researcher teams applying different methods

In the course of ice ridge studies, all the above methods were applied randomly depending on external factors. As a result of many years of practice, some aspects were revealed pointing to the necessity of systematizing the methodology of comprehensive studies and developing an optimal scheme for interaction between the ice researcher teams applying different methodologies. According to the experience obtained, it is as follows.

The very first action which is carried out on the ice ridge with an undisturbed snow cover is its photographing.

Then, the profiles are laid out perpendicularly cutting the ice ridge crest, one of which runs through the maximum point of the sail. It is also recommended to link the profiles to the compass points, to determine the coordinates of the key points, if the ice ridge is in fast ice.

The next stage in the studies is the use of non-destructive methods, namely: sonar and geodetic survey. Almost simultaneously with them, it is possible to carry out level ice studies near the ice ridge using the EM31 Ice electromagnetic meter. From the results of the study, it is possible to adjust the location of the secant profiles; they can be elongated or shortened.

Further, thermodrilling starts along the main profile. At the very beginning, several boreholes are drilled at key points of the profile. Then, the LED markers are mounted at these points to facilitate the orientation of the ROV under the ice. After this, a survey of the underwater part of the ice ridge is performed using the ROV.

Simultaneously with the operation of the ROV, ice stations are set up at characteristic points of the profile with drilling out cores to determine the ice temperature, salinity, density, structure and texture. Next, the experiments are conducted to determine the local strength of ice by the BHJ.

The next stage of the ice ridge study is the continuation of thermodrilling operations. In the course of thermodrilling, as the drilling station moves along the drilling profile, it may be necessary to conduct the experiments to determine the local

strength of ice or other physical parameters in additional points, if the ice distribution pattern along the borehole appears to be interesting and deserving a more careful study of this part of the ice ridge. The recommended spacing between the boreholes is not more than two meters.

The concept of studying the internal structures of ice features with the use of different research methods are presented in [145] too. It also systematizes the methods of studying the main morphometric parameters of ice ridges (Table 2.1).

Table 2.1 – Main morphometric parameters of ice ridge and optimal methods of their study [145].

	Parameter	Method
1	Ice ridge length	TS
2	Sail height	TS + thermal drilling
3	Sail width	TS + thermal drilling
4	Sail volume	TS
5	Sail mass	TS + thermal drilling
6	Keel depth	SS, thermal drilling
7	Keel width	SS, thermal drilling
8	Keel volume	SS
9	Keel mass	SS + thermal drilling
10	Total ice thickness	SS + TS, thermal drilling
11	CL thickness and location of boundaries	thermal drilling
12	Porosity	thermal drilling
13	Size of voids	thermal drilling
14	Hard ice content	thermal drilling
15	Size of blocks comprising ice ridge sail	tape-measure
16	Determination of gouging parameters	ROV
17	Level ice thickness near ice ridge	auger drilling

Here: TS – tachometric survey, SS – sonar survey, ROV – remotely operated vehicle.

2.3 Modeling of the distribution of the solid phase volumetric content in ice ridge

A set of terms denoting various parameters of the structure of ice ridges used in this work is presented in Figure 2.19.

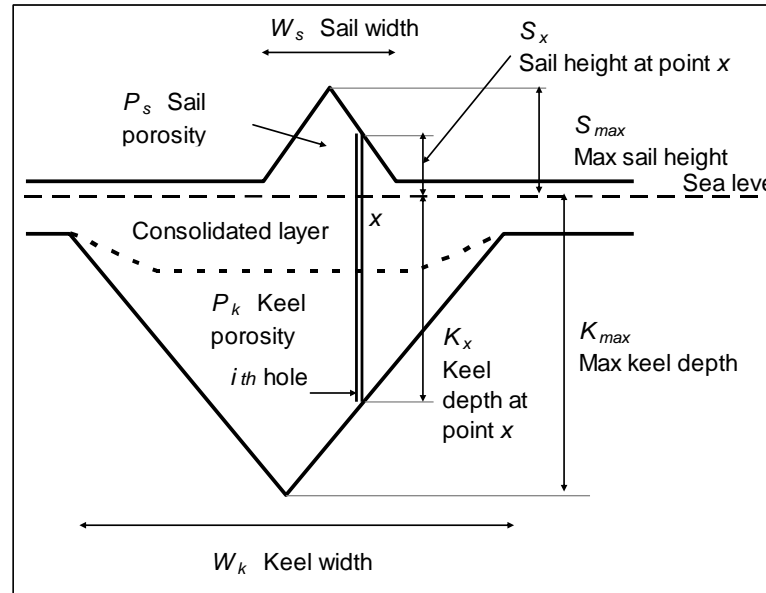


Figure 2.19 – Schematic illustration of an ice ridge

Section 1.2 contains a calorimetric formula (1.1) that relates drill penetration rate V to physical characteristics of ice. From this formula, it is possible to obtain a ratio (1.4) relating the volumetric content of solid phase of ice VCI and drill penetration rate V . This ratio is inversely proportional. It is shown that in the first approximation it can be considered that the proportionality coefficient between the reciprocal drill penetration rate and the value of volumetric content of solid phase of ice VCI in (1.4) does not depend on the value proper of volumetric content. Figure 2.20 as an example illustrates the dependence of the penetration inverse rate with the depth of borehole in the ice ridge.

In other words, it is the distribution of the volumetric content of the solid phase of ice along the borehole in relative terms, since the coefficient of proportionality has the dimension of penetration rate. Exact values of VCI are unknown as the coefficient of proportionality between VCI and $1/V$ is unknown. Therefore the values of $1/V$ as some relative units are used below for the values of VCI for simplification. Every borehole

has its own specific distribution. Having averaged these distributions for all the holes, it is possible to obtain the average distribution of the volumetric content of the solid phase versus depth for the selected individual ice ridge or for the area investigated. Averaging is realized using the following procedure. For each borehole, this distribution is individual.

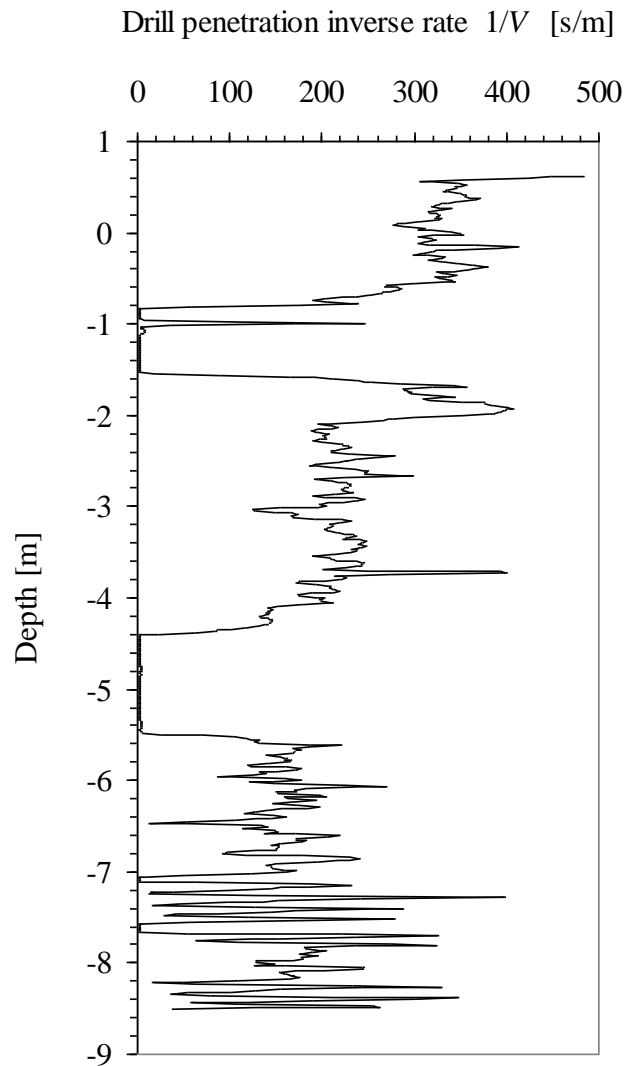


Figure 2.20 – The dependence of the drill penetration inverse rate with the depth of drilling a borehole in the ice ridge

All the depths H are considered in sequence from maximum value of ridge sail height H_{Smax} to maximum value of ridge keel depth H_{Kmax} . $1/V$ values are averaged at each selected depth in all the boreholes corresponding to this depth. In the case, when this selected depth H exceeds ridge sail height or ridge keel depth in some borehole x ,

the value of $1/V$ in this point is accepted being equal to zero. Figure 2.21 demonstrates the examples of such averaging.

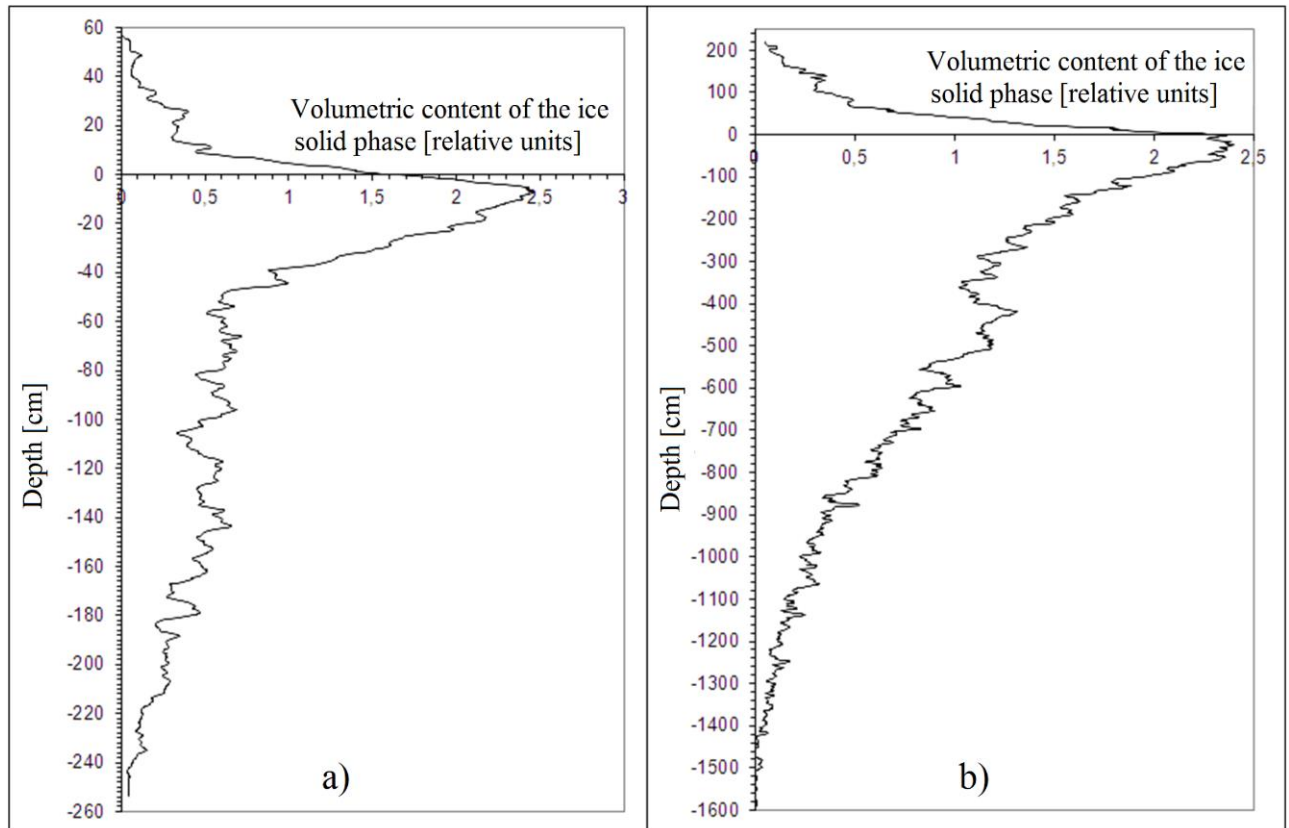


Figure 2.21 – Depth-wise distributions of the volume content of ice solid phase (VCI) of the two “mean statistical” ice ridges of different research areas (according to electric thermal drilling data)

Let us imagine an ice ridge of ideal form, the sail and keel of which have a triangular shape, as shown in Figure 2.19, and blocks of ice have zero micro porosity. How does the distribution of the volume content of the solid phase of ice at depth look like for such an ice ridge, if we average a large number of individual distributions in the boreholes, evenly distributed across the width of the ice ridge W_k ? Notably, in an ideal ice ridge the individual depth-wise distribution of the volume content of the ice solid phase at each point x will have the form of a step curve, where zero corresponds to voids, and one corresponds to ice. This averaged distribution is shown in Figure 2.22. The height of the ice ridge sail is randomly chosen to be 4 m, draft keel is 15 m. The

entire graph can be divided into four areas determining the shape of the *VCI* curve. The first area indicated in Figure 2.22 as I, corresponds to the sail of the ice ridge. Area II corresponds to the above-water part of the CL. Area III corresponds to the underwater part of the CL. Area IV corresponds to the unconsolidated part of the keel of the ice ridge. Let us examine more thoroughly the shape of the *VCI* curve in each of these areas.

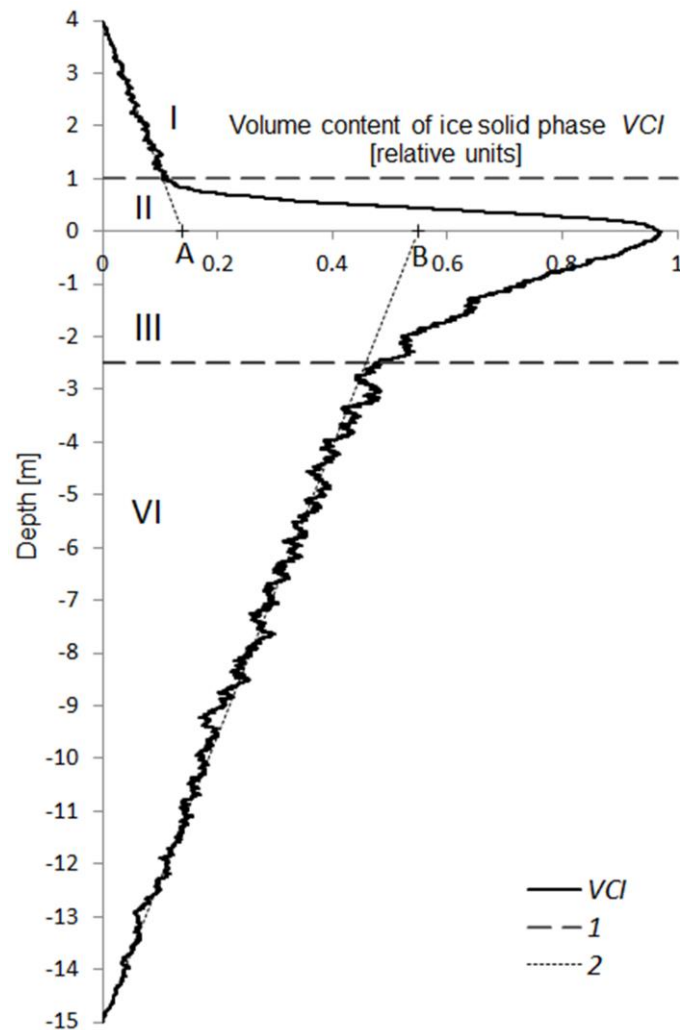


Figure 2.22 – Depth-wise distributions of the volume content of ice solid phase (*VCI*) of the ideal ice ridge, shown in Figure 2.19, as a result of averaging 1000 records of the borehole drilling penetration rate evenly distributed over the width of the ice ridge W_k

1 – boundaries of the sail, CL and keel areas; *2* – approximating line.

Due to the fact that the shape of the ice ridge sail is chosen to be triangular, *VCI* graph in the sail area will be a straight line. The angle of inclination and the value of the

0–A interval intercepted by this line (line 2 in Figure 2.22) on the X-axis, will be determined by W_s/W_k ratio, subject to zero porosity of sail P_s . In case $P_s \neq 0$

$$A = \frac{W_s}{W_k} \cdot (1 - P_s), \quad (2.1)$$

The value of the segment 0–B is determined by the porosity of the keel

$$B = 1 - P_k. \quad (2.2)$$

In Figure 2.23 behavior of the *VCI* curve of the ice ridge sail is illustrated for various shapes of the sail: triangular sail, semicircular sail (for comparison) and the Laplace distribution-shaped sail. In the case the porosity of ice ridge sail depends on the depth, line 2 in Figure 2.23, determining the course of *VCI*, is no longer a straight line, but will diverge towards *VCI* decrease. For example, increase of the porosity of the ice ridge sail with depth (to the negative direction along Y-axis) at triangular sail form will give the *VCI* divergence from the line 2, similar to the *VCI* 3 curve.

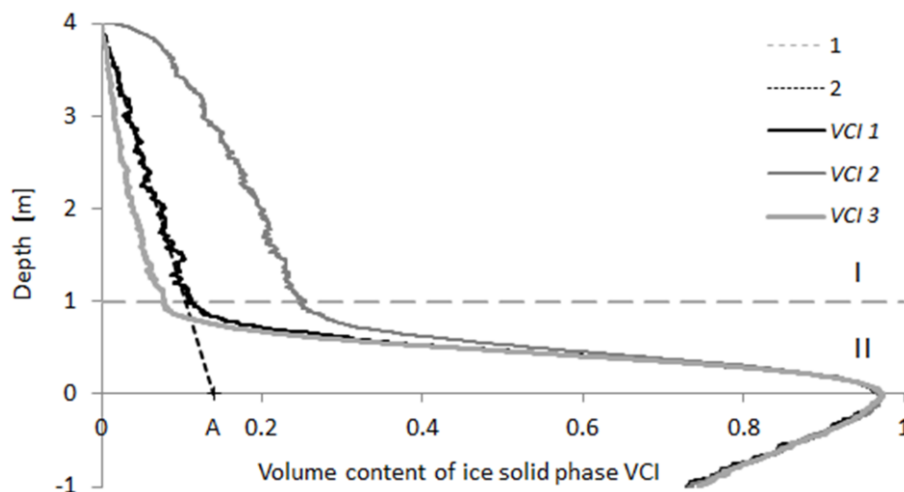


Figure 2.23 – Depth-wise distribution of the volume content of ice solid phase (*VCI*) for an ice ridge sail of different shapes

1 – Line dividing the graph into areas of sail and CL; 2 – line intercepting 0–A section on the X-axis (explanation in text); *VCI* 1 – triangular sail; *VCI* 2 – semicircular sail; *VCI* 3 – Laplace distribution-shaped sail. All curves are plotted for single value of ice ridge sail porosity

The behavior of the *VCI* curve in area II, corresponding to an above-water part of the CL will be determined by the law of distribution of the upper boundary of the CL. In fact, the *VCI* curve in area II is an integral probability distribution of the ice presence within this depth range, which is determined by the spread of the upper boundary of the CL. The same is for area III, corresponding to the underwater part of the CL. Figure 2.24 shows examples of the *VCI* behavior for normal distribution of the upper and lower boundaries of the CL and for uniform distribution. Variances of location distributions of upper and lower boundaries of the CL are different, the higher the variance, the flatter is *VCI* variation with depth. With a uniform distribution of the position of the upper and lower boundaries of the CL, inclination angles of *VCI* curve in areas II and III are determined by range of variation of the position. For example, *VCI 2* line in Figure 2.24 shows that the upper boundary of the CL is uniformly distributed in the depth range of 0.22...0.64 m, and the lower boundary - in the depth range of -0.09...-1.88 m. Accordingly, due to significantly greater range of variation of the CL lower boundary, the *VCI 2* line in area III is flatter than in area II. *VCI 1* graph reaches the maximum value of 0.97. This suggests that the CL was absent in $(1-0.97) \cdot 100 = 3\%$ of all boreholes.

Of course, in real life it is not practicable to drill as many boreholes as used in the numerical experiment. Figure 2.21a shows an example of depth-wise distribution of the volume content of the solid phase of ice *VCI* for an ice ridge of the Sea of Azov, investigated in 2005. This distribution was plotted based on 35 boreholes drilled evenly along two intersecting lines, perpendicular to the crest of the ice ridge. This example is indicative of the fact that the *VCI* in the range of depths (0.13...-0.47 m), corresponding to the CL has the shape of almost perfect triangle. This suggests that the upper and lower boundaries of the CL of the ice ridge are uniformly distributed. On this basis, we can easily estimate the average thickness of the CL.

Figure 2.25 shows the behavior of the *VCI* curve for ice ridge keel of triangular shape under different conditions. *VCI 1* represents a situation where the keel porosity is constant. *VCI* will have the same form as *VCI 2*, when the keel porosity is constant; however boreholes are evenly distributed not across the whole keel width W_k , but in a

narrower range (in this example in the section where keel exceeds 8 m). *VCI 3* shows a situation similar to *VCI 2*, however the porosity of the ice ridge keel uniformly increases with depth (in the negative direction along Y-axis).

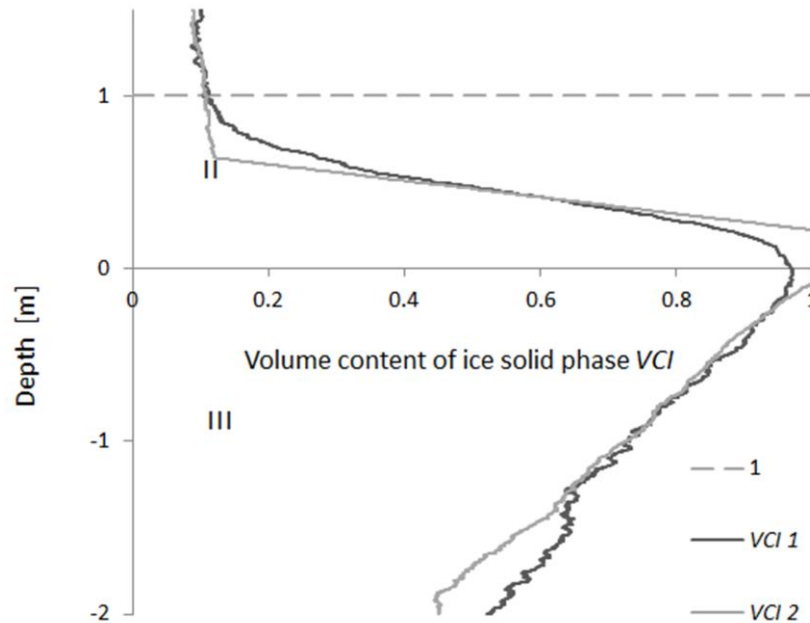


Figure 2.24 – Depth-wise distribution of the volume content of ice solid phase (*VCI*) for CL of the ice ridge

1 – Line dividing the graph into areas of sail and CL; *VCI 1* – normal distribution of the upper and lower boundaries of the CL; *VCI 2* – uniform distribution.

Typically, during limited time of the expedition several ice ridges are investigated, and the number of boreholes drilled on each ice ridge can range from several to two or three dozens. Averaging the individual distribution of *VCI* for all boreholes, one can obtain generalized information, an average ice ridge for the area of research. The example of such distribution constructed by averaging 88 records of drill penetration rate for 14 ice ridges is shown in Figure 2.21b. Due to the fact that the *VCI* distributions of all ice ridges with different sail height, keel draft and porosity are averaged, the *VCI* curve is most informative with respect to CL boundaries and its average thickness. Within the depth range of $-0.45\dots-1$ *VCI* is well approximated by a

normal Gaussian distribution function. In fact, this behavior of the *VCI* curve at the bottom part of the keel is determined by central limit theorem.

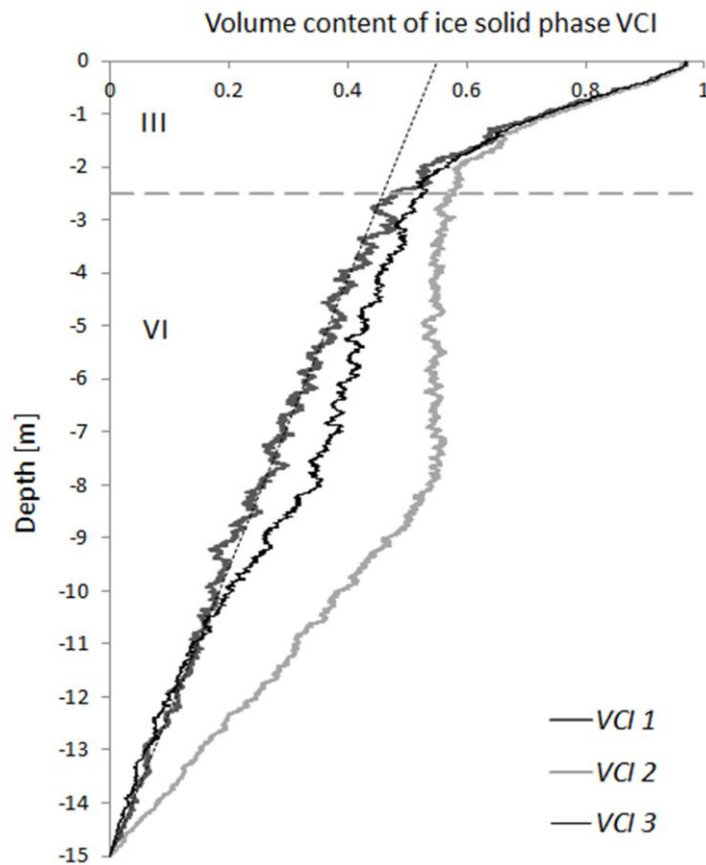


Figure 2.25 – Depth-wise distribution of the volume content of ice solid phase (*VCI*) for triangular-shaped keel of the ice ridge

VCI 1 – keel porosity is constant; *VCI 2* – keel porosity is constant, however boreholes are evenly distributed not across the whole keel width W_k , but in a narrower range (in this example in the section where keel exceeds 8 m); *VCI 3* – similar to *VCI 2*, but the porosity of ice ridge keel uniformly increases with depth (in the negative direction along Y-axis).

In May 2010, at Baidaratskaya Bay ice ridges were investigated using hot water drilling method with computer recording of the penetration rate. As an example Figure 2.26 shows two unusual distributions of *VCI*, obtained by averaging 36 (ice ridge 17) and 21 (ice ridge 10) records of the penetration rate of drilling. As the penetration rate of hot water drilling is higher than the same of electric thermal drilling the X-axis scale differs from scale in Figure 2.21.

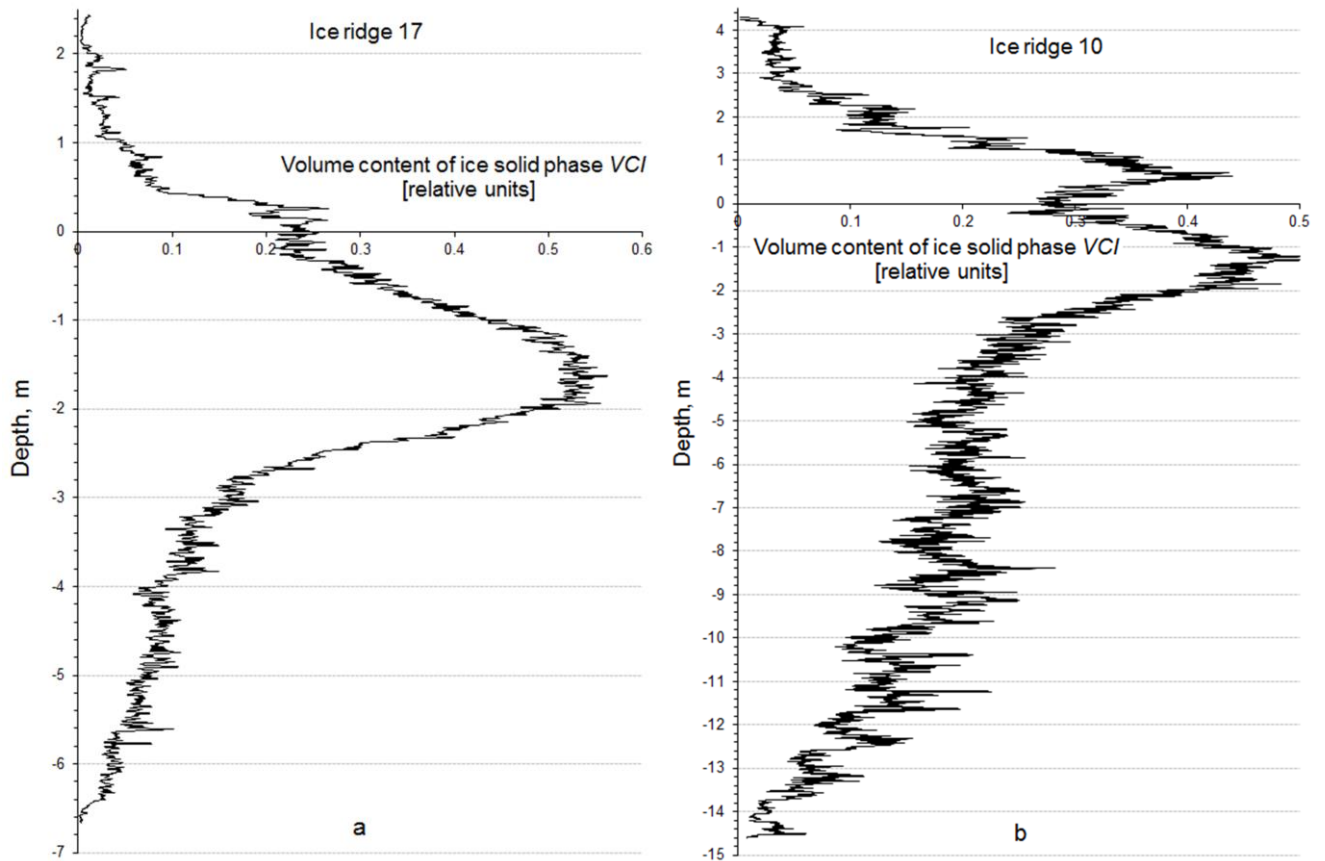


Figure 2.26 – Depth-wise distribution of the volume content of ice solid phase (*VCI*) of two ice ridges investigated in 2010 in Baidaratskaya Bay (according to the hot water drilling data)

Uncharacteristic behavior of *VCI* of the ice ridge 17 (Figure 2.26a) in the CL area is that the upper boundary of the CL has become blurred. As it can be seen from the graph, the upper boundary of the CL changes within the depth range of 0.4...–1.4 m. Moreover, in the range of 0.4...0.25 m *VCI* curve behavior is similar to the ideal *VCI* 1 curve in Figure 2.24. However, as the depth increases to –0.2 (in the negative direction of Y-axis) *VCI* doesn't increase. Only after this depth *VCI* begins to increase almost uniformly. In the depth area from –1.8 to –2.6, corresponding to the distribution of the lower boundary of the CL, *VCI* behavior corresponds to an ideal ice ridge. This distribution of *VCI* corresponding to the upper boundary of the CL is determined by the fact that the ice ridge was studied on June 2, when the upper layer of the CL was destructed by solar radiation. Part of the CL was screened by sail of ice ridge. On the graph this corresponds to the "step" of *VCI* with values 0.1...0.24.

In Figure 2.26b *VCI* of the ice ridge 10 also has an unusual appearance, namely, the CL of the ice ridge is divided by thickness in two parts. This type of graph indicates that the ice ridge 10 is the result of secondary ridging. Already formed ice ridge is compressed, and as the result, ridging of the ice surrounding ice ridge happens. Thus, in the future the newly formed fragment of the resulting ice ridge will have the CL significantly thinner than the CL of fragment of old ice ridge.

In order to estimate the volumetric content of the gas phase in the keel of mean statistical ice ridge by the *VCI* distribution, it is necessary to standardize the values of *VCI* in the way that maximum value of *VCI* smoothed within the CL to be equal to one. Then, the integral of *VCI* along the vertical axis from zero to maximum sail height, multiplied by ice monocrystal density, is the sail ice mass per 1 m² of the area of mean statistical ice ridge. Accordingly, integral of *VCI* along the depth from maximum keel draft to zero, multiplied by ice monocrystal density, is the keel ice mass per 1 m² of the area of mean statistical ice ridge. Using the condition of hydrostatic balance, it is possible to obtain the correlation between sail mass, keel mass, snow mass and volumetric content of gas phase in the keel of ice ridge. This correlation has the following form:

$$\rho \left(\int_0^{S_{\max}} VCI dl + \int_{K_{\max}}^0 VCI dl \right) + \rho_w \int_0^{S_{\max}} s dl + H_{\text{snow}} \rho_{\text{snow}} = \rho_w \left(K_{\max} a + \int_{K_{\max}}^0 VCI dl \right), \quad (2.3)$$

where S_{\max} is the maximum sail height, l is the depth, K_{\max} is the maximum keel depth, H_{snow} is the average snow thickness, ρ_{snow} is the average snow density. Using this formula, it is possible to estimate the volumetric content of gas phase in the keel of mean statistical ice ridge.

When the number of boreholes drilled in the ice ridge increases, the ratio of the area under the *VCI* curve above the water level to the area under the *VCI* curve below the water level will asymptotically approach the value of the relative density difference of ice and water according to the condition of hydrostatic balance. Mathematically, it looks like this:

$$\frac{\int_0^{s_{\max}} VCI \cdot dl}{\int_0^{K_{\max}} VCI \cdot dl} \xrightarrow{n \rightarrow \infty} \frac{\rho_w - \rho_i}{\rho_i}, \quad (2.4)$$

where n is the number of boreholes in the ice ridge, ρ_i is the ice monocrystal density. In fact, the left-hand fraction in (2.4) is the ratio of ice masses of sail and keel. Thus, knowing the density of water in the area of research, using the right part of formula (2.4) the ideal ratio of ice masses of sail and keel can be calculated. By comparing how the real balance of sail and keel ice masses differs from the ideal, it is possible to conclude whether the studied ice ridge is in a state of hydrostatic equilibrium. It should be borne in mind that the sail and keel mass ratio is influenced by the mass of snow located on the ice ridge.

In conclusion, it can be summarized:

1. In the light of the above considerations, it becomes clear that such a generalized characteristic of internal structure of an ice ridge as the distribution of volumetric content of solid phase of ice through depth should be given more attention. Modelling the behaviour of VCI curve for an ideal ice ridge made it possible to understand the main pattern on the basis of which conclusions can be drawn about the distribution of VCI in real ice ridges.

2. Distribution of VCI allows taking a fresh look at the problem of consolidated layer of an ice ridge. By type of VCI curve, the laws of boundaries distribution of the CL of ice ridge (or a group of ice ridges) and the average thickness of the CL can be estimated. There is an opportunity to see the changes in structure of the CL and estimate its uniformity.

3. Behaviour of VCI curve in unconsolidated zones of the sail and keel points to distribution of ice ridge porosity, certain characteristic features in its structure.

2.4 Ice strength estimate by drill penetration rate

Designing ice-resistant structures requires data on physicomachanical properties of ice ridges, primarily on their strength [1], and this necessitates labour-intensive experiments on its determination *in situ*.

Is it possible, based on the data on ice drill penetration rate, to draw a conclusion about ice strength, what morphometric parameters of an ice ridge are due to the strength of ice forming it? The problem is discussed in this section [116].

Technologies for studying internal structure of ice ridges and stamukhas are based on different physical principles: assessment of ice strength by means of a BHJ [87] and description of structural elements inside ice features on the basis of thermal drilling [57, 112]. Comparison of the obtained results allows identifying both the general distribution pattern of characteristics, and individual features of each method.

A “Borehole jack” unit [86–87] comprises a hydraulic station, a borehole jack, a recorder of pressure sensors readings, displacement, and signals of cracking in ice during testing. Borehole jack proper consists of a base plate and a hydraulic cylinder with a rod that slides out at constant speed. Tests are conducted in boreholes with diameter 0.25 m at an interval of at least 0.30 m to a depth of 5 m. Jack penetration rate can be regulated from very low to 4.5 mm/s. During tests, a change in pressure in the hydraulic system, movement of borehole jack when it is introduced into the borehole wall, and acoustic signals that appear during ice deformation are recorded. Breaking pressures at different horizons of the ice feature are recalculated into mechanical stresses, on the basis of which vertical strength distributions are constructed.

During ice exploration, thermal drilling of ice is accomplished in the immediate vicinity of the boreholes, where experiments were performed on determining local strength of ice by means of a BHJ [37]. Analysing the records of ice drill penetration rate at points near the BHJ boreholes, one can try to relate ice drill penetration rate with its local strength.

Boreholes for conducting tests by means of the BHJ, as a rule, coincided with boreholes for thermal drilling; their spacing did not exceed one meter. Thermal drilling was performed after the BHJ and did not affect the sounding results. Sounding levels

were counted from the ice surface, and during thermal drilling from water level in the borehole. When comparing the results of thermal drilling and sounding, all depth data were reduced to water level. Figure 2.27 shows a characteristic record of dependence of thermal drill penetration rate on depth, and sounding levels and local ice strength [180] at these levels are plotted on the same graph.

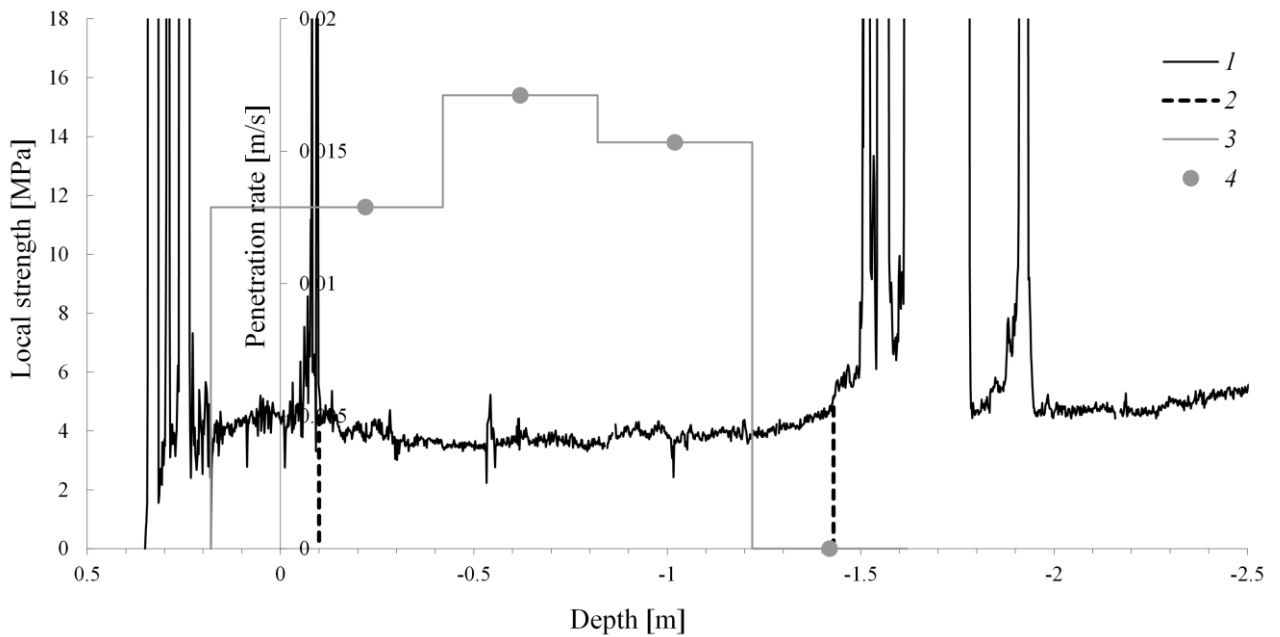


Figure 2.27 – Comparison of the ice local strength and the thermal drilling penetration rate by the test depth. *1* – penetration rate; *2* – boundaries of the CL; *3* – local strength; *4* – measured value of local strength

In May–June 2004, studies of morphometric and strength characteristics of fast ice were carried out in the Ob Bay. Fast ice was mainly composed of large-block crystals of irregular shape, corresponding to A1 structural type, which is due to early periods of stable ice formation [K.P. Tyshko, personal communication, 2004]. Texture of ice of this type is monolithic; in layers with a minimum number of inclusions density values of fresh ice approached their maximum, 917 kg/m^3 . V.A. Borodkin expresses some doubts as to whether ice in the Ob Bay can be classified as type A1 ice [AARI, personal communication, 2020]. According to him, type A1 ice is quite rare, and forms under strictly defined ice formation conditions: pronounced temperature stratification of under-ice water layer, absence of a large number of crystallization nuclei on freezing

water surface, absence of any kind of waves (even no ripples). In a river where currents are always present, where prolonged anticyclones rarely occur, as in Baikal, such conditions are rare (if possible, at all). Large crystals are not the only characteristic of type A1 ice. There are other types of ice with large crystals.

By the time the work started, ice temperature had risen to 0 °C, and its vertical distribution became uniform. During core sampling for textural studies, 39 boreholes were made near core boreholes by the electric thermodrill with and recording of drill penetration rate. Each record was compared with core description; for this, it was divided into sections corresponding, according to core description, to ice with different textural characteristics. These characteristics included transparency, presence of spherical and columnar air inclusions of different sizes, accumulations of air inclusions, organic and mineral inclusions. Thermodrill penetration rate in each section was averaged. Description of core was qualitative, for example, the presence of spherical air inclusions in ice was noted, but their concentration was unknown. Since ice porosity was not determined, the dependences of drill penetration rate on physical characteristics were also qualitative. As a result of analysis, a minor statistically significant positive correlation was found between drill penetration rate and the size of spherical inclusions (correlation coefficient 0.3). This result agrees with the circumstance that the drill penetration rate is inversely proportional to the volumetric content of the ice solid phase. This value is similar to block coefficient but slightly less as it takes into account presence of pores in ice blocks.

Distance from a borehole to a BHJ borehole varied within 15–25 cm. Electrical power supplied to the thermodrill was constant during the entire drilling period. For each experiment, on the corresponding rate record, a section was identified on the depth scale, where the borehole jack penetrated ice, and average penetration rate of electric thermodrill in this section was calculated. In total, 78 pairs of values of average penetration rate in the section and local ice strength corresponding to this section were obtained.

Similar work was carried out during ice exploration in the Baydaratskaya Bay in 2010. At that time, 74 pairs of penetration rate and strength values were obtained, but

for saline ice. A joint diagram relating the average drill penetration rate in the area with a corresponding value of local ice strength for 2004 and 2010 is shown in Figure 2.28.

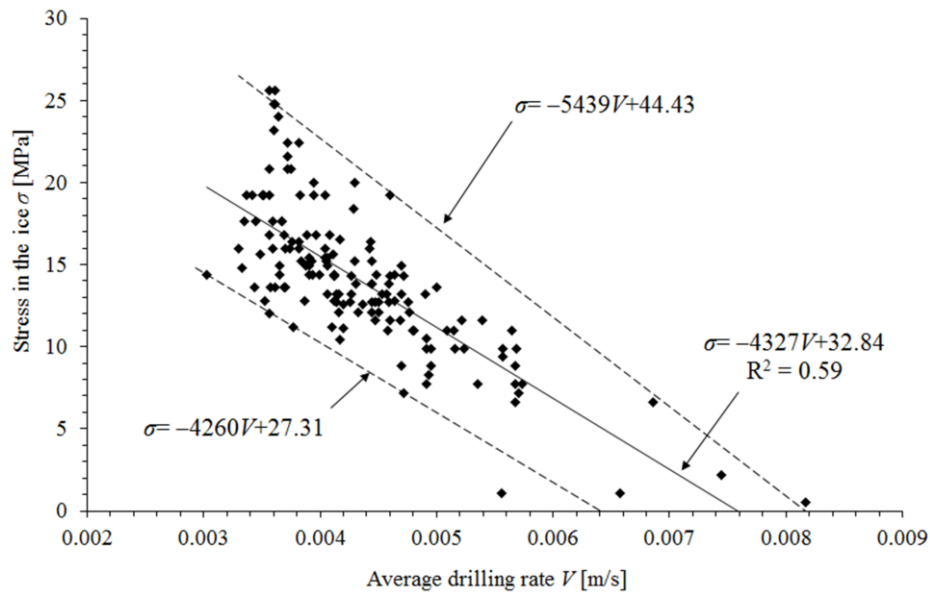


Figure 2.28 – Relationship diagram of the ice local strength σ and the thermal drilling penetration rate V on the basis of level ice study in the Ob Bay in 2004, and sea ice study in the Baidaratskaya Bay in 2010

Dashed lines limit the area occupied by the experimental points in the diagram. The solid line is the linear regression line.

Functional relationship between drill penetration rate and local ice strength is represented by a cloud of irregularly shaped points and is difficult to determine at first glance. Such a relationship can be described with approximately the same accuracy by different analytical expressions. In our case, the main requirement for a mathematical model for such a relationship is the convenience of its use. Another requirement – meaningfulness, or interpretability, is practically unattainable at this stage of analysis. To establish a graphical form of our one-factor dependence, the method of median centres was applied to the data array [69], which showed that the relationship between penetration rate and ice strength can be represented by an exponential. However, this option is in conflict with common sense because it gives non-zero values of strength at infinitely high penetration rate. Therefore, it was decided to consider this dependence linear, as the simplest one, and use the reliable method of least squares. Linear

regression equation is shown in the diagram. However, further calculation of parameters of data uncertainty band showed a difficulty of its determination due to a small total number of measurements. Therefore, to simplify the description of our functional dependence, it was decided to use the equations of lines bounding the points. These equations are also shown in the diagram. Thus, using these equations, it is possible to estimate the interval in which the value of local strength falls at the measured drill penetration rate, and mathematical expectation of this value. For example, a thermodrill passes through ice at an average penetration rate of 0.44 cm/s. Then, local strength of this ice will lie in the range from 8.5 to 20.5 MPa and, most likely, will be equal to 13 MPa.

Figure 2.29 shows diagrams of relationship between local strength σ of ice and thermodrill penetration rate V plotted on the basis of data from the study of ice ridges and level ice in the Shokalsky Strait in 2016. In contrast to the previous Figure, water drilling was carried out there, therefore, the thermodrill penetration rate is much higher. For comparison, two graphs are shown differing in the following: on the first one, the penetration rate averaging interval is equal to diameter of the BHJ rod (9 cm), and on the second one, it is half the probing interval (30 cm / 2 = 15 cm).

The issue of choosing the penetration rate averaging interval is under study since there is not enough experimental data for a grounded solution. It seems that in the practical application of equations for estimating local strength of ice from drill penetration rate for different averaging intervals, the results will be close, at least for the range of penetration rates where there is the greatest accumulation of points, i.e., the most interesting one.

In 2013-2015 in the Kara and the Laptev seas, morphometric characteristics of ice ridges were studied. Among the main characteristics were sail height, keel draft, CL thickness, ratio of keel draft and sail height, porosity, block sizes, slope angles, ice ridge consolidation, ratio of CL thickness to level ice thickness at the ice ridge and block thickness, etc. On the marginal part of 50 ice ridges, experiments were carried out to determine local strength of ice using a BHJ. The BHJ data were divided into two groups: strength of level ice near the ice ridge and strength of the CL of the ice ridge.

As a result, 19 values of local strength of level ice and 47 values of strength of the CL were obtained for the analysis. In total, 65 different statistical characteristics of the structure of ice ridges were considered in comparison with strength of level at the ice ridge and the CL strength.

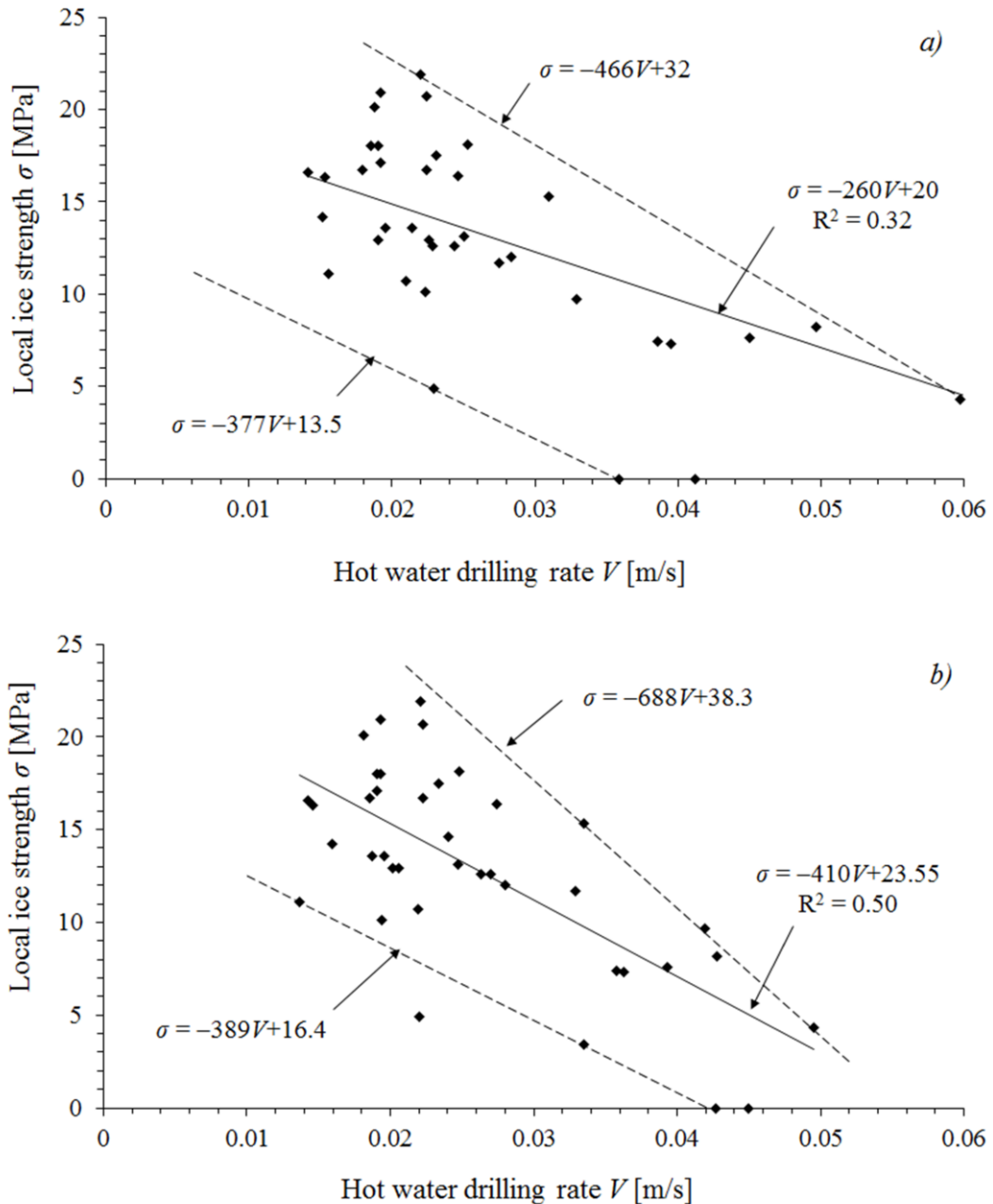


Figure 2.29 – Relationship diagrams of the ice local strength σ and the thermal drilling penetration rate V on the basis of ice ridges in the Shokal'skogo strait in 2016. Penetration rate averaging interval: (a) – 0.09 m, (b) – 0.15 m

Dashed lines limit the area occupied by the experimental points in the diagram. The solid lines are the linear regression lines

The analysis of results focused on the search for unknown or little-studied interdependencies between different parameters of ice ridge structure and ice strength. As a result of analysis, a correlation coefficient was obtained between level ice strength at the ice ridge and the CL strength, which is equal to 0.60. Correlation coefficient between the thickness of sail blocks and the strength of level ice is 0.62; between the length/thickness ratio of blocks and level ice strength – 0.65. Figure 2.30 shows the relationship between "length/thickness" ratio of blocks in the sails of ice ridges and the strength of level ice surrounding the ice ridge, i.e., ice from which this ice ridge is composed. Thus, the thicker the ice, the stronger it is, and the stronger the ice, the smaller the length/thickness ratio of blocks, i.e., the shape of ice fragments is closer to cubic. In turn, the thickness of blocks determines the minimum thickness of the CL, the maximum height of sail, porosity, solid ice content, etc. No other unambiguous dependences of ice ridge morphometric parameters on ice strength were found at this stage.

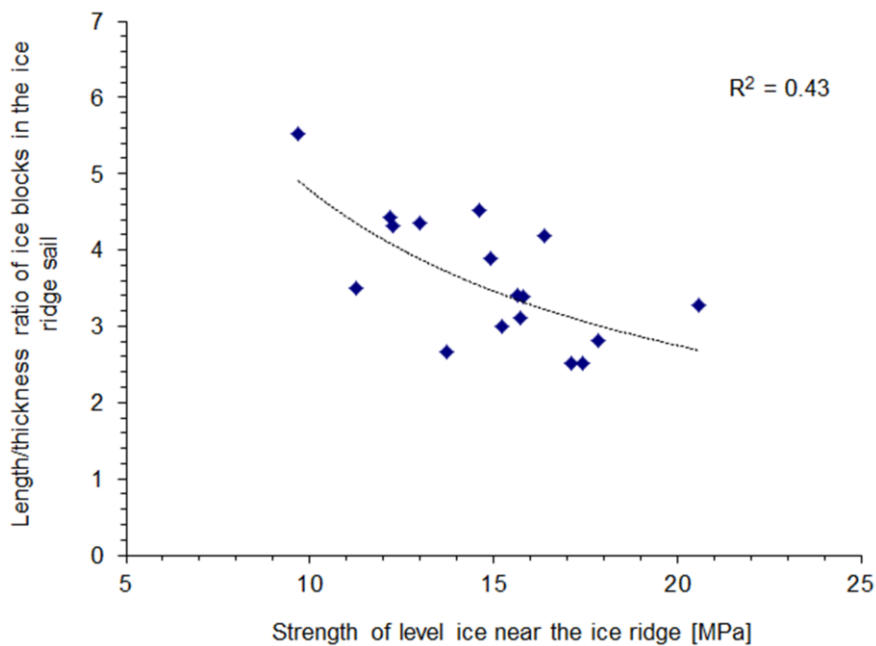


Figure 2.30 – The dependence of the "length/thickness" ratio of blocks in the ice ridge sails on the strength of the level ice surrounding the ice ridge (according to the study of the ice ridges of the Kara Sea and the Laptev Sea in 2013–2015)

The dotted line shows the conditional trend line and the value of the approximation reliability (coefficient of determination) is given.

Correlation coefficient of porosity and length/thickness ratio of the block is 0.04. For the porosity of the unconsolidated part of the ice ridge, this coefficient is 0.09. However, one cannot but agree with V.D. Grishchenko [24], that the variability of ice ridge series parameters is due to the thickness of ridging ice and the age of the ice ridge.

K. Høyland's work [154] presents the results of tests on the strength of ice from the CL of the first-year ice ridges, keel and level ice for uniaxial compression. One of the main conclusions is that level ice is stronger than ice from the ice ridge CL, on average in proportion of 6 to 5. Further K. Høyland performed a series of ice tests on uniaxial compression in the area of Svalbard Archipelago and the Barents Sea and found that the CL strength (s_{cl}) is between the vertical and horizontal strength of level ice ($s_{li}^H < s_{cl}^H < s_{cl}^V < s_{li}^V$) [150]. Analysing our data and taking into account only the ice ridges for which there are strength values for the CL and level ice adjacent to the ice ridge, it was found that ice from the CL is stronger than level ice by 4% on average (proportion 5:5.2). Possibly, this result is due to a small amount of data; therefore, at this stage, it can be presumed that the experimental data obtained by us give almost the same local strength of level ice and the CL. Nevertheless, as a result of experiments on ice ridges in the Shokalsky Strait in 2016, it was found that the CL strength is higher than that of level ice by an average of 17%. D. McGonigal gives local strength of the CL in the range of 14–20 MPa (quoted from [165]). In his opinion, in most cases, the strength of the Arctic ice ridges decreases from a value of about 17 MPa in the upper part of the CL to zero in its lower part. D. McGonigal also noted that the strength of undisturbed level ice adjacent to the ice ridge is comparable to the strength of the upper part of the CL. M. Johnston reports that local strength of the first-year ice, average with respect to ice thickness, does not exceed 32 MPa in winter, systematically decreases in spring and summer, reaching 5 MPa by early July or by mid-August [164].

According to V. Borodkin of AARI [personal communication, 2018], both our results and those by other researchers are equal. It can be assumed that the strength properties of CL depend on the size and location of the blocks composing the ice ridge, their crystalline structure, volume, and degree of interblock space freezing, thickness of the CL, ice salinity and temperature, the degree of ice thermal alteration because of

temperature and radiation heating, etc. The combination of the above factors can lead both to an increase in the strength characteristics of the ice ridge CL relative to its surrounding level ice, and to a decrease in the values of these characteristics.

In conclusion, we can state the following: with increasing ice strength and decreasing drill penetration rate, the range of changes in ice strength characteristics increases and the correspondence of strength to drill penetration rate decreases. A certain penetration rate of thermal drilling corresponds to the range of local ice strength, from which it is possible to pass to the strength of standard samples at uniaxial compression. The influence of ridging ice strength on morphometric characteristics of the ice ridge is indirect. Ice strength determines how ice will break, of what size and shape ice fragments composing the ice ridge will be. The problem is that the strength range of level ice is quite narrow, and although the scatter in the size and shape of blocks is large, their average values differ little. Thus, the need to gain clarity on this issue is the basis for further research.

For a more detailed and accurate analysis of thermal drilling and sounding data, it is necessary to conduct tests at one point. In order to increase the comparability of the results, it is desirable to carry out drilling with an electric thermodrill in addition to water drilling at the points of joint tests. This will make it possible to detailize the structure of the ice ridge, since electric thermal drilling provides a more accurate determination of penetration rates of ice ridge layers in comparison with water drilling. It is desirable to upgrade the BHJ in such a way as to carry out tests in boreholes prepared using an electromechanical core sampler, for example, that manufactured by “Kovacs Enterprise”, which will allow getting precise notions of texture, temperature and salinity of ice directly at the site of ice strength determination. For a rigid correlation of morphometric data to sounding data, it is necessary to develop an operational method for assessing the CL thickness in the field, so that it would be possible to carry out a reference determination of the CL strength in the most typical areas, and thereby improve the accuracy of interpretation of joint measurements.

Summary and conclusions from the second chapter:

Development of oil and gas resources is accompanied by designing a number of site structures and facilities for operation in harsh climatic conditions. Physiographic conditions of the polar region are characterized in particular by the occurrence of sea ice ridges. Therefore, ice surveys should be primarily considered as a source of initial data for calculating ice impacts. Field studies are important because ice strength is affected by processes within the ice ridge, which are poorly studied. They vary from temperature and salinity of ice during its formation to the aging process over time. The best approach to understanding a real ice feature is to study its properties *in situ*. This makes us think that an appropriate research methodology is needed to obtain conclusive data. In summary:

1. A method for determining the boundaries of areas of hard ice, porous ice, and voids from the drill penetration rate during thermal drilling of ice ridges and stamukhas is proposed.

2. With participation of the author, several methods were proposed for determining the boundaries of the consolidated layer: from drill penetration rate records, measurement of water pressure in the borehole, measurement of melt water salinity, with pumping out melt water by changing from an air–water mixture to a constant flow of water.

3. A method is proposed for determining the location of ice–soil boundary in the study of stamukhas.

4. Methodological bases were proposed for determining the generalized characteristics of internal structure of ice ridges, in particular, volumetric content of solid phase of ice, based on results of averaging thermal drilling data.

5. With participation of the author, two modifications of thermal probe for express measurement of ice ridge temperature were developed and implemented in order to determine the location of the lower boundary of the consolidated layer of the ice ridge.

6. A functional relationship between drill penetration rate and local ice strength was obtained. The range of local ice strength corresponds to a certain thermodrill

penetration rate. With increasing ice strength and decreasing drill penetration rate, the range of changes in characteristics of ice strength increases and the correspondence of strength to drill penetration rate decreases.

7. For the first time, the author applied a new method for studying the structure of ice ridges, which is drilling of boreholes with penetration rate recording along a line perpendicularly cutting the ice ridge crest with boreholes spacing of 0.5 and 0.25 m. Processing of records makes it possible to obtain a visual picture of location of ice blocks and voids in the ice ridge body.

3 INTERNAL STRUCTURE OF ICE RIDGES AS A RESULT OF EXPERIMENTAL VERIFICATION OF THE METHOD

3.1 Ice ridges of the Arctic seas and offshore Sakhalin Island

3.1.1 Ice ridges offshore Sakhalin Island

During ice cover formation, three types of ridging are possible, the causes of which are wind, hydrological or thermal forces, or a combination thereof [5]. Compression force can reach the critical limit when the deformable ice cover in some isolated areas begins to lose stability – the first type. In this case, ice floe breaks up with formation of fracturing ice ridges. A distinctive feature of this type of ridging is suddenness of its onset.

The second type of ridging is characterized by the contact of ice blocks and floes with different rate vectors. At the contact point, depending on the ratio of rate vectors, both compressive and shear loads can be observed, which lead to crushing of ice blocks and floes and rafting of ice fragments on top of each other, resulting in formation of crushing ice ridges.

Both types of ice ridging were recorded on the northern shelf of Sakhalin. The second type of ridging is much more frequent. Especially when drifting ice floes interact with fast ice, which has a zero velocity vector. Fast ice edge on the northern shelf of Sakhalin is always characterized by the presence of ice ridges. As fast ice grows, it is very common to observe extended series of ice ridges that identify previous fast ice edge locations. This type of ridging is often recorded in the Sakhalin Gulf, where already in January there is a zone with ridging of more than three points. This zone forms in December, when the largest diurnal tidal level fluctuations and maximum wind speeds are recorded in the Sakhalin Gulf. Thickness of ice in the ice ridges forming at this time usually does not exceed 0.5–0.6 m.

On the north-eastern coast, in contrast to the Sakhalin Gulf, the time of ice ridges formation on fast ice edge is shifted to the end of February – the beginning of April. This is due to the average time periods of formation and destruction of fast ice in this area: the second decade of February – the third decade of April, respectively. During

this period, ridging occurs at fast ice edge under the influence of drifting ice floes at onshore NE, E, SE winds. Ice thickness in such ice ridges can reach one meter or more.

In winter, general circulation of water in the Sea of Okhotsk, winter monsoonal north-western wind flow, and physiographic conditions of the area determine removal of close pack ice from the north-western Sea of Okhotsk to the northern parts of the Sakhalin Gulf and Severny Bay with formation of permanent drift divides characterized by compression and ridging. Thickness of ice in such ice ridges, depending on the time of formation, varies from 0.2–0.3 m to 1–1.2 m.

As a result of layering of part of edge of one plate of nilas and fresh (grey and grey-white) ice on the edge of another plate, a rafting ice ridge forms. As a rule, the height of such ice ridges is small [5].

Specific features of ice drift characterize the region under study as highly dynamic, which leads to a wide range of variability in morphometric parameters of ice cover [1]. They reach their maximum values in March–May period, which should be considered as a calculation period when predicting operating conditions of oil and gas facilities and choosing standard values of their parameters.

In the spring of 1998, the AARI carried out ice study at the northeastern shelf of the Sakhalin Island [85, 195]. The main goal of field research work was to collect the in situ data on morphometric characteristics of ice ridges and stamukhas at the area where the ice-resistant platforms and underwater pipelines are planned. These characteristics were determined using the thermal water drill of Polar Alpine, Inc [206] and the electric thermal drill of the AARI. 89 records of penetration rate at 14 ice ridges and 18 records at 2 stamukhas were made using the thermal drill of the AARI. Correlation coefficient between total thickness and keel depth, determined by two different drills, is 0.94.

Ice conditions in the winter of 1997/1998 were close to multi-annual mean. Average thickness of drift level ice was 0.98 m.

The AARI thermal drilling was predominantly carried out near the sail foot of ice ridge and it caused understated estimates of average sail heights and average keel depths if compared with those given in [196]. From the data obtained, it follows that there are practically no sails (average sail height was 0.60 m). As the maximum keel of ice ridge

was dislocated relative to the maximum sail in many cases, average keel depth was 8 m and total ice thickness — 8.5 m. I.e., data on the draft of the keel are underestimated very slightly. According to the conclusion, the understating of average keel depth estimates was approximately three times less than that of average sail height estimates.

The CL boundaries were determined by location of the hard ice, porous ice and voids at 84 records of penetration rate. Drilling of two boreholes was interrupted, and it was impossible to determine the CL thickness. Remaining three records showed the CL absence. At one point there was a half-frozen shuga at CL location. At two another records the ice blocks were not frozen together, apparently, due to presence of large cavities.

Figure 3.1 shows the *VCI* distribution along depth, received by the penetration rate records. Square under curve above zero and square below zero are in the ratio of 9.16. The area where the volume content of the solid phase of ice is several times higher than its average value at a certain depth range is noticeably highlighted on the graph. This means that there is hard ice without voids in this section of the depths, i. e. nothing other than CL. Values of CL boundaries, estimated by this distribution, deflect not more than 2% from ones received by location of hard ice, soft ice and voids zones. Average RL thickness may be estimated as 1–1.2 m. This value is rather less then the same, determined by core drilling. As the distribution was received by 84 penetration rate records, while core drilling was at 18 points only, the value 1–1.2 seems to author more reliable.

Ratio of the average CL thickness to the average thickness of ice blocks composing the ridges is within the limits of 2.1–2.2. The ratio of the average CL thickness to average level ice thickness is within the range of 0.74...1.68, its mean value is 1.13. In the paper of Surkov [227] another values of this ratio are given: within the range of 1.75...2.40, its mean value is 2.00. These values were obtained at simulated ice ridge, which was prepared from ice blocks with dimensions of 0.03×0.06×0.09 and 0.03×0.04×0.06 m. However, the statement that this ratio remains the same for real ice ridges seems doubtful. That concerns the scale effect of structure of simulated and in-situ ice ridges. Particularly, that concerns such parameters as porosity, void dimensions

and mainly the distance from source of cold, i.e. the upper ice surface. According to the experiment results obtained in the Physical Simulation Laboratory (AARI), the difference in shape and structure of simulated ice ridges becomes significant as the dimensions of initial ice blocks increase for several times [Tyshko K.P. (AARI), personal communication, 2005].

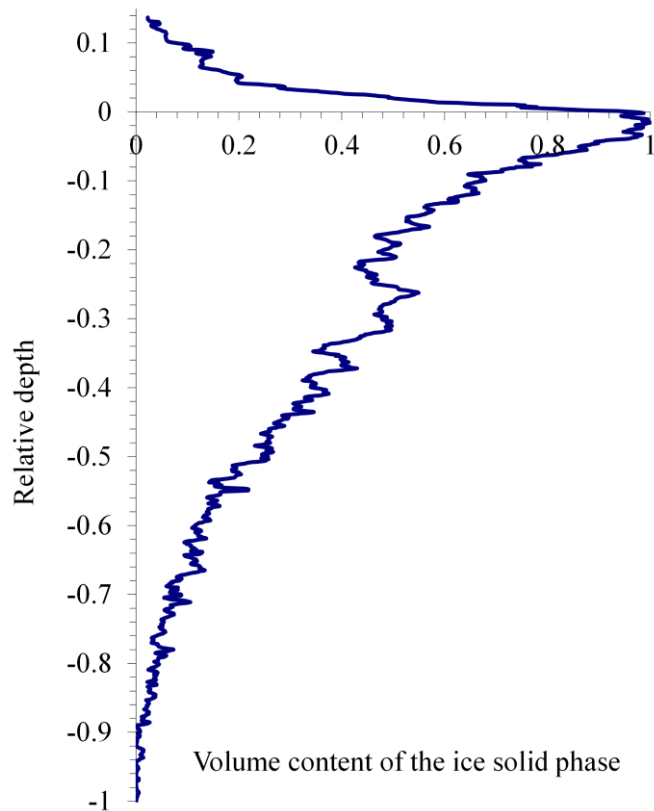


Figure 3.1 – Depth-wise distribution of the volume content of ice solid phase of “mean statistical” ice ridge offshore Sakhalin Island in 1998

The ratio between the CL thickness and total thickness is within the range of 0.14...0.48 averaging at 0.27 (0.33 in [7] for comparison).

Porosity values of sails according to the data of the electrical thermal drilling varied in 1998 within the limits of 6–8%, the keel porosity – within the limits of 22–24%. Mean typical size of voids in ridges was 0.2–0.4 m.

These porosity values are in a good agreement with the data given in [7, 127]. Understated values of sail porosity in comparison with the keel one are related, as it was already mentioned, with the circumstance that the electrical thermal drilling points were

predominantly located at the edges of ridges, where freeboard is not high and often belongs to the CL.

According to empirical dependence between porosity of ice ridge and CL thickness given by S. Beketsky and P. Truskov [127], the average CL thickness of ridges should be equal in our case to 2.14 m, i.e. it will exceed the values of the CL thickness given above for more than two times. It seems that the values of the CL thickness selected as the basis of this dependence are somewhat overstated.

The following brief characteristics of the internal structure of ridges of the Sakhalin shelf are taken from [81]. Main characteristics of the CL according to the Sakhalin–2006 expedition are given in Table 3.1.

Table 3.1 – Main characteristics of the CL according to the Sakhalin–2006 expedition

Parameter	Value
Maximal CL thickness, m	3.51
Average CL thickness, m	0.91
Mean value of position of the upper CL boundary, m	0.19
Mean value of position of the lower CL boundary, m	–0.84
Minimum ratio of the CL thickness to total thickness	0
Mean ratio of the CL thickness to total thickness	0.10
Maximum ratio of the CL thickness to total thickness	0.91

The average CL thickness of ridges was equal 0.91 m in 2006. On the average, the CL thickness was about 10% of the total ridge thickness. Only at the edges of the ice ridges, where the total thickness is insignificant, the CL occupied most of the thickness (up to 90%). Figure 3.2 shows the histogram of the CL thickness distribution in ridges. In the monograph [1], the Gumbel distribution is used to describe the CL thickness distribution.

Table 3.2 presents a specific content of hard ice in the ice ridges

Average porosity of ice ridges was 25% with an average typical void size 0.23 m. Table 3.3 presents the main data on porosity and size of voids in ice ridges according to

the data of “Sakhalin–2006” expedition. Monograph [1] gives average values of unconsolidated part of the sail and keel, which show a greater porosity of unconsolidated part of the sail compared to the data in Table 3.3 (0.24 and 0.17, respectively), and a lower one for the keel (0.26 and 0.30 respectively).

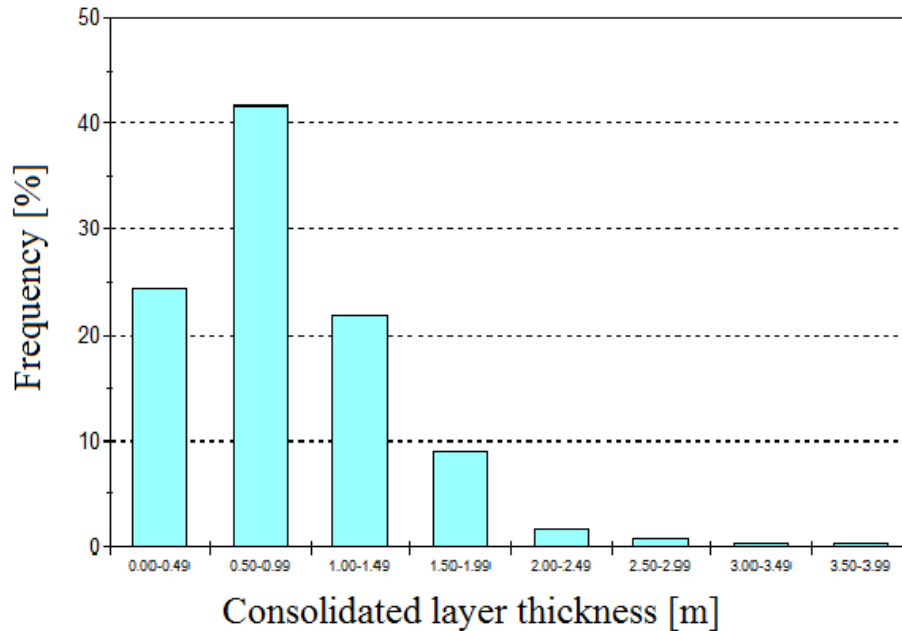


Figure 3.2 – The CL thickness distribution in ridges in 2006

Table 3.2 – Specific content of hard ice in the ice ridges according to the Sakhalin–2006 expedition

		As a whole	Unconsolidated part
Sail	Minimum	0.09	0.05
	Average	0.70	0.62
	Maximum	1.00	1.00
Keel	Minimum	0.05	0.01
	Average	0.48	0.43
	Maximum	0.90	0.90
Ice ridge as a whole	Minimum	0.06	1.00
	Average	0.51	0.46
	Maximum	0.92	0.89

Table 3.3 – Main characteristics of the ice ridge porosity according to the Sakhalin–2006 expedition

		Porosity		Void size [m]
		As a whole	Unconsolidated part	
Sail	Minimum	0.01	0.01	-
	Average	0.13	0.17	0.12
	Maximum	0.90	1.00	1.07
Keel	Minimum	0.02	0.02	-
	Average	0.27	0.30	0.24
	Maximum	0.78	0.91	3.73
Ice ridge as a whole	Minimum	0.02	0.02	-
	Average	0.25	0.28	0.23
	Maximum	0.76	0.91	3.82

Figure 3.3 presents a histogram of void size distribution in ridges. As one can see, the distribution character of the porosity of ice ridge is similar to exponential.

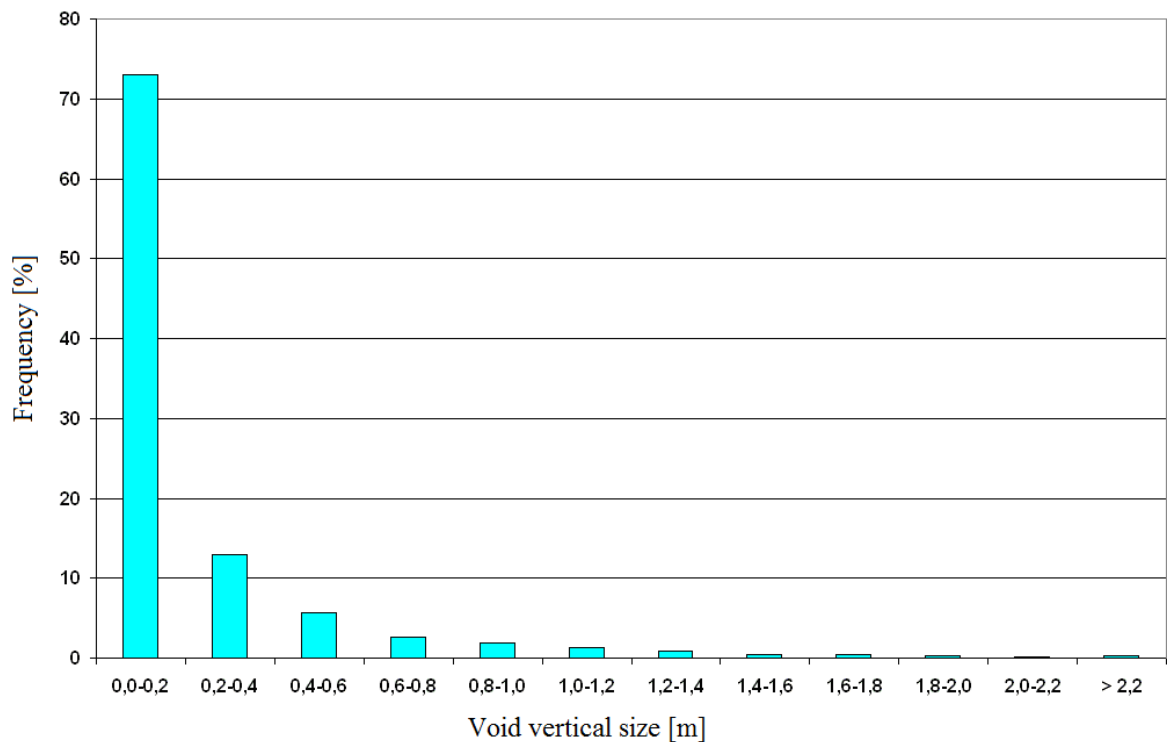


Figure 3.3 – Histogram of the void vertical size distribution in ridges in 2006

Monograph [1] compares morphometric characteristics of the Sea of Okhotsk ice ridges with previously published data for other regions of the World Ocean. It shows that the thickness of consolidated part of ice ridges is comparable to data for the first-year ice ridges in the Beaufort Sea (2.4...5.0 m). Data on porosity of above-water and underwater parts of ice ridges coincide with data obtained for fresh ice ridge series in the Arctic Basin, the above-water part of which is composed of ice blocks about 0.3 m thick. Total porosity of ice ridges is in the range 0.1...0.3, which agrees well with the data of A. Bushuev, N. Volkov and V. Loshchilov, who took average porosity of the first-year ice ridges in the Arctic Basin to be 0.25 [18]. A review of geometric parameters of the first-year ice ridges and their properties is also given in [138].

Results of underwater studies of ice ridges and stamukhas in the Sea of Okhotsk showed that, under the influence of currents, keel, as a rule, has a smoothed surface; during the time of ice ridges and stamukhas existence – a month or more – ice blocks freeze together quite tightly, and ice on the keel surface retains a fairly dense structure comparable to the lower surface of level ice [5].

G.V. Shevchenko and V.S. Tambovsky drew attention to the occurrence of such hazardous ice objects as “nesyaki” (floebergs) in the Sea of Okhotsk [120]. This is an old pomor name for thick ice ridges that broke off the ice floes and float freely. The greatest number of floebergs is recorded in April–May, when the process of spring ice destruction and crushing of floes occurs. The maximum height of the above-water part of floebergs is 6 m, the underwater part is within 21 m. Transverse dimensions do not exceed 100 m. The predominant shape of the floeberg sail is a relatively flat surface with piled-up ice blocks (67% frequency). The predominant keel shape is vertical walls and a wedge-shaped or trapezoidal keel (frequency 39% and 28%, respectively). According to the results of diving surveys, average length of vertical underwater walls of floebergs is 4.5 m, the maximum one is 10 m. At the same time, average length of the monolithic lateral underwater part can reach 7 m (maximum value is 11 m). Formation of outer monolithic part of the keel occurs to a large extent due to freezing and consolidation during ice ridge formation, rather than from the impact of surrounding ice floes on the floeberg. Maximum thickness of consolidated ice in certain parts of the

floeberg can reach 12 m. Consolidated areas of ice inside the floeberg are at different depths both in keel, and sail. Predominantly consolidated part is in the upper 5–7 m of keel and lower 1–1.5 m of sail [120].

3.1.2 Ridges of the Pechora Sea

In the spring of 1999, the electrical thermal drilling of ridges formed of first-year ice was carried out in the Pechora Sea. Mean level ice thickness was 0.70 m in this period [26]. Limits of the average thickness value – (0.66...0.74), minimum was 0.2 m, maximum – 1.4 m, standard deviation was 0.19 (ibid, p. 296). On the whole, 78 records of penetration rate were executed during the borehole drilling at 13 ridges. Main characteristics of the ridges under consideration are demonstrated in Table 3.4.

Table 3.4 – Statistical characteristics of the studied ice ridges

	Sail	Keel	Total ice thickness
Maximum [m]	3.98	11.37	13.76
Minimum [m]	-0.21*	2.08	2.18
Average [m]	1.08	6.09	7.17

* Upper ice surface was 0.21 m lower than the sea level.

Figure 3.4 shows diagrams of component distribution versus depth developed by all 78 records. It is seen that the thickening of hard ice distribution is found at the sea level and lower, i.e. where the refrozen layer is located. On the contrary, the minimum of porous ice and, especially, void distributions are found in the same place.

Ratio of hard, porous ice and voids for an average ice ridge in the Pechora Sea in the spring of 1999 is 33/50/17%. Percentage of hard, porous ice and voids in the sail is on average 57/25/18, in the keel – 29/54/17. Porosity of sail and keel is almost the same.

According to Wilkman and Nortala-Hoikkanen, porosity of ridges in the Pechora Sea varies within the limits of 10%...40% [245]. According to Gudoshnikov et al. [26], the porosity of ridges in the spring of 1999 is estimated as 29% on average (minimum is 11%, maximum is 62%). The values of the sail and keel average porosity are 13% and

38%, respectively. The total porosity, obtained by the author, is 17% on average and the porosities of sail and keel are practically equal. Author's and Gudoshnikov's values differ significantly, although the same ice ridges were investigated. It may be explained only by different amount of sampling.

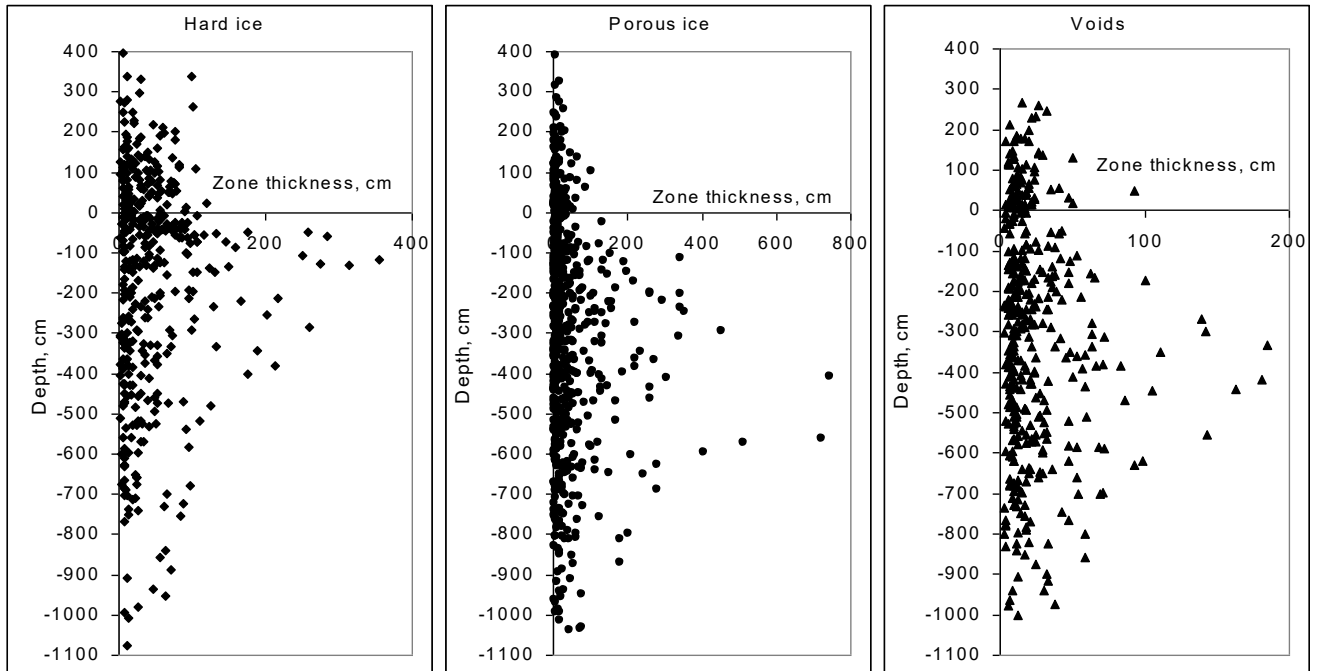


Figure 3.4 – Diagrams of component distribution of the Pechora Sea ice ridges in spring 1999 versus depth

Vertical distribution of the solid phase volumetric content (VCI) for mean statistical first-year ice ridge, based on the penetration rate records, is constructed and shown in Figure 3.5. According to this distribution, the CL thickness can be estimated as 0.55–0.56 m. It differs significantly from that obtained by Gudoshnikov et al. [26]. In this paper the average CL thickness is estimated as 2.45 m according to a long series of data. According to [26], the CL of an ice ridge is a continuous consolidated area within close-packed ice with thickness not less than 0.7 m (average level ice thickness). Such limitation of minimum CL thickness is disputable. Wilkman and Nortala-Hoikkanen consider that the CL thickness is the most essential distinction between the ice ridges in different seas and vary from 2 to 3 m for the Pechora Sea ice ridges [245]. But the mean CL thickness, exceeding several times the level ice thickness, gives rise to doubts.

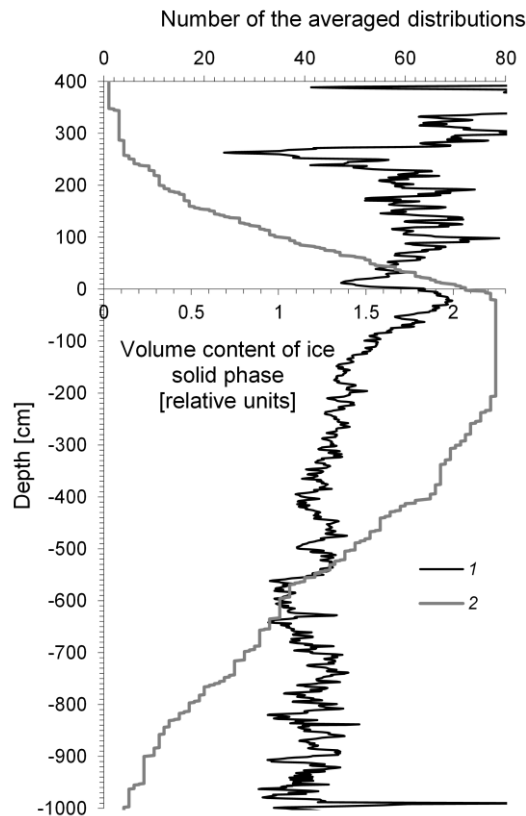


Figure 3.5 – Depth-wise distribution of the volume content of ice solid phase (*VCI*) of “mean statistical” ice ridge at the Pechora Sea in 1999

1 – Mean value of inverse rate (s/m), 2 – weighting function.

According to calculations [190], the CL thickness is for 1.5–2 times greater than the level ice thickness. However, at the same time, dependence between heat capacity and temperature of saline ice [212] is not taken into account. According to calculations [209], the CL thickness reaches the value for more than three times exceeding the level ice thickness. According to study results obtained with my participation, the CL thickness for more than four times exceeds the level ice thickness in some points. However, the average CL thickness is for 1.1 times (maximum 2.1 times) greater than the level ice thickness.

Figure 3.6 shows porosity distribution for the studied ice ridges of the Pechora Sea in the spring of 1999. As may be noticed, the sail porosity of “mean statistical” ice ridge decreases towards the center of sail and increases within the layer separating the sail from the CL. This circumstance not only confirms traditional division of ice ridge into three parts (a sail, a consolidated layer and a keel), but, to some extent,

substantiates such division. According to A. Naumov, porosity of ice ridges in the north-eastern Barents Sea is lower than in the Pechora Sea, while the content of voids is almost the same [67]. Porosity of ice ridges in the studied areas is close to similar values for ice ridges in the Beaufort, Labrador, and Bering seas [67] and somewhat less than the porosity of ice ridges in the Baltic Sea [169].

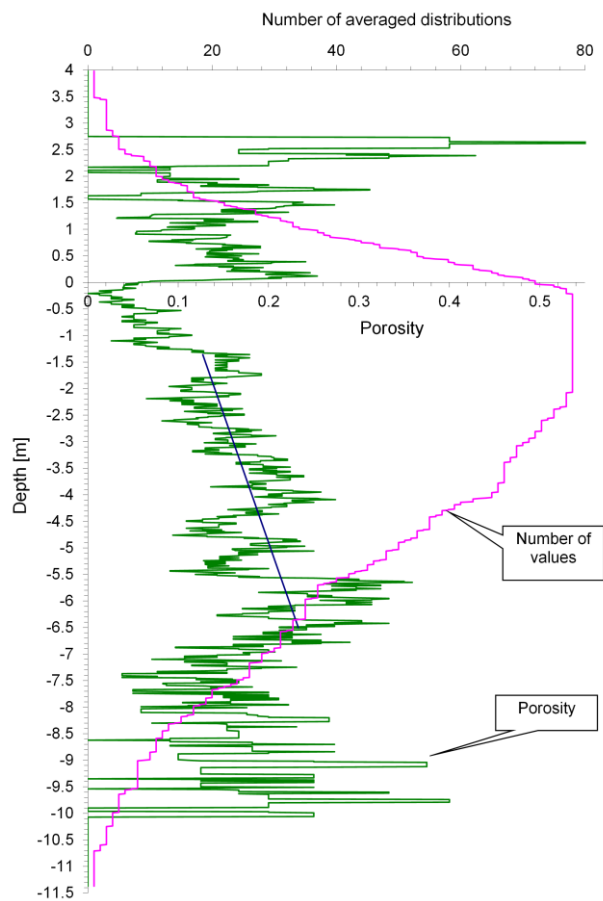


Figure 3.6 – Depth-wise distribution of porosity for ice ridges at the Pechora Sea in 1999

Figure 3.7 presents the fragment of the joint diagram of two distributions of solid phase volumetric content: the Pechora Sea ridge and the Sakhalin offshore ridge. The number of the distributions used for averaging is various at different depths. The difference in the volumetric content is determined by different power supply and different degree of efficiency of the drill heated cones. For more clearness, the diagram corresponding to Sakhalin ridge is displaced 30 cm down. The correlation coefficient between these distributions is equal to 0.6 (taking the displacement into account).

Segment of the graph located in the depth range of $-4\dots-6.5$ m stands out particularly. In this segment, the graphs practically repeat each other.

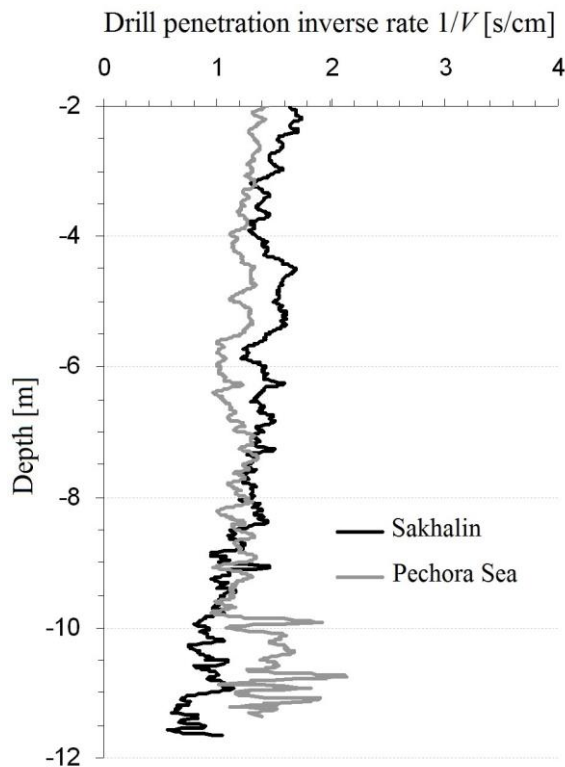


Figure 3.7 – Fragment of the joint diagram of two distributions of solid phase volumetric content: ridges of the Pechora Sea in 1999 and ridges of the Sakhalin offshore in 1998

The presence of two local maximums located closely to each other can be explained by the processes of the secondary ridge formation. The young ridges, in which the consolidated layer has been already formed (its thickness is characterized by the width of the local maximums), are compressed. The rafting of the consolidated layer takes place. Under the weight of the blocks of the ridging ice, the rafted refrozen layer sinks and remains at the depth [K.P. Tyshko, personal communication, 2004]. The presence of the dense ice at the depths of 700 cm and 850 cm is clearly illustrated on the fragment of the ridge internal structure reconstructed by 9 thermal drilling holes presented in Figure 3.8. Here is a different approach to the interpretation of drilling rate records. Minimum porosity is marked by white color, voids with sea water – by dark color. The darker the ice the higher is its porosity. The CL is marked at sea level by

continuous white line. Under the ridge sail the consolidated layer is thicker than at the edges and has a conspicuous flexure.

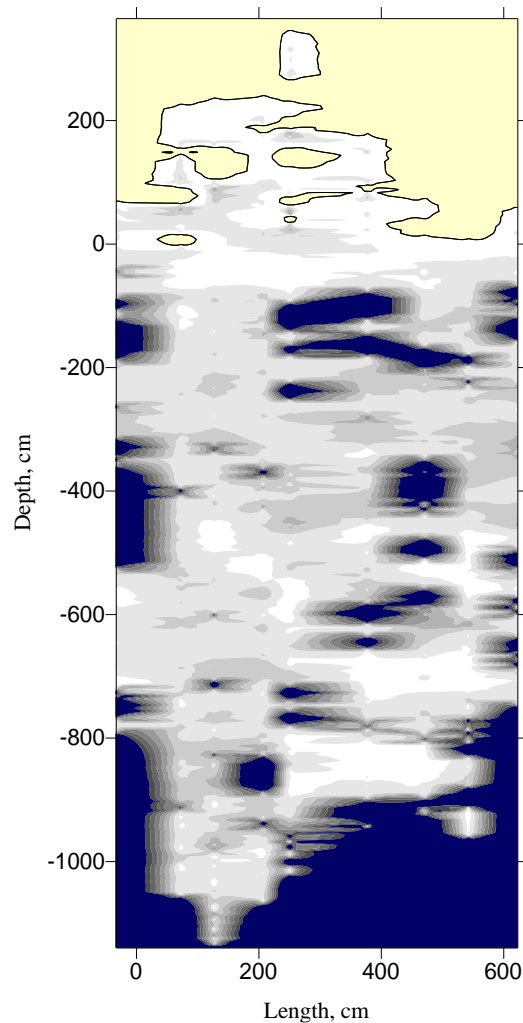


Figure 3.8 – Fragment of the ridge internal structure reconstructed of the 9 thermal drill holes (pale yellow – air, dark blue – seawater, white – hard ice, grey – porous ice)

According to G.A. Surkov, such a generalized characteristic of ridged features as the fill factor does not allow judging about the necessary details of their internal structure [226]. For example, ridged features with the same fill factor can be composed of both relatively large and relatively small ice blocks. It is known that the adhesion and internal friction angle of ice fragments in an ice ridge notably depend on the size of ice fragments. Surkov proposes to determine the following probabilistic characteristics:

- $l(m)$ – distance from the top of a hard ice area to the top of the next hard ice area;
- $h(m)$ – thickness of hard ice area;

- $\lambda(\text{m}^{-1})$ – density of distance per unit length of borehole (determined by dividing the total number of hard ice areas in all boreholes by total length of all boreholes). However, it can be presumed that h value gives average thickness of ice blocks making up ice ridges, and h/l ratio is a value close to the fill factor of the ice ridge with hard ice. λ value shows how many pieces of hard ice fall on average per unit length of borehole. For ice ridges in the Pechora Sea in the spring of 1999, these probabilistic characteristics were as follows: $l = 1.12$ m; $h = 0.44$ m; $\lambda = 7.6 \text{ m}^{-1}$. h/l ratio is 0.39 (for comparison, fill factor of an ice ridge with hard ice is 0.33). λ value shows that there are, on average, 7–8 pieces of hard ice per ten meters of borehole.

Paper [26] discusses the length of the CL areas of a thick ice ridge using an example of data on ice ridges in the Pechora Sea. The thicker the consolidated part, the smaller its horizontal dimensions. The CL with a thickness of 1 m can have horizontal dimensions to 77 m; however, with thickness increase to 5 m, horizontal dimensions of this layer do not exceed 20 m. Length of the line, on which vertical and horizontal dimensions of the consolidated part were determined is a variable value; therefore, to determine the percentage of consolidated nuclei of different extent, their length was normalized to the length of the line. The results are presented graphically in Figure 3.9. It can be seen that 50% of the line length consists of the CL with vertical dimension of 2.5 m.

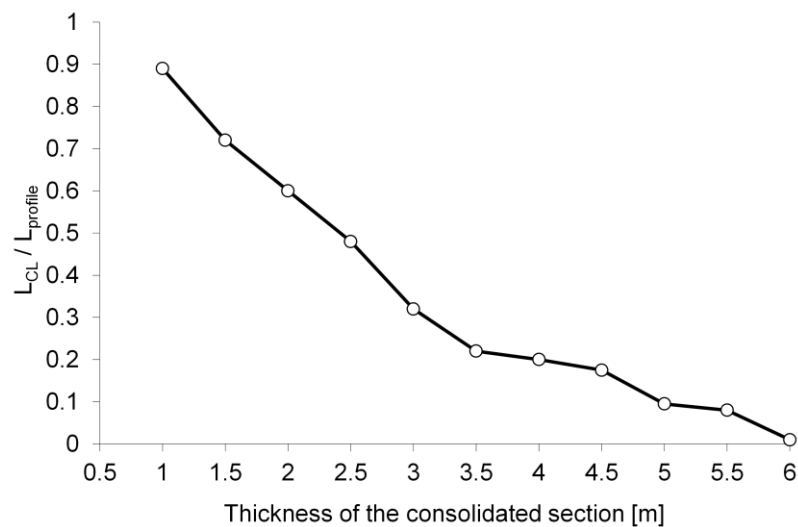


Figure 3.9 – Average ratio of the length of the consolidated section to the total length of the profile [26]

On the presented curve there is a bend at the CL thickness of 3.5 m. From this graph, a practical conclusion can be drawn that areas where the CL has a thickness over 3.5 m do not occupy account for more than one fifth of the entire length of the line.

One of the authors of the work [26] A.K. Naumov states that within the ice ridge, the CL is not continuous, but can consist of isolated areas – “nuclei” of consolidated ice [67]. This statement is disputable, since it becomes unclear what is in parts of the ice ridge where the CL is absent. If it is assumed that this is unfrozen broken ice, then this circumstance contradicts the occurrence of a number of "nuclei" of consolidated ice of large thickness. It is not clear what caused such selectivity in the process of ice ridge consolidation under the action of low negative temperatures.

Figure 3.10 shows a diagram from [67] illustrating "nuclei" of consolidated layer. It can be seen that between "nuclei" the CL thickness is 0.4–0.6 m. Thus, the diagram shows the CL continuity as well as a very interesting distribution of its thickness.

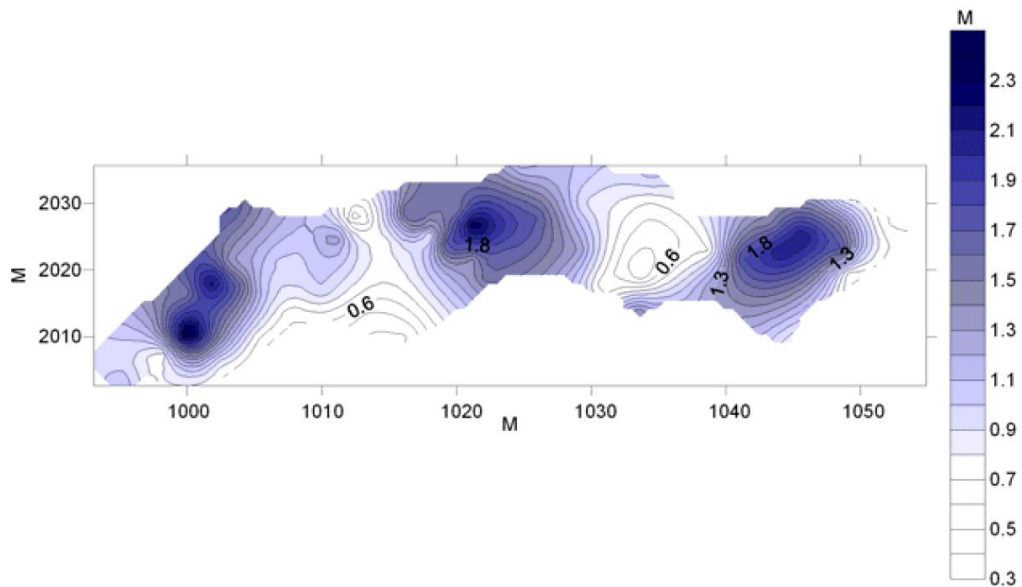


Figure 3.10 – The thickness of the CL of the ice ridge containing three "nuclei", the Pechora Sea [67]

A.K. Naumov notes that the number of such "nuclei" in the investigated ice ridges reached five in the Pechora Sea and three in the north-eastern Barents Sea [67]. Average value of this characteristic for the Pechora Sea is 2.5 "nuclei" in one ice ridge, and for the north-eastern Barents Sea – 1.5.

Another interesting circumstance was noted by A.K. Naumov, that there are a number of differences between the internal structure of ice ridges in the Pechora Sea and the north-eastern Barents Sea [67]. In contrast to the Pechora Sea, where ice ridges mainly contain blocks of grey-white and thin first-year ice, in ice ridges of the north-eastern Barents Sea, blocks of first-year ice of medium thickness were recorded every year, often blocks of thick first-year ice, and sometimes blocks of second-year ice.

Specific features of structure and properties of ice ridges in the eastern Barents Sea are also given in [34, 44].

3.1.3. Ridges of the Kara Sea and Laptev Sea

Fieldwork was performed by AARI specialists for the Rosneft Oil Company in 2013–2017 during the period of the maximum ice cover development (predominantly, April–May). During this period 139 ice ridges were investigated with sufficient detail by thermal drilling. In total, 3,034 boreholes were drilled in these ice ridges, and the CL thickness was determined at 2,969 points. As a result, the amount of collected material made it possible to reveal certain features of development of the CL of ice ridges in the studied areas.

Choice of ice ridges for research was as follows. The icebreaker came to the target area. By helicopter reconnaissance, an ice floe suitable for work was selected meeting safety standards of work, i.e., of sufficient size, without cracks, and with suitable objects for research – ice ridges. After icebreaker mooring to the ice floe, the largest ice ridge series was selected in relative proximity, as a rule, within 300 m from the icebreaker, and was subjected to a comprehensive study. Thus, the thickest ice ridge series was almost always chosen, thus, the obtained values of the main morphometric parameters, in general, characterize ice ridges that are larger than the average ones.

To study the morphometric characteristics, lines were run perpendicular to the ice ridge crest through the highest areas of the sail, on which ice was drilled at predominant increments of 5 m (2.5 m in the area of sail). The number of lines varied from one to six (commonly three) and depended mainly on the crest length and the time available for work. Number of points on the lines was determined, in turn, by the crest width.

Accordingly, depending on horizontal dimensions of the crest, the number of measurements on each ice ridge was different.

Figure 3.11 presents a histogram of average and maximum values of ice ridge external parameters in different regions, surveyed in 2013–17 by thermal drilling [142–143]. The average and maximum sail height, keel depth and total thickness in the histogram were assessed from the maximum values of ice ridges of the specific region. The entire study area was conventionally divided into five regions: I – southwestern Kara Sea, II – northeastern Kara Sea, III – southwestern Laptev Sea, IV – northeastern Laptev Sea and V – Khatanga Bay of the Laptev Sea. The number of investigated ice ridges in 2013–2017 is given in brackets for each region. In 2013 the morphometric studies were carried out only in the southwestern Kara Sea – 34 ice ridges were surveyed, therefore in generalization for the entire study period this region has a significant number of ridges studied.

All ice ridges surveyed by thermal drilling except for one old ridge in the northeastern Laptev Sea were first-year ridges. The largest ridges by external parameters were investigated in the northeastern Kara Sea. The average sail height and width, keel depth and width, ridge length and total thickness were also the largest in this region.

Extreme values of the main morphometric characteristics of individual ice ridges were very significant: sail height exceeded 5.5 m, the maximum keel draft was about 22 m and the maximum total thickness was about 26 m. At the same time, it should be borne in mind that the maximum keel values determined by drilling were always slightly underestimated relative to the real ones, since the deepest fragments of the underwater part of ice ridges can most likely lie between measurement boreholes on the line or between lines. For the sail height, this error is less relevant, since when marking testing sites, areas for drilling are usually indicated at maximum points of the crest. An assessment was made of measurement error of the maximum keel depth obtained by thermal drilling using a ROV. Using ROV data, it was found that values of the maximum draft of ice ridge keels, in comparison with data obtained by thermal drilling,

are on average 12–13% higher (estimates obtained in both years turned out to be close: in 2014 – 12%, in 2015 – 13%).

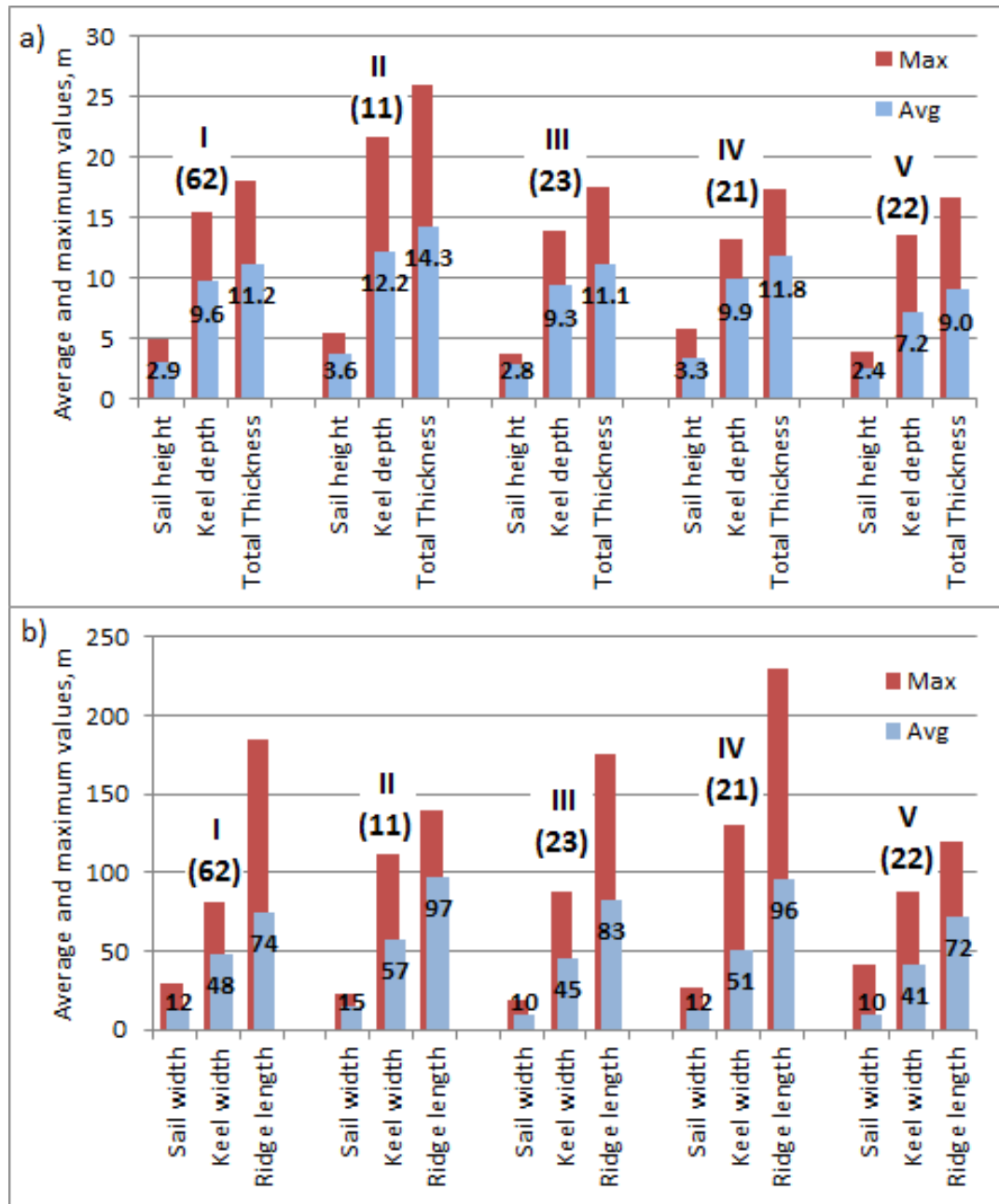


Figure 3.11 – External morphometric ice ridge parameters in different regions from thermal drilling data [142–143]: a) sail height, keel draft and total thickness, b) sail width, keel width and ridge length. Roman numerals designate the study regions: I – southwestern Kara Sea, II – northeastern Kara Sea, III – southwestern Laptev Sea, IV – northeastern Laptev Sea and V – Khatanga Bay of the Laptev Sea (Arabic numerals in brackets – number of ridges surveyed in the specific region). Average values are given on histogram columns

Keel/sail ratio on average for all ice ridges both in 2014 and 2015 was 3.3. Taking into account the error in measuring the depth of the maximum keel by thermal drilling method, this ratio increases to 3.7.

In most cases, ice ridge keel is slightly displaced relative to its crest. Average value of such displacement on the lines was about 6 m in 2014 and about 7 m in 2015.

Comparing the study areas for two years, it can be noted that according to most indicators, ice ridges explored in the north-eastern Kara Sea were the thickest, but there the smallest number of ice ridges among the four areas was studied. In general, ice ridges in the Kara Sea were larger than ice ridges in the Laptev Sea.

Average values of the CL thickness of ice ridges for both years were close and amounted to about 2 m. The extreme value of the CL thickness determined by the author in one of ice ridges in the Laptev Sea and amounting to 5.6 m, is explained by occurrence of consolidated rafts. On average, thickness of the CL was approximately one third of total thickness. Judging by average position of the upper and lower boundaries, the CL was in a slightly submerged state, which is probably due to general subsidence of ice under the action of the weight of snow during the period of maximum snow accumulation.

Figure 3.12 shows the histogram of the CL thickness distribution generalizing 3,830 CL values of 105 ice ridges surveyed in 2014–2017 [142–143]. The CL thickness ranges of 1.5–2 and 2–2.5 m have the largest occurrence frequency. About 2/3 of all values are within 2.5 m, and more than 90% are not greater than 3.5 m. The extreme CL values are sporadic and are likely to be related to large vertically oriented blocks frozen into the CL. The CL thickness distribution in ridges is well approximated by Weibull's function. In general, most morphometric characteristics of ice ridges are quite well described by Weibull's function, normal, and lognormal laws or gamma distribution.

Table 3.5 presents the main characteristics of the internal structure of ice ridges by regions for 2014–2017. Most of the ice ridges surveyed had a continuous CL, but some had zones recently subjected to secondary deformation where the CL was absent. In total, there were 67 boreholes without the CL against 3,830 boreholes with the CL.

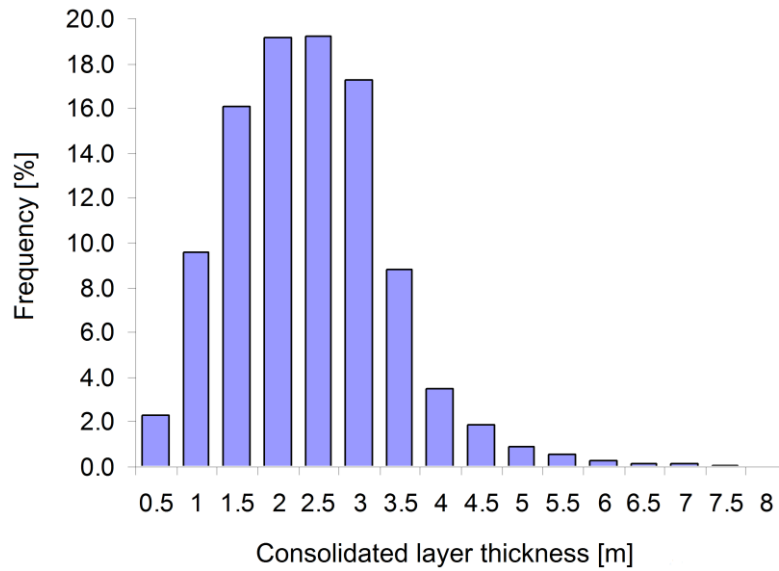


Figure 3.12 – CL thickness distribution in ice ridges of the Kara and Laptev Seas during the maximum ice cover development [142–143]

Table 3.5 – Main characteristics of internal structure of ice ridges in different regions of the Kara and Laptev Seas [142–143]

Region	Southwestern Kara Sea	Northeastern Kara Sea	Southwestern Laptev Sea	Northeastern Laptev Sea	Khatanga Bay of the Laptev Sea	All
Number of ice ridges	28	11	23	21	22	105
Average CL thickness, m	1.49	2.08	2.09	2.38	2.55	2.13
Relative CL thickness, %	23	27	35	40	52	36
Hard ice content, %	56	61	62	70	68	63
Average porosity, %	20	15	21	16	13	17
Average void size, m	0.36	0.33	0.37	0.34	0.18	0.32

The average CL thickness by all ridges equals 2.13 m, and the average location of the upper and lower CL boundaries is 0.09 m and –2.04 m, respectively, relative to sea level (some CL submergence was observed in all study regions). For each first-year ice ridge, the ratio of the average CL to ambient level ice thickness was determined if it was measured at the corresponding polygon. There were 103 such ratios obtained in total. The average value comprised 1.86, a standard deviation of ratios was 0.88, and correlation coefficient between the CL average thicknesses and of level ice is 0.53. The

relation between the CL average thickness and the average thickness of sail blocks was statistically insignificant.

Figure 3.13 shows the line of ice ridge investigated in 2013. The ice ridge has an exotic distribution of the keel porosity. For more expressiveness, the brightness of medium tones is reduced in the figure. Below the CL of this ice ridge low-porosity zones are also seen, which are branching off from the CL like tentacles.

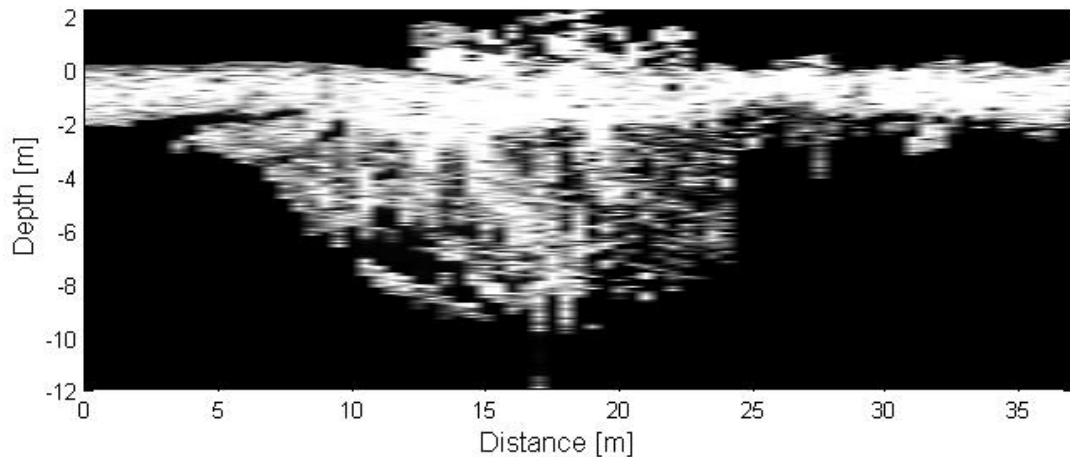


Figure 3.13 –Ice ridge in the Kara Sea with pronounced "branches" from the CL, which are areas of reduced porosity

In the northeastern part of the Laptev Sea in 2015, the morphometry and internal structure of a multi-year ice ridge were studied [28, 140]. Outwardly, a multiyear ice ridge had smooth rounded outlines and a monolithic structure of the sail, in which it was almost impossible to distinguish individual blocks. Maximum sail height of this ice ridge (more than 5.5 m) as well as average value for all points of the sail (more than 3 m), turned out to be the largest among all 83 ice ridges studied in two previous years. As the study of internal structure of the ice ridge showed, its sail had a minimum (close to zero) porosity, and average size of voids in the sail was also small (about 0.05 m). Relative content of hard ice, on the contrary, was high: in the sail – 90%, in keel and ice ridge as a whole – about 80%. However, the most distinctive characteristic of the multiyear ice ridge was average thickness of the CL. It turned out to be a record one for the previous two years of research and amounted to over 4.5 m, twice the average thickness of the CL of other (first-year) ice ridges in the same area in the same year and

2.3 times the average thickness of the CL of all ice ridges studied in two years. The maximum recorded value of the CL thickness at a point was about 7.5 m. On average, the CL occupied 44% of total ice thickness in the ice ridge.

As noted from Table 3.5, ice ridges of the Laptev Sea compared with the Kara Sea have a larger CL thickness (average and relative) and greater hard ice content. It was possible to relate the regional peculiarities of the change of the CL thickness of first-year ridges to the temperature regime of study regions. From data of most close to the study regions polar stations (p/s), sums of freezing degree-days (FDD) were calculated for the seasons 2013/2014 and 2014/2015: for the southwestern Kara Sea, we referred to Popov p/s (Bely Island); the northeastern Kara Sea, Golomyanny Island p/s; the southwestern Laptev Sea, Tiksi p/s; and the northeastern Laptev Sea, Kotelny Island p/s. For the Khatanga Bay region, data of two polar stations for winter 2016/2017 were used: for the western group of ridges of this region investigated in Khatanga Bay, readings of Khastyr p/s were taken, and for the more eastern group of those located in Nordvik and Anabar Bays, meteorological data of Anabar p/s were used. As the age of ridges is not precisely known, the beginning of the calculation for the sum of freezing degree-days was considered as the date of a stable transition of average daily air temperature through zero, and the end of the calculation corresponded to the middle of the period of study of ridges in a specific region. Thus, 10 pairs of values of the average CL thickness (by average values of ridges in a region) and FDD participated in this analysis for all regions in 2014–2017, which gave a correlation coefficient of 0.88. Most of expressions linking the ice thickness with the air temperature are based on the Stefan's theoretic formula, showing the ice thickness to be proportional to the square root of the degree-days sum of frost [35]. Equation (3.1) shows such kind of dependence for the CL thickness (H_{CL}) and FDD ($\sum \text{ }^\circ\text{C}$) with a determination indicator (R^2) 0.83 [142].

$$H_{CL} \text{ (m)} = 0.083\sqrt{\sum \text{ }^\circ\text{C}} - 3.34 \quad (3.1)$$

Because the basis for our equations was the data obtained at the end of the winter period, its applicability makes sense with values of FDD at least 3,000 [142]. As a result of the increased length of the observation series and refinement of empirical coefficients, such expressions can be used for assessment of the average by region CL thickness of ice ridges at the end of the winter period, when we only have FDD data for the given region. It is also necessary to understand the conditionality of these calculations. Firstly, the studied ice ridge could drift to the study area from a region with a more severe temperature regime. Secondly, the relationship of the CL thickness, for example, of old ice ridges with temperature conditions is more complicated. The contribution of summer processes to the change in the thickness of the multiyear ice ridge is particularly ambiguous [28].

Area belonging to the southwestern Laptev Sea has some specific features of the conditions of ice cover formation [75]. The flow of fresh land water in winter by the Khatanga and Anabar rivers leads to desalination of coastal sea water, which contributes to formation of an ice cover differing in crystalline structure and texture from both fresh and sea ice [117–118]. Moreover, freshness of sea water increases towards the mouth of the above rivers.

- Land fresh water runoff and close location of flaw polynya have a significant impact on formation of intra-water ice, which, in turn, significantly affects ice structure.
- Strong ice pollution with inorganic inclusions as suspended particles. Shallow depths and stable temperature of water stratification from the lower ice surface to the entire depth contribute to ground ice formation, which carries a significant number of inorganic inclusions not only as small soil grains, but also larger inclusions reaching several centimetres in size.
- Dynamic activity of the area during initial and subsequent ice formation, which leads to appearance of both vast ridged zones occupying large spaces and well-defined ice ridge series.
- Presence of stamukhas, both as isolated ice features, and in the form of extended systems representing distinct ice ridge series.

– Constant currents from fresh water runoff by rivers and tidal currents create conditions for spatial ordering of fibrous ice crystals, which leads to a more pronounced spatial anisotropy of some physical properties of ice than in drifting ice.

All of the above factors significantly affect crystalline structure of ice in a given region, its texture, which in turn affect physical properties of ice, including its strength. Differences in hydrometeorological conditions during the period of ice formation in different local areas lead to a difference in the structure of ice and its physical properties at fairly short distances for the Arctic seas.

Water has the highest salinity in the northern Anabar Bay, gradually desalinating towards the Nordvik Bay and northern Khatanga Bay, becoming even more desalinated in the central part of the Bay. All the above areas are at the junction of formation of ice of different groups in respect of water salinity: C (sea ice) and B (ice of desalinated water bodies), the boundary of which is drawn along water salinity value of 24.7‰ [117–118]. Structure and physical properties of group B ice were not adequately studied to date. A characteristic feature of this type of ice is the diversity of crystalline forms characterized by development of small crystals, and for fibrous structures, shorter crystals alternating with prismatic ones. Occurrence of intrawater ice crystals recorded across the area, contributes to their arrival to the crystallization front and formation of ice of B6, B5 and B4 types.

Occurrence of inorganic inclusions in ice was recorded. There are areas of ice with a more or less uniform distribution of inclusions in the layer. In areas where thin ice is stratified, thin layers of inclusions 1–5 cm thick are distinguished in the form of brown bands with a high concentration of particles. In areas of intense ridging near ice ridges or *stamukhas*, layers of ice up to 60–70 cm thick with a high concentration of inorganic inclusions occur. In addition to small particles that impart a yellowish-brownish tint or brown colour to ice in areas of their high concentration, individual stones 0.5–4.0 cm in size were found in the ice sheet. Figure 3.14 shows inorganic inclusions (in the form of stones) in the ice sheet at horizon about 1 m. Such occurrences are not single, which points to the prevalence of this phenomenon in water area of the Khatanga Bay. In deformed ice, inorganic inclusions can concentrate in any

area, but most often they were recorded at the junctions of blocks of ridged features. The process of ice pollution is a phenomenon affecting the entire study area and requiring further in-depth research.



Figure 3.14 – Inorganic inclusions in the form of separate stones:

1 – in ice, 2 – extracted [75].

Study area of 2017 falls into the transition zone from sea ice to ice of desalinated water bodies. Level fast ice in the Khatanga Bay with a fibrous structure belongs to desalinated type of ice. Drifting ice of the Anabar Bay belongs to sea ice. Therefore, some ice ridges in the Khatanga Bay of the Laptev Sea studied in 2017 formed from high-strength ice. Maximum value of local strength of deformed ice in the Khatanga Bay is approximately one third higher than the maximum value of local strength of deformed ice obtained in the sea in previous years.

In conclusion Figure 3.15–3.17 present two first-year ice ridges with an unusual structure studied in 2016 and 2018 in the Shokalsky Strait. The ice ridge of 2016 has an extremely large angle of keel slope, which in some areas assumes even negative values. The only similar example was recorded by Kankaanpää; but in this case, the drill line extended along the ridge [168]. There was also an ice plate on top of the ice ridge, indicating that during the ridging there were cases of rafting, i.e. layering of ice plates. Such a rafting scheme was described in 2002 by J. Tuhkuri and M. Lensu [239].

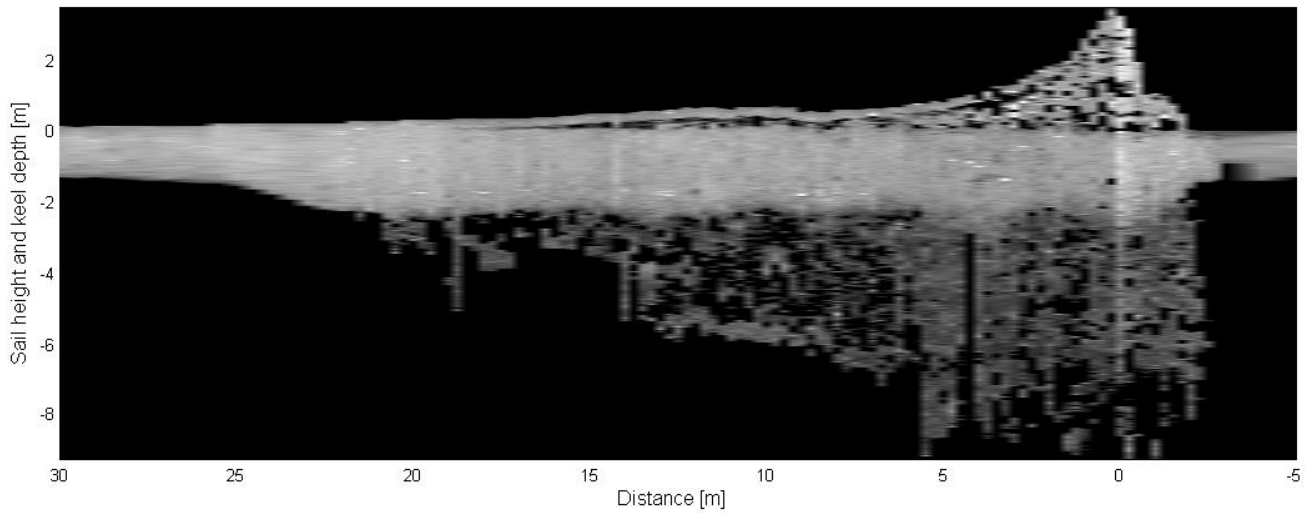


Figure 3.15 – Shokalsky Strait ice ridge, investigated in 2016, characterized by an extremely large angle of the keel slope and an ice plate lying on top

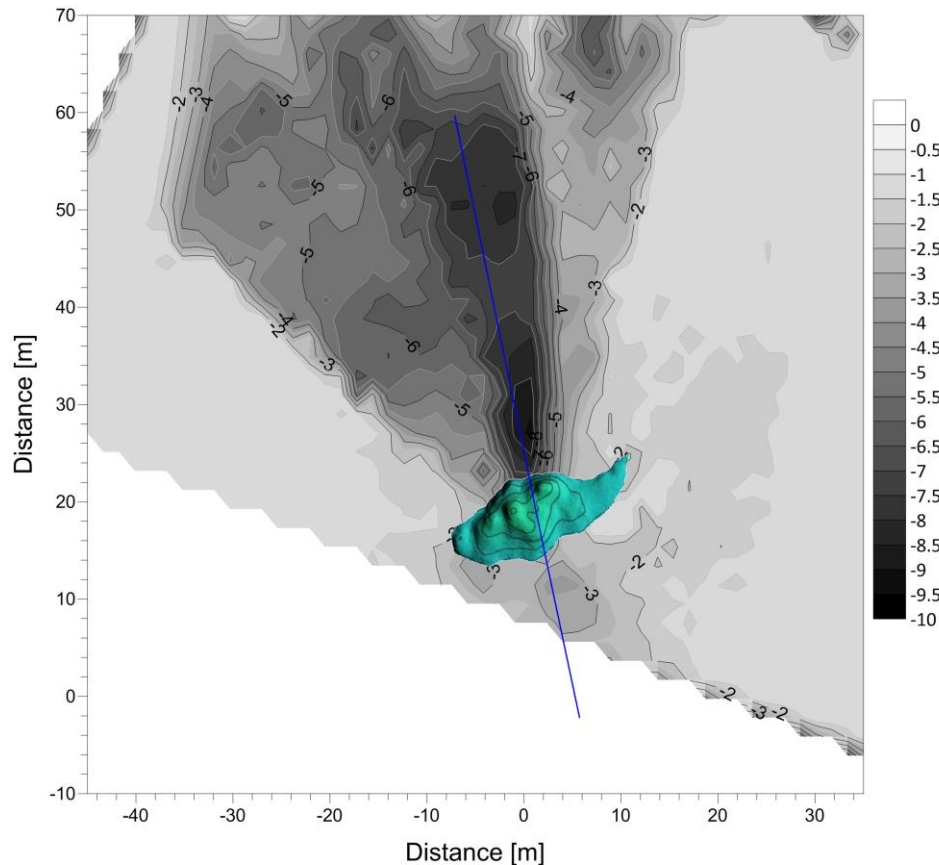


Figure 3.16 – Shokalsky Strait ice ridge, investigated in 2018, characterized by an unusual configuration: the sail crest was on the edge of the perpendicular extended keel crest (on data of tachometric and sonar surveys) [176]. The crest of the ice ridge sail is shown on the diagram in a different color scheme and cut off along the excess contour of 2 m. The straight line in the diagram shows the drilling profile

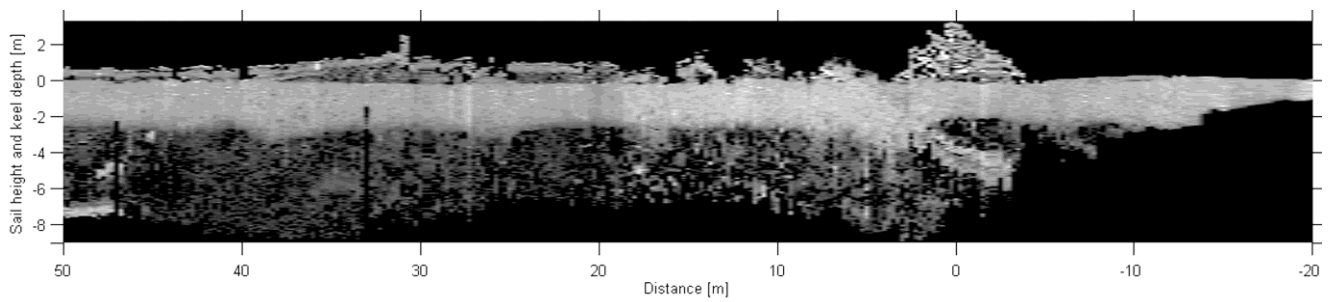


Figure 3.17 – The drilling profile of the ice ridge shown in Figure 3.16. In addition to an unusual position of the sail and keel, the ice ridge has a “tongue” of lower porosity, presumably a consolidated layer of primary ice ridge submerged to a depth as a result of secondary ridging [176]

Ice ridge in the Shokalsky Strait studied in 2018 was noted for an unusual, perpendicular arrangement of the sail and keel crests (according to data of sonar and quadcopter surveys). Average thickness of the ice ridge blocks in the main sail was about 0.29 m and in the ridge at a distance of 31 m (see Figure 3.17) – 0.19 m. That means that the ice ridge resulted from secondary ridging. One of the features of secondary ice ridges is formation of two or more ice ridge series of their above-water part lying most often at an angle to each other with fragments of ice floes noticeably different in thickness [98]. An ice ridge series with a higher sail in the ice ridge formed later, at the final stage of ridging. Average thickness of the CL of ice ridge was 2.5 m; the maximum one, 4.0 m; the minimum one, 1.3 m.

The left part of ice ridge of 2018 (see Figure 3.17, distance 3...50 m) has a rather sizable keel and a disproportionately small freeboard (0.8 m on average). The mean ratio of the maximum sail to maximum keel is about 1/10 at this distance. However, this is not a unique case; a similar picture is also given in the paper by P. Kankaanpää [168]. Blocks of residual second-year ice were also found in the ice ridge keel at a distance of 48–50 m. Core fragment taken from a depth of 5.3–5.9 m, is composed of recrystallized ice, which is typical for the upper part of the second-year ice. Ice texture is mainly different-bubbly with accumulations foci of inclusions of varying intensity, mainly of air origin. Ice salinity measured at the upper and lower boundaries of the samples was 0.8 and 0.5‰ and corresponds to salinity of the upper desalinated layer of the second-

year ice remaining in area in the second year. More detailed information about the ice ridge is given in [176].

3.1.4. Ridges of the Baidaratskaya Bay

In the springs of 2007 and 2010, morphometric characteristics of ice ridges in the area of gas pipeline laid along the floor of the Baydaratskaya Bay from Yamal to the Ural coast were investigated. Ice and meteorological characteristics of 2006/2007 winter season in the study area were light, and those of 2009/2010 winter season were close to long-term averages. Near-edge part of fast ice at the Yamal coast, where work was carried out, was drifting ice in winter, which was then pressed by western winds to the fast ice and frozen into it [54]. In 2007, electric thermal drilling was applied, in 2010 – water drilling with computer recording of drill penetration rate was used.

During the field work, 25 series of ice ridges were studied (six in 2007 and 19 in 2010). In total, 105 boreholes were drilled along 11 transverse lines in 2007 and 574 boreholes along 57 transverse lines in 2010. Average total ice ridge thickness defined as the average length of all boreholes in ice ridges, was 8 m, the maximum one was 20 m. According to certain data, thickness of ice ridges in the Baydaratskaya Bay can reach 30 m [71, 121].

Table 3.6 presents the main characteristics of the CL of ice ridges according to the data of two expeditions – "Baidara–2007" and "Baidara–2010". As can be seen from the Table, average CL thickness in ice ridges turned out to be 1.73 m. The CL was continuous along all measurement lines, without horizontal breaks.

As a rule, ice ridges were in a state of hydrostatic equilibrium, however, in some cases significant deviations were recorded. Thus, a case was recorded when the entire CL was above sea level. This indicates that, after thermal formation, the CL was subjected to the influence of dynamic processes. On average, thickness of the CL was about 27–30% of total ice ridge thickness; however, in some cases, the CL occupied the entire ice sheet. Figure 3.18 shows a histogram of the distribution of CL thickness in ice ridges. It can be seen that the distribution maximum falls within the interval of 2–2.5 m.

Table 3.6 – Main characteristics of ice ridges of the Baydaratskaya Bay in 2007–2010

Average sail height [m]	3.3
Average keel depth [m]	11.7
Maximum total ice thickness [m]	20
Ratio “maximum keel/maximum sail”	3.7
Maximum CL thickness [m]	6.54
Average CL thickness over all drilling points [m]	2.38
Minimum ratio “CL thickness / total ice thickness”	0.03
Average ratio “CL thickness / total ice thickness”	0.30
Maximum ratio “CL thickness / total ice thickness”	1.00

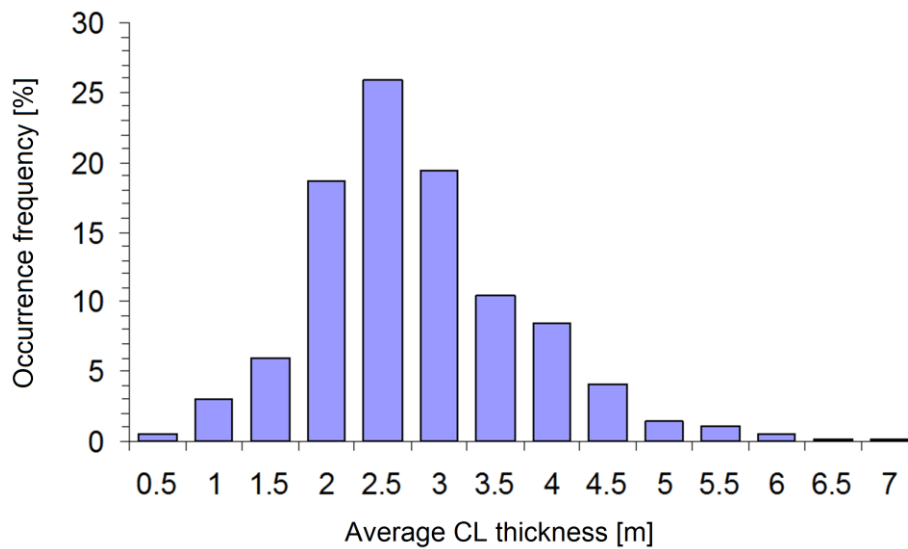


Figure 3.18 – CL thickness distribution in ridges of the Baidaratskaya Bay

Table 3.7 gives information on the content of hard ice in the body of ice ridges in the Baydaratskaya Bay in 2007. This Table shows that the sails of ice ridges contain more harder ice than the keels. Table 3.8 presents basic information on porosity and sizes of voids in ice ridges. Minimum porosity values are zero.

Table 3.8 shows that porosity of ice ridge sails is noticeably less than that of keels. Overall ice ridge porosity is primarily determined by keel porosity. Porosity of unconsolidated part of ice ridges is 2–6% higher than porosity as a whole. Dimensions of voids in keels of ice ridges are larger than in sails.

Table 3.7 – Hard ice contents in ridges of the Baidaratskaya Bay in 2007

		As a whole	Unconsolidated part of the ice ridge keel
Sail	Minimum	0.23	0.22
	Average	0.72	0.58
	Maximum	1.00	1.00
Keel	Minimum	0.16	0
	Average	0.56	0.40
	Maximum	1.00	0.78
Ice ridge as a whole	Minimum	0.22	0.04
	Average	0.57	0.42
	Maximum	1.00	0.78

Table 3.8 – Main porosity characteristic of ice ridges of the Baidaratskaya Bay in 2007

		Porosity		Void size [m]
		As a whole	Unconsolidated part of the ice ridge keel	
Sail	Average	0.07	0.11	0.31
	Maximum	0.72	1.00	1.35
Keel	Average	0.20	0.27	0.56
	Maximum	0.67	0.86	2.63
Ice ridge as a whole	Average	0.19	0.25	0.56
	Maximum	0.45	0.86	2.63

An important feature of the investigated ice ridges in 2010 was the occurrence of large voids in ice ridge keels. Examples of records with such voids are shown in Figure 3.19. Vertical dimensions of voids in the keel of some ice ridges reached 4–6 meters or more. A similar picture was observed in 2002 by the Norwegian scientists studying an ice ridge near the Hopen Island in the Barents Sea [130]. During ice ridge

drilling, they recorded four drill failures to a depth of 2 to 3 m and one failure to a depth of 4.3 m. Unfortunately, the authors do not explain the presence of such voids in the ice ridge keel.

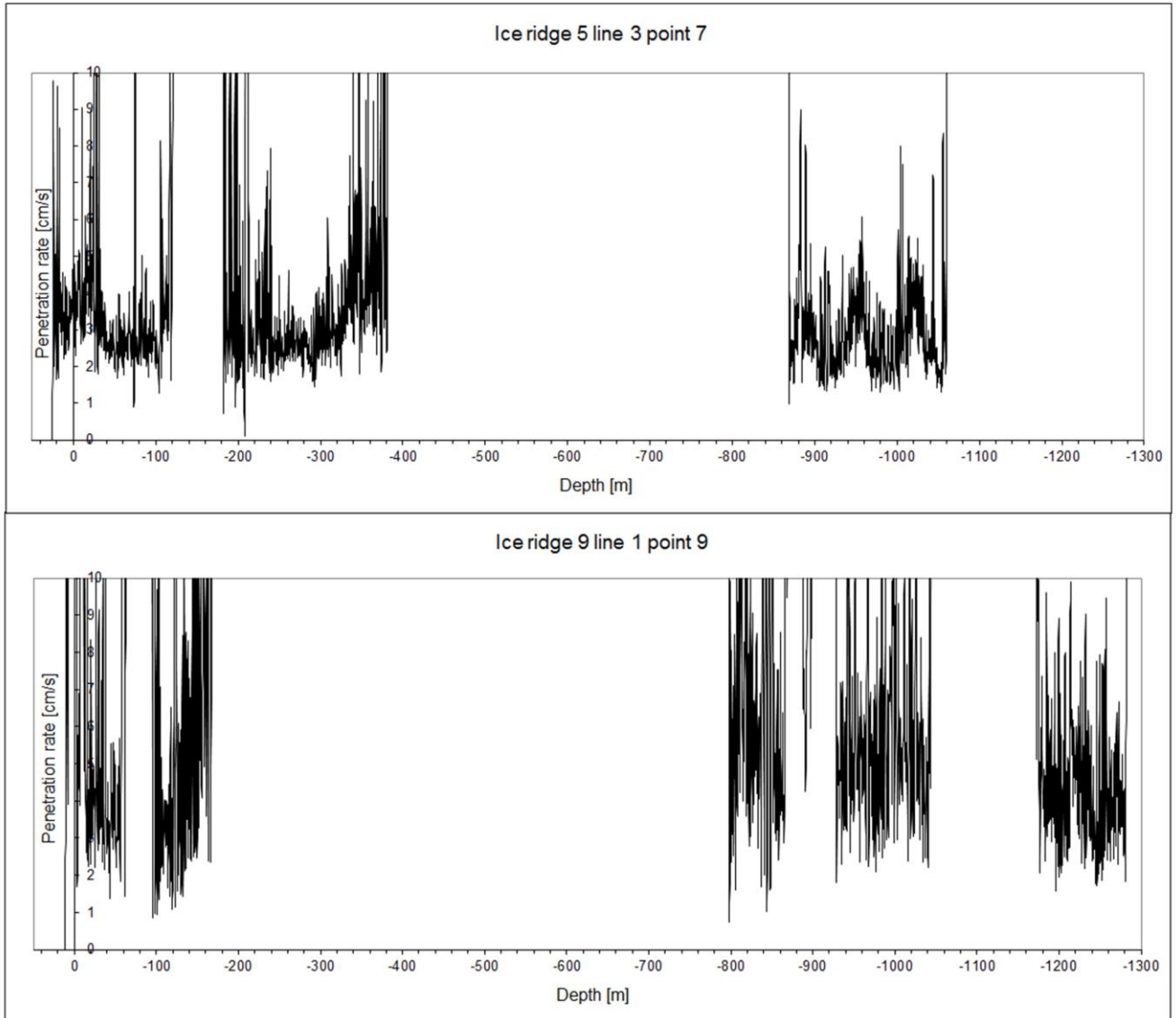


Figure 3.19 – Examples of recording the penetration rate of ice ridge, in the keel of which there are large voids

The vertical size of the void in the keel of ice ridge 5 was 4.9 m,

in the keel of ice ridge 9 – 6.3 m

Figure 3.20 shows the void distribution in the ice ridge keels of 2010. There is a noticeable difference in the distribution of voids in the sail and keel of ice ridges. Vertical size of voids in the sail of ice ridges usually did not exceed 0.5 m and averaged

0.2 m. In the keel, the range of vertical dimensions of voids was wider, and, despite the presence of large voids, there were mostly voids with vertical size up to 2 m. Average size of voids in keels was 0.6 m. Density of points on the distribution of vertical dimensions of voids markedly decreases in the range of depths corresponding to the CL occurrence.

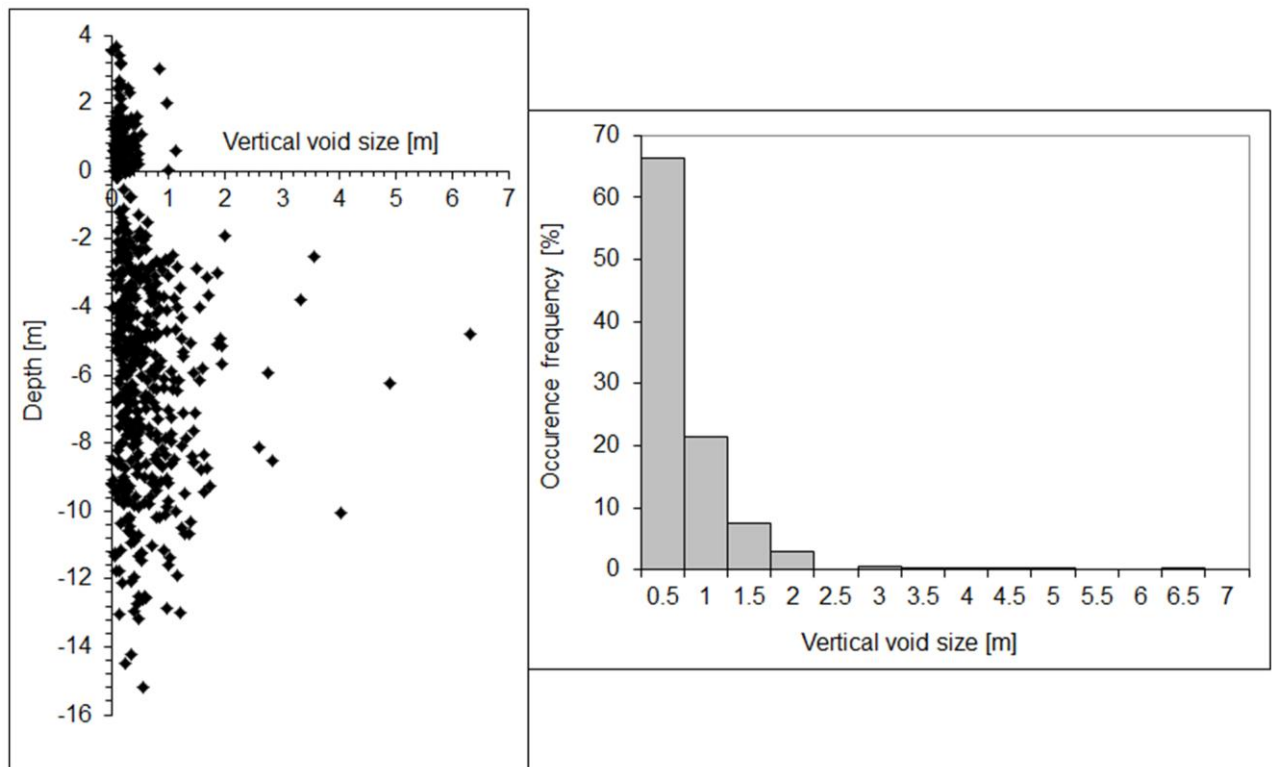


Figure 3.20 – Depth-wise void distribution in the ice ridge keels of the Baidaratskaya Bay in 2010 and histogram of their occurrence frequency

Voids with vertical dimension 6.3 and 4.3 m were recorded on two adjacent lines of ice ridge 9 at approximately the same distance from the ice ridge crest. Distance between lines was 30 m. However, despite the occurrence of large voids in keels of the investigated ice ridges, porosity of ice ridge keels had a slightly lower value and was generally 16% [54]. Probably the voids of large vertical dimensions in the keel may occur in the process of secondary ridging. Ice ridge affected by ice piling on its edge is submerging and rotating around the center of mass. At sufficiently large ice ridge

rotation angle, blocks that make up the lower part of its keel can form a niche in the secondary ice ridge at the edge of ice ridge keel.

The second interesting feature of the Baydaratskaya Bay ice ridges in 2010 was the presence of hard ice blocks in the lower part of the keel. Usually, in these parts of the ice ridge there are zones of brash ice frozen together in areas of block contacts. Drill penetration rate in these zones is higher than in the CL area, or in ice blocks of the sail. However, when drilling ice ridges in the Baydaratskaya Bay, a repeated slowdown in drill penetration rate was recorded at exit from the keel, as if there were blocks of hard ice there. Moreover, this occurred both during water drilling and electric thermal drilling, which was used in joint experiments to determine local strength of ice conducted simultaneously with morphometric measurements of ice ridges. In total, eight such cases were recorded in five different ice ridges, i.e., approximately in every fourth ice ridge studied. Examples of such records are shown in Figure 3.21. As follows from the drill penetration rate, a significant part of the keel of both ice ridges is occupied by porous ice. In the first case, it is at a depth of 2 to 10 m, in the second case, from 10.2 to 14.2 m, i.e., it takes up a significant volume of the keel. However, blocks of hard ice occur below such a massif of porous ice.

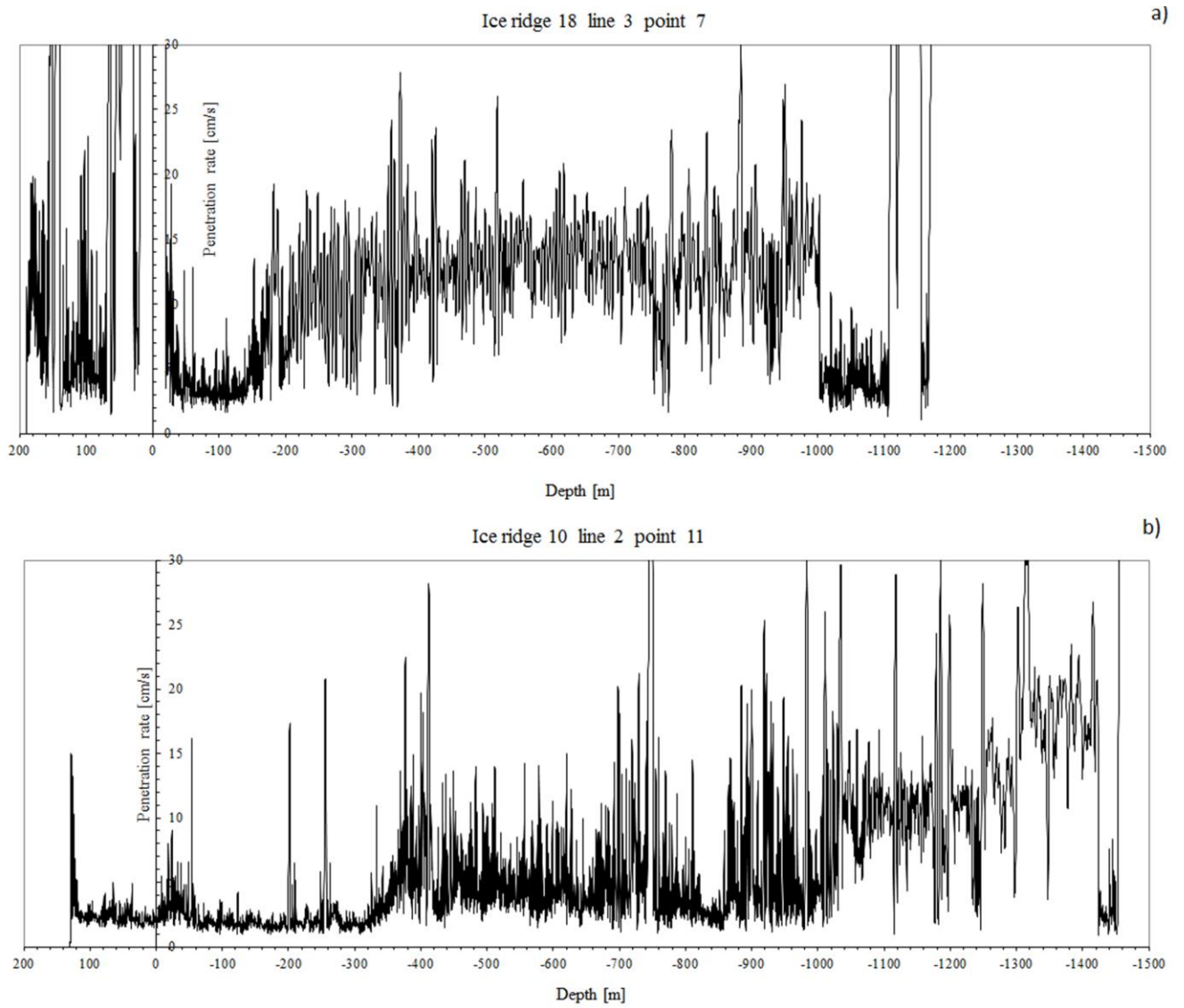


Figure 3.21 – Examples of records showing the presence of hard ice in the lower part of the keel: a – block of hard ice is located at the depth of $-10\dots-11$ m; b – at the depth of $-14.2\dots-14.5$ m

3.2 Ridges of the inland seas of Russia

3.2.1 Ridges of the Caspian Sea

From 2001 to 2013 AARI carried out the ice ridges and stamukhas studies at the Caspian Sea [47, 49–50, 194, 196–197]. The ice ridge structure was studied in 2003, 2005, 2008 and 2013. Shallow sea and complicated bottom topography with considerable quantity of banks, spits and islands determine peculiarities of ice ridging at north part of the Caspian Sea [16–17]. North-western part of the Caspian Sea is characterized by constant presence of layered ice [10, 17]. Often, two or three upper layers freeze together forming the CL of the ice ridge, while the underlying layers remain separated by water interlayers.

In winter of 2002/2003 at north part of the Caspian Sea the ice conditions are closed to average annual ones with tendency to more severe conditions. Ice conditions in season of 2004/2005 are closed to average annual ones. In season of 2007/2008 the ice conditions can be characterized as “mild” (normal) with tendency to more severe conditions. Average ice cover extent in the 2012/2013 season was below normal. Ice cover extent in the Northern Caspian reached its maximum value close to the norm in early January, and then constantly decreased. Over most of water area, thickness of level ice was 15–30 cm (grey-white ice), which is typical for light ice conditions.

Researches were performed in various places of the water area where the depth of the sea varied significantly. It has affected strongly the form and structure of the investigated ice ridges. Figure 3.22 shows different profiles of ice ridges: a form close to a triangular (a), with a few sails (b) and the most typical form (c). There was a wide variety of cross-sectional shape of ice ridges in the north-western part of the Caspian Sea, such as: asymmetry, two or even three sails with one keel, significant shift of the maximum sail position from the position of the maximum keel (to 20 m). It occurred that one ice ridge was located next to the other, so it was difficult to distinguish them.

Figure 3.23 shows the ratio of the maximum sizes of sail and keel of 24 ice ridges of the Caspian Sea. The data are grouped by the period of research conducted in different years in the points of the water area with different sea depth. The figure shows that there is no clear interrelation of the sail and the keel at the large spread of points on

the graph. The size of the keel in this region is mainly determined by the sea depth. This dependence is well described by the empirical equation:

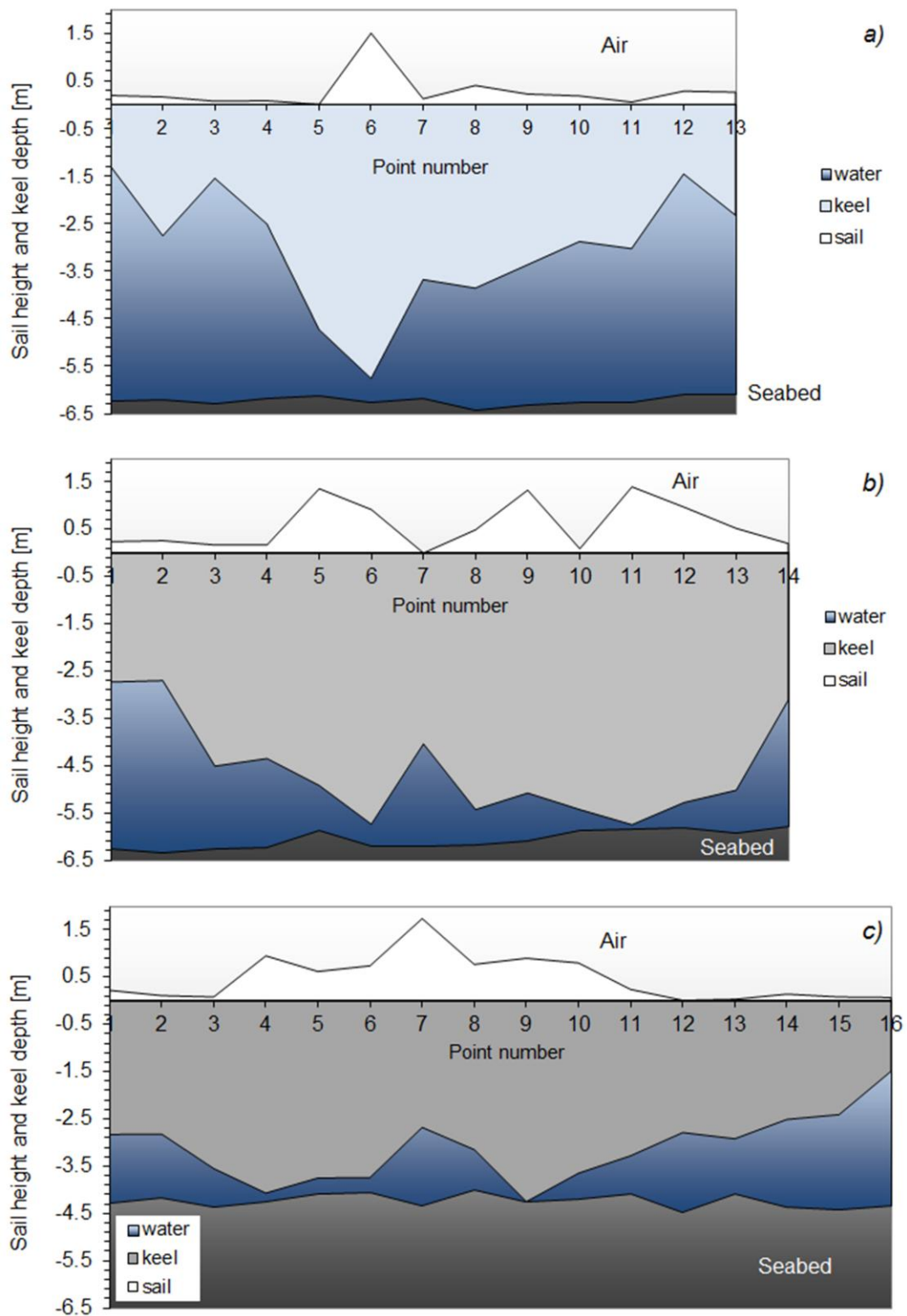


Figure 3.22 – Profiles section of ice formations in the north-western part of the Caspian Sea: a – a form similar to the triangular ice ridge; b – with a few sails; c – – the most typical form of an ice ridge. The distance between the points is five meters

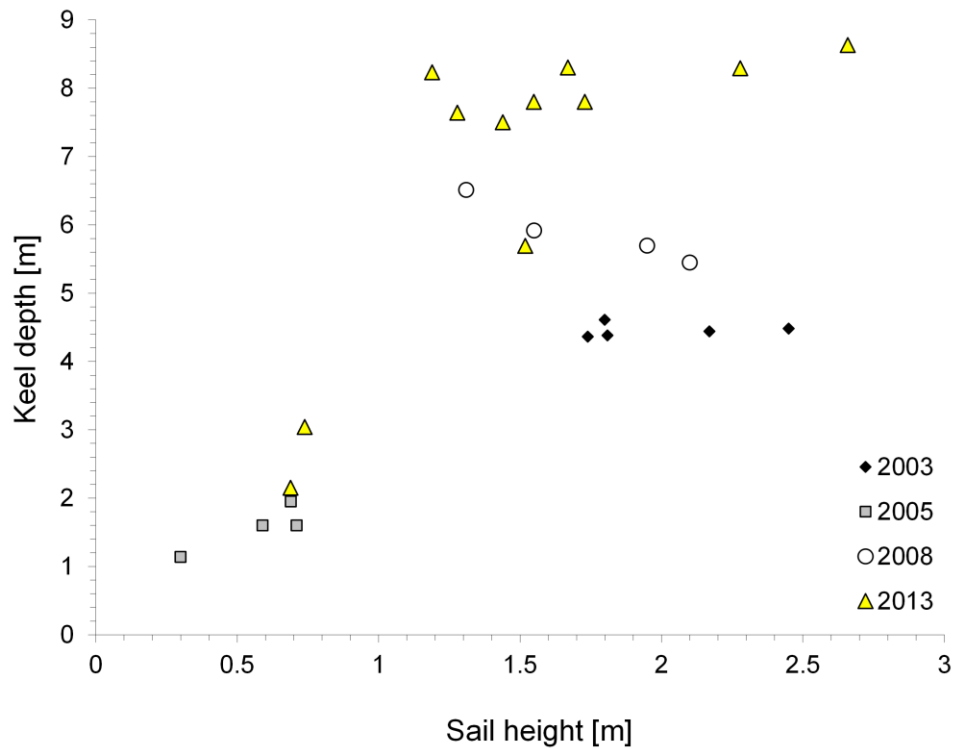


Figure 3.23 – Sail height to keel depth ratio of ice ridges of the Caspian Sea (2003–2013)

$$H_K = 1.2H_{sd} - 1.4 \quad (2 < H_{sd} < 7 \text{ m}),$$

where H_K – average keel depth, H_{sd} – average depth of the sea. In each group the size of sail varies in 2–3 times, while the keel’s size varies only by 5–25%. Despite the fact that the keel of the investigated ice ridges was determined by the depth of the sea, it does not affect the height of the sails. The estimates showed that the coefficient of linear regression of the masses of keel and sail equals to 6.4. In order to maintain hydrostatic equilibrium increase of the sail must be compensated by increase of the width of the keel. The value of relation of the ice ridge’s keel draft to the sail is satisfactorily approximated by a Weibull–Gnedenko’s function, and on average is equal to 3.26 with a standard deviation of 1.21. If we compare this value, for example, with 3.22, which O. Kovacs concluded for multy-year ice ridges [181], we can assume that the ratio of keel and sail almost does not decrease with the age of the ice ridge.

Figure 3.24 shows the maximum sail height and keel depth versus mean thickness of ice blocks, composing the ridge sails for the ice ridges investigated. The coefficient

of correlation between average thickness of ice blocks in the ice ridge sail and its draft is 0.97, and between thicknesses of ice blocks and the ice ridge's sail is 0.73.

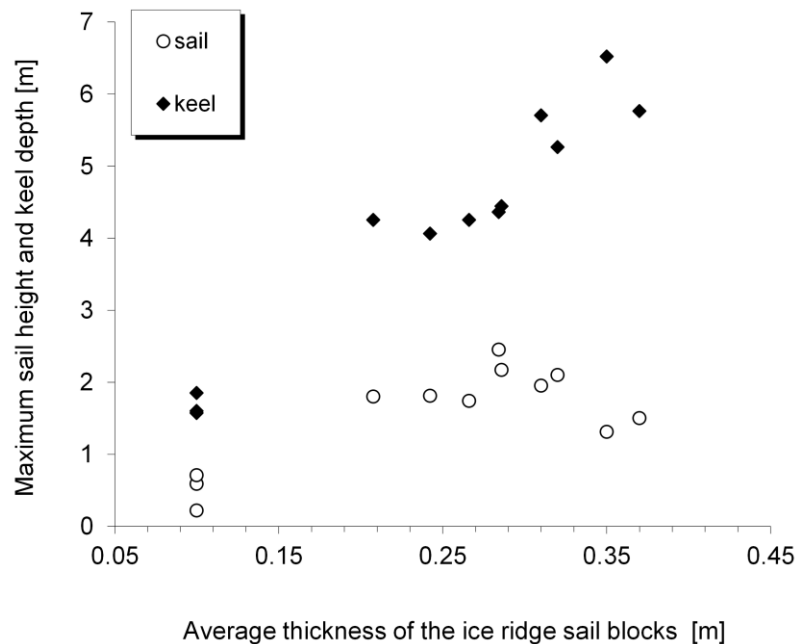


Figure 3.24 – Maximum sail height and keel depth versus mean thickness of ice blocks, composing the ridges for the ice ridges of the north-western part of the Caspian Sea in 2003–2008

The mean ratio of the maximum keel to maximum sail is 2.8 for the ridges of 2003 (it is calculated using data of fifteen profiles of ice ridge drilling). The same parameter for the ice ridges of 2005 is 2.5 (it was calculated using the data of two profiles of ice ridge drilling), for the ice ridges of 2008 – 3.61, for the ice ridges of 2013 – 4.69. That is, the ice ridges in 2005 had a relatively wider keel than in other years. In most cases, the ice ridge is in the hydrostatic equilibrium. Thus, if keel-to-sail ratio is low, which indicates a small keel draft, the weight of sail should be compensated by an increased keel width. Porosity of the keel of ice ridges is also not extremely low so as to affect the keel draft of ice ridges in such a way. “Keel-to-sail” ratio is distributed according to a law close to log-normal with a mean value of 3.66 and a standard deviation of 1.33.

In 2003 five ridges were investigated. Altogether 185 boreholes with penetration rate record were drilled at ice ridges. The CL boundaries were determined by hard ice,

soft ice and voids zones location at 134 records. Remainder showed the CL absence. CL boundaries determining by the water level in the borehole showed substantially larger values of its thickness than by hard ice, soft ice and voids zones location (average values 0.47 and 0.31 m agreeably). Apparently, it is because the CL boundaries determining by the water level in the borehole is restricted to cases when upper surface of CL overtops the sea level. Thus, the thicker CL determines in these cases that is what makes contribution on average value.

Figures 3.25 and 3.26 show the distribution of the *VCI* along the depth by thermal drilling data of 2003 and of 2005. Difference between *VCI* values for hot water drilling and for electrical one is caused by different coefficients of inverse proportionality between penetration rate and *VCI*. The CL is readily observed on the diagram. Judging from appearance of curve 1 in Figure 3.25, one can conclude that CL upper boundary is at interval of 0.25...–0.05 m with average value 0.11 m. CL lower boundary is at interval of –0.05...–0.35 m with average value –0.17 m. These values are close to ones of average CL boundaries determined by hard ice, soft ice and voids zones location (0.11 and –0.20 m). Summarizing the estimations of CL thickness executed by all presented ways, one can conclude that average CL thickness is 0.35 ± 0.03 m with probability of 95% and approaching to veritable. Standard deviation of average CL thickness is 0.18 m.

In 2005, four series of small ice ridges were explored. Two lines were run in different areas, each of them crossing two ice ridge series. Thus, four ice ridge series were formally identified, but only two of them were definite, so they were taken into account. In total 61 boreholes were drilled at ridges with recording of drilling parameters. The CL was registered at 44 records, the other ones were identified as drilling of level ice. The mean CL thickness equals 0.55 ± 0.07 m with a probability of 95% with standard deviation of 0.25 m. From the 11 cores drilled out in the ice ridge the CL thickness ranged within 0.37...0.95 m and averaged about 0.69 m.

Figure 3.27 shows distributions of volume content of solid phase of ice in depth for thermal drilling data of 2008 (a) and 2013 (b). The right diagram also presents averaged local ice strength. It is obvious that above 0.28–0.29 m (strength “shelf” 8–

11 MPa), local strength sharply decreases, which indicates that strength of the sail is measured above, not that of the CL. At -0.8 m depth and strength 2 MPa, a bend in the trend of the curve is observed (see Figure 3.27b), which can be regarded as final transition from the CL to the keel proper. Below -0.80 m depth, average ice strength is 1.4 MPa, which can be considered as an estimate of keel strength.

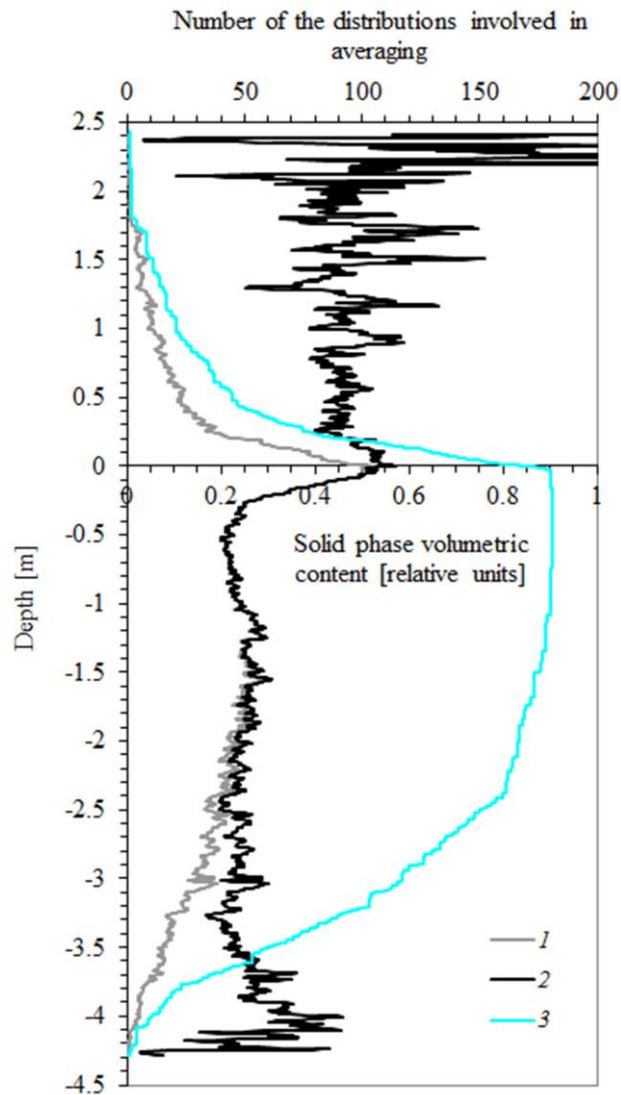


Figure 3.25 – Depth-wise distribution of the ice solid phase volumetric content of ice ridges at the north-western part of the Caspian Sea in 2003

1 – VCI, when all the values of the volumetric content of the ice solid phase are averaged at each depth. In the case, when some considered depth is beyond the limits of sail or keel, the volumetric content is accepted being equal to zero; 2 – VCI, when values of the volumetric content of the solid phase are averaged at each selected depth in all the boreholes corresponding to this depth; 3 – the number of the distributions involved in averaging

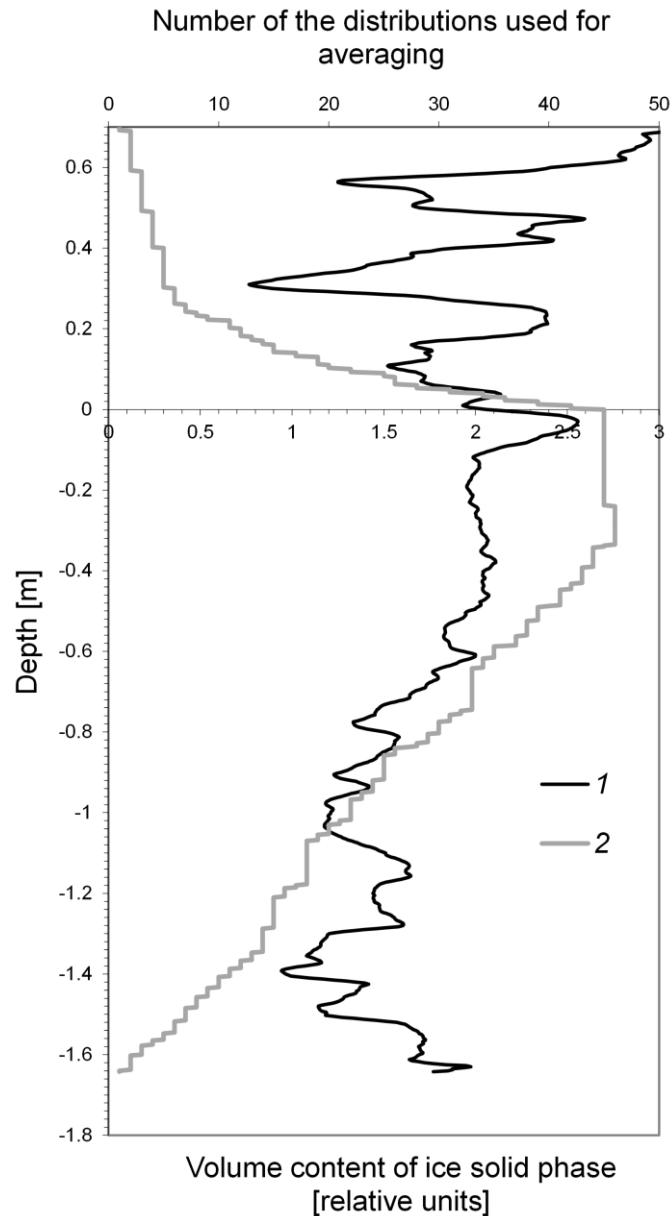


Figure 3.26 – Depth-wise distribution of the ice solid phase volumetric content of ice ridges at the north-western part of the Caspian Sea in 2005

1 – volume content of ice solid phase;

2 – number of the distributions used for averaging.

Table 3.9 shows characteristics of the CL of the Caspian Sea ice ridges. The table clearly shows a trend in the CL thickness – in the western Caspian Sea average CL thickness is less than one half of that in the eastern part of the sea, where studies were conducted in 2013. This also shows up in the values of maximum thickness. A high consolidation of ice ridges in 2005 under average annual ice conditions points to early periods of their formation.

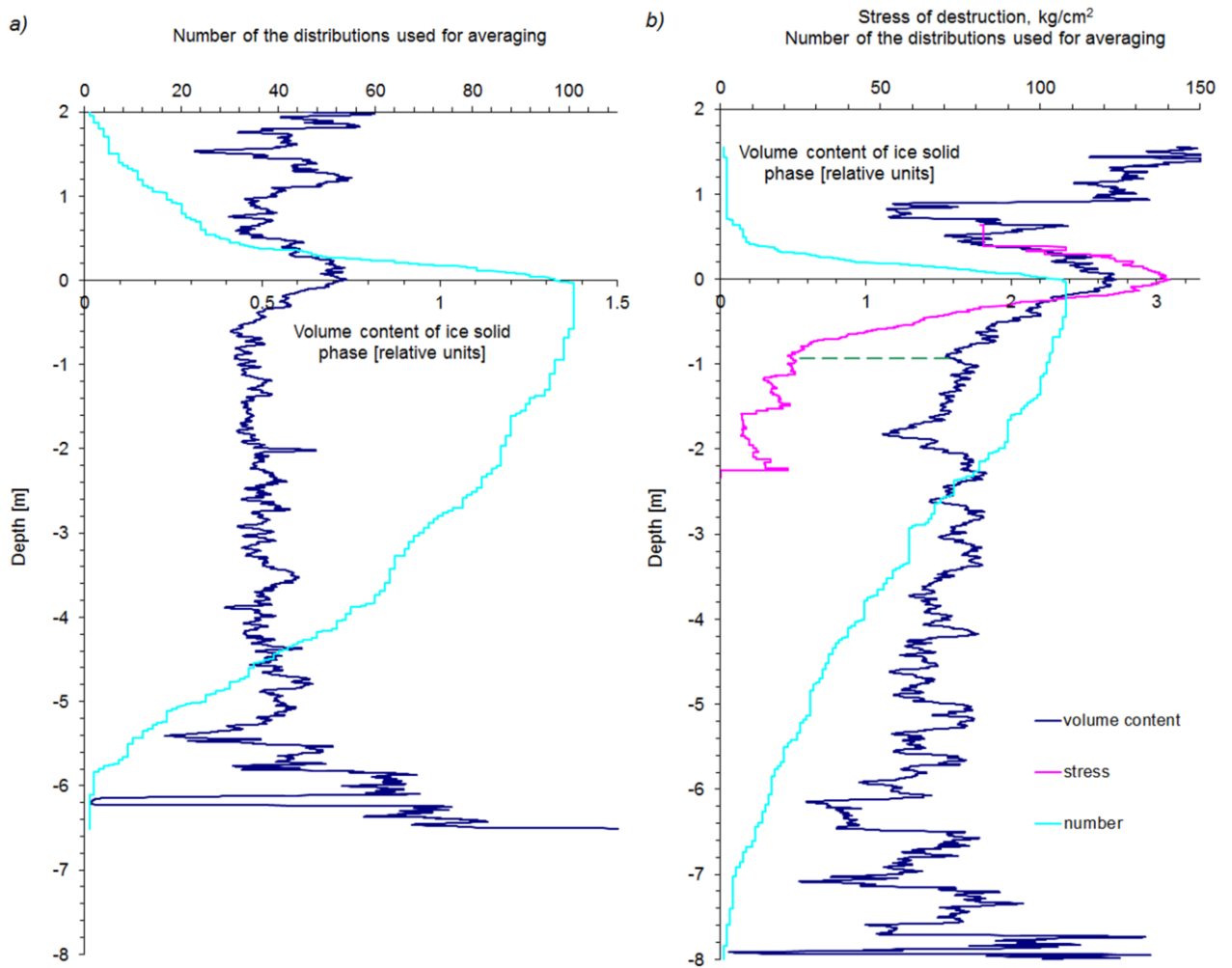


Figure 3.27 – Depth-wise distribution of the ice solid phase volumetric content of ice ridges at the north-western part of the Caspian Sea in 2008 (a) and at the Kazakhstan sector of the Caspian Sea in 2013 (b). The right diagram also shows the average values of the local ice strength depending on the depth (lilac line). The dotted line also shows the correspondence between the depth of the local minimum of ice content and the fracture on the curve of average ice strength. This circumstance indirectly confirms the location of the minimum lower boundary of the CL on this depth, i.e. unfrozen ice blocks of the keel are located below this depth

Researching variation of the CL thickness of ice ridges showed that its mean value was 0.74 m with a standard deviation of 0.35 m. In this case no correlation with other morphometric characteristics of ice ridges was found. With the help of a thermodynamic model proposed by O. Andreev and B. Ivanov [4], we calculated the thickness of the CL as a function of the porosity of the ice ridges determined by thermal

drill penetration rate records. This model showed good conformity between the calculated CL thickness and the average CL thickness determined by records.

Table 3.9 – Consolidated layer in the ice ridges of the Caspian Sea

	Year			
	2003	2005	2008	2013
Number of ice ridges	5	4	4	12
Average CL thickness, m	0.35	0.55	0.44	1.07
Maximum CL thickness, m	0.96	1.41	0.80	3.64
Ratio between the CL thickness and total ice thickness (ice ridge consolidation)	0.06	0.56	0.12	0.28
Ratio of the CL thickness to the level ice thickness	1.5	1.4	1.2	1.39
Ratio of the CL thickness to the average block thickness	1.3	5.5	1.32	-

A curious picture was published in the report [132], illustrating the CL structure of ice ridges of the Caspian Sea (Figure 3.28). These studies were conducted in February of 2010. The right figure shows the CL profiles, the red line shows the ice ridge sail, and the unconsolidated part of the keel was missing. In all cases the consolidated layers were made up almost entirely of rafted ice. In this example there were 8 rafted layers.

Table 3.10 presents the main data about porosity of ice ridges by data of 2003 and 2005. Extreme values are presented not by separate boreholes but by ice ridges as a whole. Ice ridges sails of 2003 have a noticeably lesser porosity than keels in contrast to ice ridges of other years (11% / 18% agreeably). CL makes its contribution on keel porosity in 2005, as CL thickness to total ice ridge thickness ratio is six times more than, for example, in 2003.

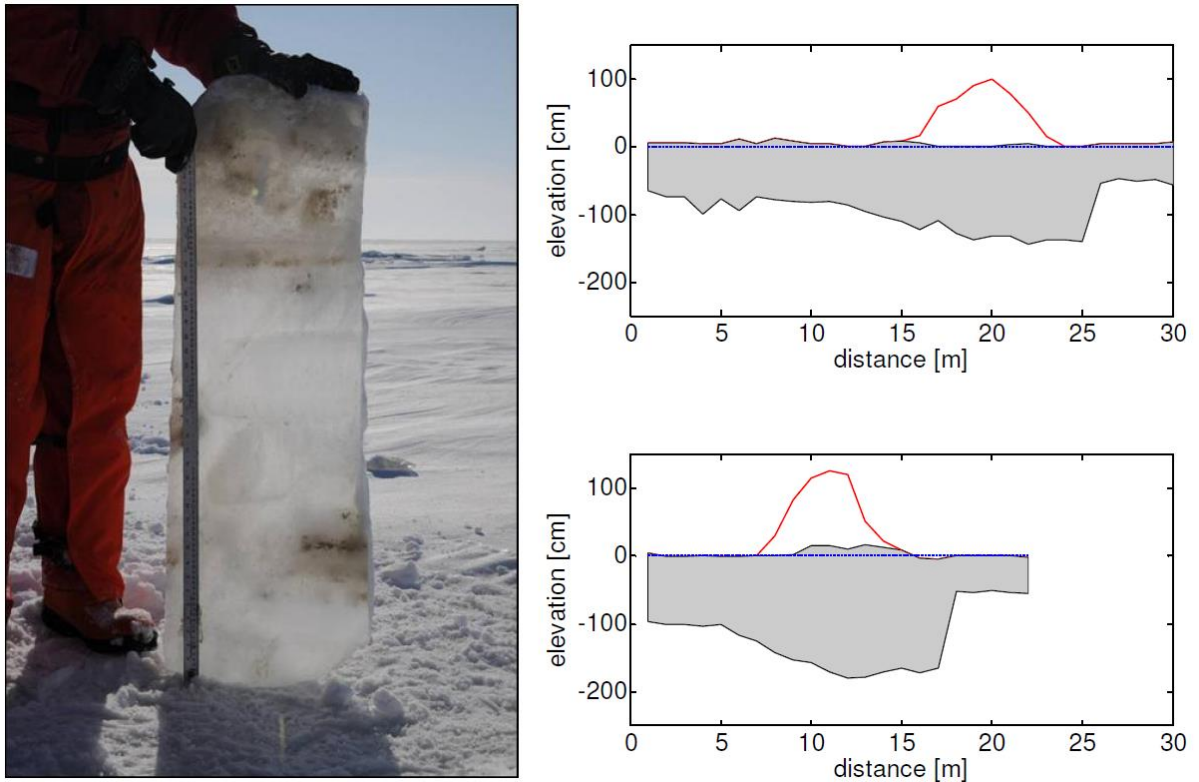


Figure 3.28 – Photograph (at left) showing block cut from consolidated layer, and examples (right) of consolidated layer profiles in ice ridges of Caspian Sea in 2010

[132]

Table 3.10 – Main data about porosity of ice ridges of the Caspian Sea

		2003	2005	2008	2013
Average, %	Sail	11	17	17	13
	Keel	18	13	21	25
	As a whole	17	14	20	22

The keel porosity of the investigated ice ridges tends to increase as the average thickness of the blocks making up the ice ridge increases (Figure 3.29). In this case correlation coefficient is 0.68. No such clear dependence for sail porosity was detected.

The porosity of ice ridges keel in the north-western part of the Caspian Sea in 2003 and 2005 increases with depth, and in 2008 – remains almost constant. The porosity of the sail is slightly smaller than the porosity of the keel. The exception is the ice ridges in 2005, a substantial part of the keel of which is the CL, which influences the porosity reduction.

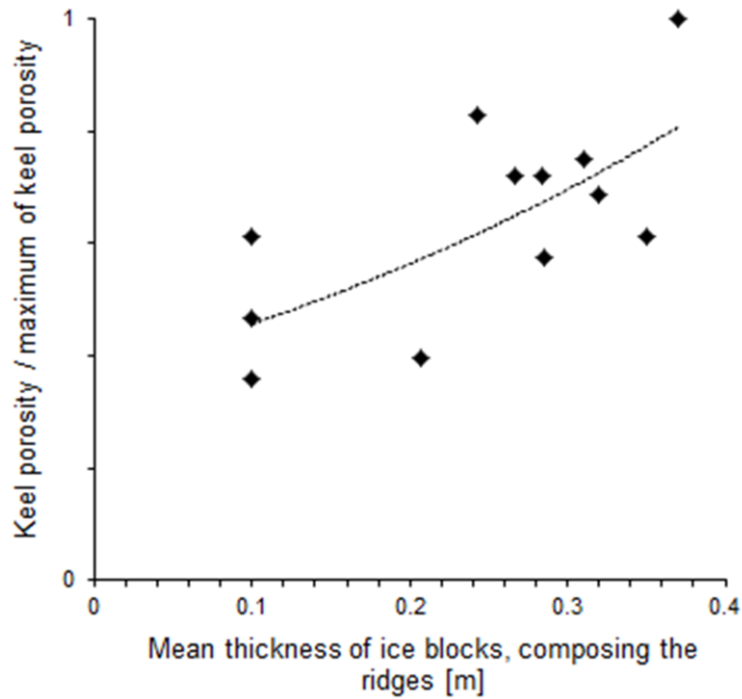


Figure 3.29 – Dependence of the porosity of the keel ridges in the north-western part of the Caspian Sea from the average thickness of blocks that make up the ice ridge

The value of porosity of ice ridges in the north-western part of the Caspian Sea is close to the porosity of the ridges in the Barents Sea [130, 151, 200], Pechora Sea [26] and the Sea of Okhotsk [224].

Ice ridge series studied in 2008 had keels predominantly in the range of 4–5 m, sail heights up to 1 m, with maximum keel depth –6.6 m and 2.1 m sail height [74]. Average thickness of drift level ice was 0.37 m, which is close to the average annual value for the north-western part of the Caspian Sea. Spatial variability in level ice thickness was negligible with standard deviation 0.02 m. Average snow thickness was 0.02 m. Average CL thickness was 0.44 m (maximum value 0.8 m). In the studied ice ridges, the CL was not detected either in a complete form, or as horizontal lenses. Ye.U. Mironov and V.S. Porubaev estimate average extent of lenses at 16.5 m, with maximum value of 65 m [50]. Ice ridge sails contain clearly more solid ice than keels (69% versus 52%). This is due to the fact that in the sail, unlike the keel, shuga does not form; as a result, the content of porous ice in the sail is much less than in the keel. Analysis of internal structure of ice features showed that average porosity of ice ridges was 20% with a characteristic average void of 0.4 m. Analysis of the distribution of ice

block thicknesses allows concluding that ice ridges formed in the second half of January 2008 [74].

Main geometrical parameters of ice ridges in the Kazakhstan sector of the Caspian Sea studied during the 2013 expedition (length of crests, sail and keel width, sail height, keel depth, total thickness) look quite impressive for such features [76]. Moreover, the results of analysis showed that when running drilling lines, it was not possible to completely capture the entire keel of ice ridges in most cases. Most of ice ridge points (over 50%) had elevations 0.5 to 1 m. Less than 12% of points had elevations over 1 m, and less than 4% of points had elevations over 2 m. None of half-meter thickness gradations on the distributions of keel depths and total thickness exceeded 10%. On the keel depth histogram from 2 to 7 m, a relatively uniform distribution of thicknesses was recorded. There are two main peaks in the distribution for total thickness of ice in ice ridges, 2.5–3 m and 6.5–7 m. However, similar to keel depth distribution in general, thicknesses in the range of two to eight meters are distributed relatively evenly. Average thickness of level ice surrounding the ice ridges was 0.54 m, snow cover thickness was 0.05 m (maximum thickness was 0.14 m). Extreme positions of the CL boundaries recorded in some cases indicated that, after thermal formation, the CL was subjected to the influence of dynamic processes. Histogram of the CL thickness distributions in ice ridges showed that most of cases fell within thickness ranges 0.5–1 m (41%) and 1–1.5 m (32%). Cases when the CL thickness was over 2 m did not exceed 6.5% in total. The results of analysis of hard ice content in ice ridges showed that its presence in ice ridges was dominant (in some boreholes, hard ice occupied the entire thickness). Average content of hard ice was quite high for ice ridges – 73% (in sail – 83%). Content of hard ice in sail is traditionally somewhat higher than in keel, since shuga does not form in the above-water part of the ice ridge, and, accordingly, the content of porous ice is lower. There is less hard ice in the unconsolidated part, but it also prevails there – 58% in general. Average porosity of ice ridges was 22% with average characteristic void size 0.27 m. Sail porosity (0.13) is less than one half that of keel (0.25), which mainly determines total porosity of the ice ridge. Porosity of unconsolidated part is on average 33% for ice ridges. The vast

majority of voids (57%) found in ice ridges had vertical size to 0.2 m. Some voids could reach very significant values (to 3.47 m), but in general, all large voids over 1 m in total accounted for less than 4% [76].

Figure 3.30 shows an assessment of the distribution of ice presence probability with depth for the study areas. Obviously, the maximum depth is non-zero probability of the ice presence is determined by the depth of the sea in the area of research. As can be seen from the graphs in Figure 3.30, the peak probability of the presence of ice on the horizon of the sea level corresponds to the CL. The probability of the presence of ice is not absolute even in the sea level area. That means that there was no solid CL in ice ridges in the north-western part of the Caspian Sea in 2003 and 2008. Below CL on a certain range of depths, the probability of ice presence is lower than in the CL, it varies slightly and remains even constant as, for example, in 2003. In the lower part of the keel the probability of ice presence decreases exponentially [171]. In 2005 the probability of ice presence on the horizon from 0 to -0.5 m increases almost abruptly and becomes close to 1, and at depths ranging from -0.24 to -0.34 m is equal to 1. This indicates the presence of continuous CL in this depth range, which in some ice ridges was somewhat partly flooded. Below CL the probability of ice presence in ice ridge's keel in 2005 monotonically decreases almost linearly.

One should note one important aspect concerning ice ridges in the Caspian Sea. This is interaction of drifting ice with the seabed. Shallow seabed zones on more than 50% of the area in the Northern Caspian (over 200 km^2) are subject to sea floor ploughing. These processes are widespread (albeit seasonal) and play an important role in the ecology of this water body [16].

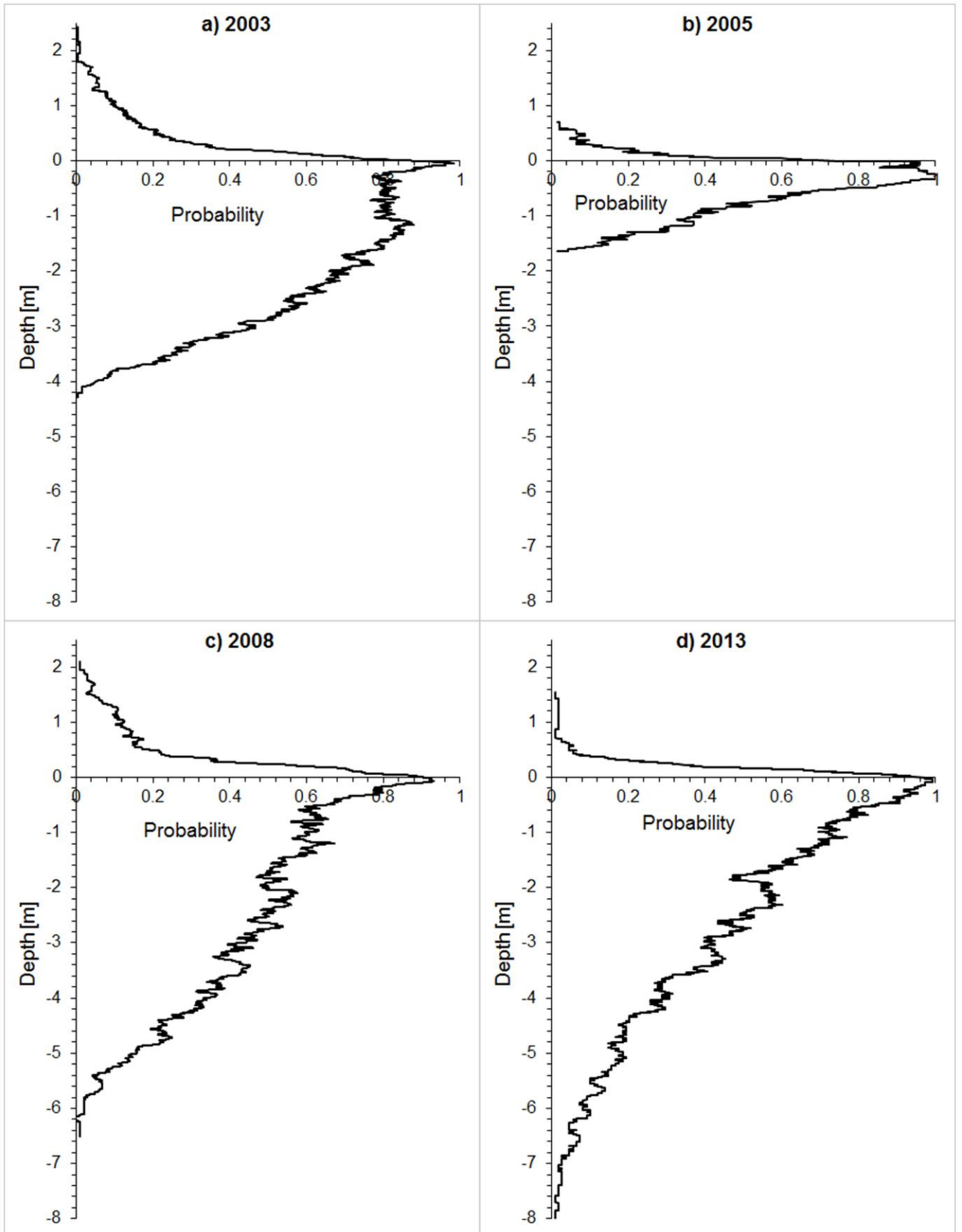


Figure 3.30 – Assessment of the distribution of probability of ice presence with depth for the ice ridges of the Caspian Sea

3.2.2. *Ice ridges of the Sea of Azov*

In 2005 AARI carried out an ice ridges studies at the Sea of Azov. There is not sufficient information about its ice conditions now. Practically, there is not information about morphometric characteristics of ice ridges and stamukhas.

In season of 2004/2005 a tender winter was in region of the Sea of Azov. All period from November to February was anomalously warm. Two periods (24–31 Jan. and 1–13 Feb. 2005) were with settled low air temperature when average temperatures for theirs were $-2.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $-9\text{ }^{\circ}\text{C}$. They governed the peculiarities of ice development progresses in winter season. As result, all offshore water was covered practically by young and new ice in the middle of February. Maximum thickness of the level ice was observed in fast ice and was within interval of 0.25–0.35 m. Ice ridge concentration was estimated predominantly as 1 number with separate zones of 2–3 numbers.

Two ice ridges were studied. Altogether 35 boreholes with penetration rate record were drilled at ice ridges and 38 ones were at level ice. CL boundaries were determined by hard ice, soft ice and voids zones location at all records. CL boundaries location was made more accurate by water pressure change above heater at five boreholes.

Figure 3.31 shows two variants of distribution of the *VCI* along depth. By curve 1 one can conclude that upper CL boundary is located at horizon from 0.08 to -0.08 m with average value 0 m. Lower CL boundary is located at horizon from -0.08 m to -0.48 m with average value -0.28 m . These values are close to average CL boundaries determined by hard ice, soft ice and voids zones location (0.03 and -0.27 m). One can conclude that average CL thickness equals $0.29\pm 0.04\text{ m}$. Its standard deviation equals 0.12 m. Average CL thickness and average thickness of ice blocks composing the ridges are in the ratio of 4.0.

According to formula (2.3) and facts that ice is practically fresh and snow blanket is absent, one can estimate the average air percentage in keel of ice ridges by squares under distribution curve at negative depth and at positive depth. This value equals 0.7 % that doesn't represent the facts as the ice was at the final stage of spring weakening, and it points at interstice abundance. Therefore, the ice ridges were rather submerged as they were in fast ice. This is verified that ice surface located below sea level at four points.

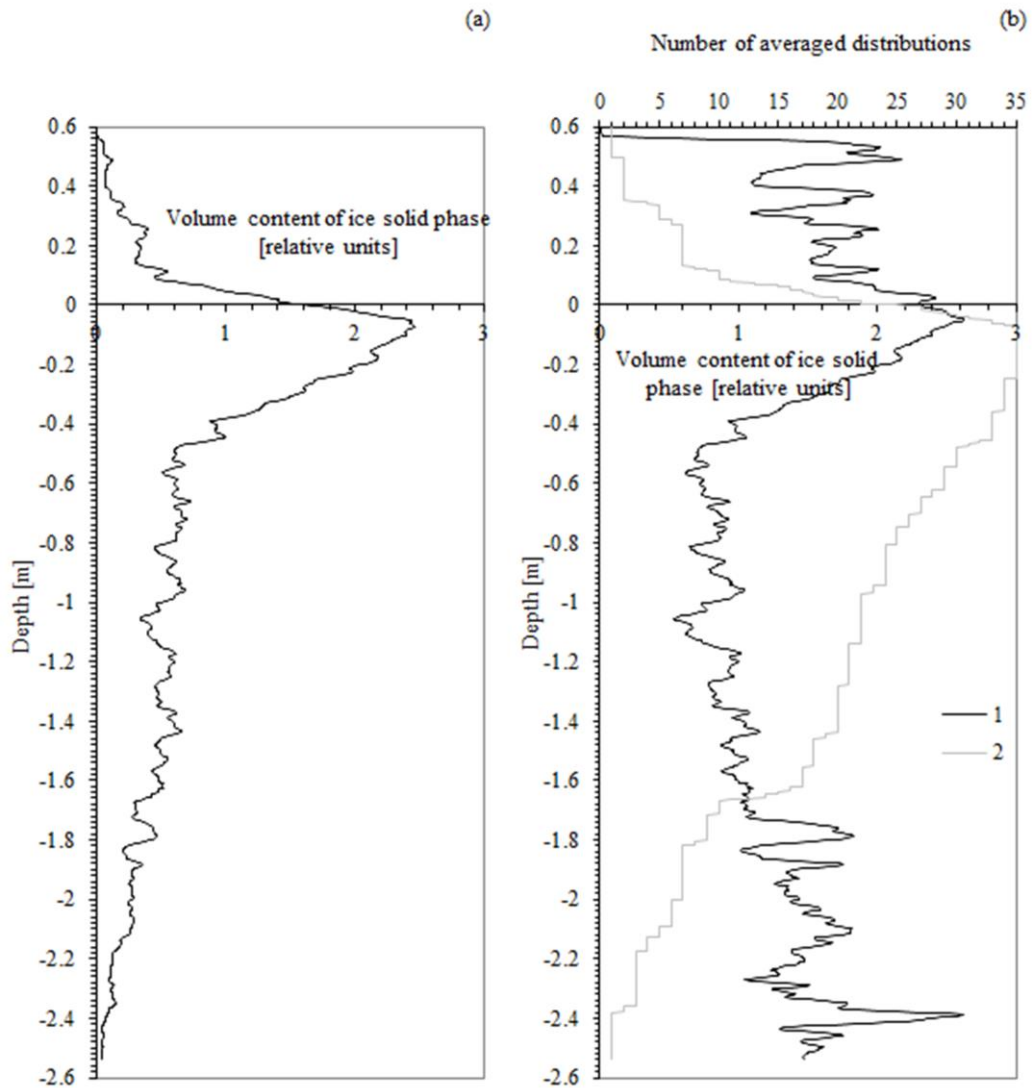


Figure 3.31 – Depth-wise distribution of the solid phase volumetric content of ice (*VCI*) of ice ridges at the Sea of Azov in 2005

a) the number of the distributions involved in averaging is equally at different depths;

b) the number of the distributions involved in averaging is various at different depths

(1 – *VCI*; 2 – the number of the distributions involved in averaging)

Keel porosity of average ice ridge at the Sea of Azov decreases with depth (Figure 3.31b). It distinguishes the ice ridges of this region from ones of others. Apparently, that circumstance is crediting ice ridges with having been formed from extremely thin ice, and during their forming, their keels were compacted. The porosity of small keels is quite high, but as the draft of the keel increased, the Archimedes force acted more and more actively, and the keels with a large draft turned out to be strongly compacted.

Figure 3.32 shows the fragments of thermal drilling profiles of ice ridges of the Sea of Azov. Determination of the CL boundaries was carried out on the basis of location of sections of hard ice, porous ice and voids and at some points – on the basis of water level in the borehole [57]. The CL is showed in Figure by black color. Its thickness in central part is noticeably thinner then level ice thickness. Negative correlation coefficient of RL thickness and sail height equals 0.66. The same of CL thickness and total ice ridge thickness equals 0.65. It is crediting a sail with having been reducing the temperature gradient at upper surface of CL and slowing down its increase. On the contrary, CL thickness is thicker the level ice thickness at ridge edges. That verifies the assumption suggested by K.P. Tyshko (AARI) [personal communication, 2004] about maximum CL thickness (see above). Average CL thickness to average level ice thickness ratio equals 0.8.

CL thickness of ice ridge to total thickness ratio equals 0.33 on average.

Porosity of ice ridges at the Sea of Azov is relatively high and equals 0.36. It is at 13 % greater on average then in other regions (Figure 3.33). It is crediting the voids in ice ridge keels with having been filled often by shuga, which hinders in denser block pacing. Porosity of ice ridge sails is greater as a whole then of keels (0.38 and 0.35 agreeably) in contrast to one in other regions, where keel porosity is greater generally then the same of sail. At this point, the CL makes its contribution, the thickness of which to total thickness ratio is bigger then the same in other regions.

Figure 3.34 shows the assessment of the distribution of ice presence probability with depth for ice ridges of the Sea of Azov on the results of 2005.

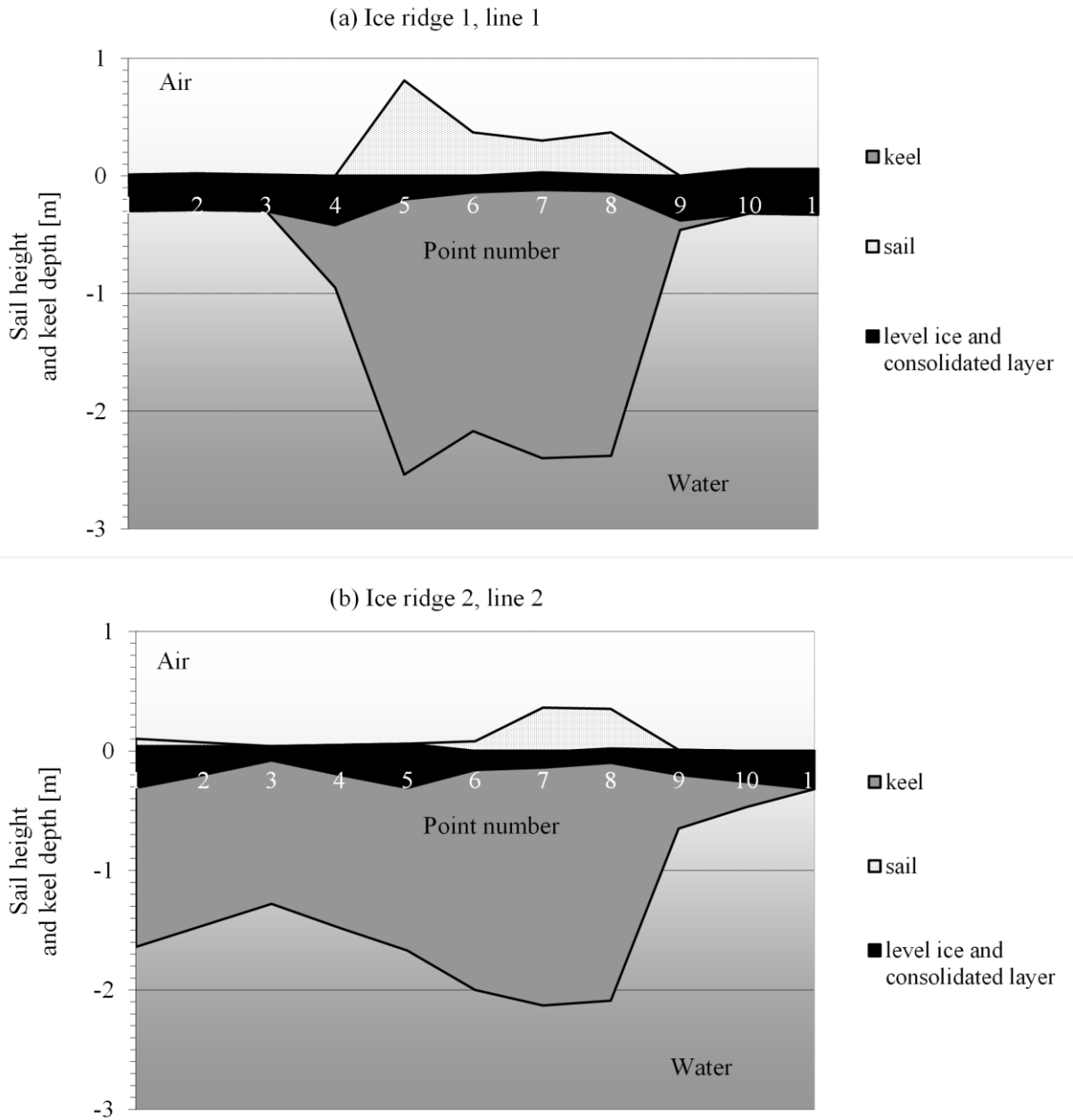


Figure 3.32 – The fragments of profiles of thermodrilling on ice ridges at the Sea of Azov in 2005

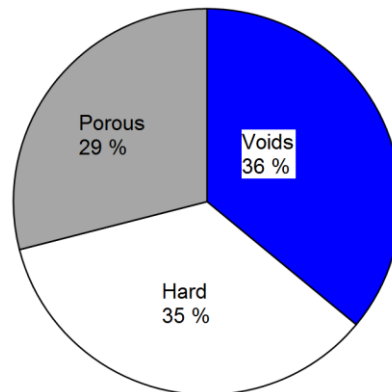


Figure 3.33 – Porosity of ice ridges at the Sea of Azov in 2005

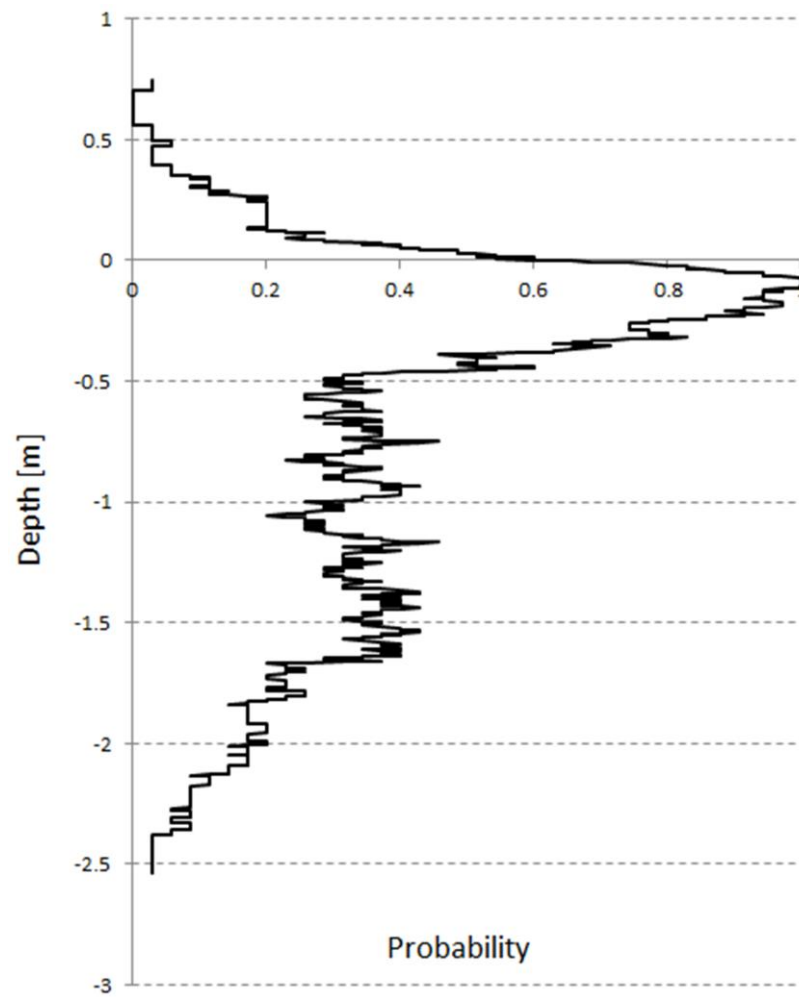


Figure 3.34 – Assessment of the distribution of ice presence probability with depth for ice ridges of the Sea of Azov on the results of 2005

3.3 Ice ridges in near-polar district of the Arctic Basin

Under-ice morphologic observations were organized in Arctic first in-situ at drift station “North Pole – 18” (partly at “NP–19”) in summer periods of 1969 and 1970. The forming problems of ice ridge considered, predominantly of its low part, by large and small fragments during the ridging of multiyear ice [25].

Formless fragments are prevailed in structure of ice ridges that were formed during deformation of multiyear ice floes [21]. They look like spheres and cubes to a greater extent. Fragments, look like slabs and rods, are prevailed in structure of ice ridges from young ice [21]. Larger fragments are prevailed in underwater part of ice ridges then in above-water one. Keel to sail average ratio is within the limits of 4.8...5.5 [ibid]. At drift station “NP–22” volume porosity of ice ridge was determined by volume of displaced ice during ridging of a frozen lead of 20 cm ice thickness. It equaled 0.48 [38]. Ice ridge morphometric studies were at “NP–32” too.

Seventeen first-year ice ridges of different morphology were studied by the author during field seasons of 2004–2013 at drifting stations and drifting on “NP–38” in 2010–2011. The internal structure of ice ridges was determined using electric thermal drilling with computer recording of the penetration rate. These ice ridges had the following morphometric characteristics: the maximum keel draft was in the range from 3.5 to 19 m; the maximum sail height was from 1.7 to 6 m; the keel/sail ratio was from 1.5 to 4.9; the average CL thickness was in the range from 0.4 to 3.4 m; the ice ridge porosity was in the range from 6 to 16%; degree of consolidation – from 0.21 to 0.64. Let's consider the most illustrative cases.

In September 2004, the ice research group carried out the electrical drilling of ridges during landing on drifting station “NP–33”. Some results of internal structure research are presented in [180]. Three ice ridges were investigated: two during helicopter surveillance – work at helicopter stations and one at a stationary testing ground in the area of “NP–33” camp. Helicopter surveillance was short in duration, so ice ridges, or rather, their parts, were not studied in sufficient detail. However, during the first helicopter surveillance, 28 boreholes were drilled in two ice ridges, 10 of them with penetration rate recording. On one of the ice ridges, a method for determining the

CL boundaries from water pressure recording above the bit was demonstrated for the first time. The record is shown in Figure 3.35. Comparing the character of the water pressure change and drill penetration rate, one may conclude that in this case the upper boundary of the consolidated layer is located at the level of 0.31 m. The lower boundary is located at the level of -0.24 m, where the increase of the penetration rate points out the presence of the porous ice.

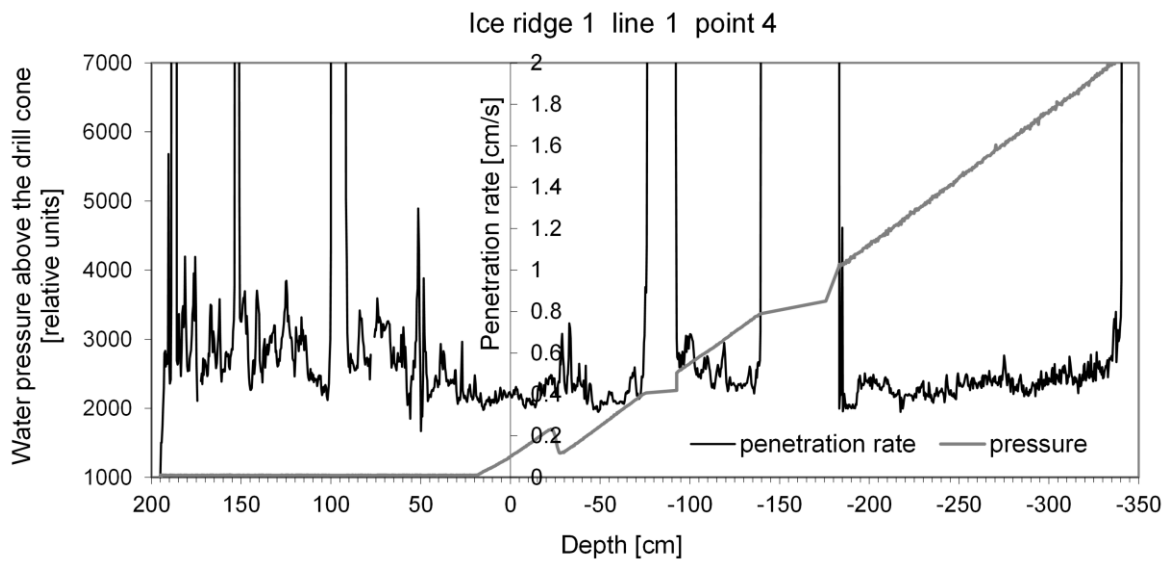


Figure 3.35 – Determination of the CL boundaries by recording penetration rate and water pressure above the drill cone

In 2008, four ice ridges were explored at drifting station “NP-35” during seasonal work [113]. Ice ridge 2 was the largest, the sail of which consisted of four ridges arranged one after the other, formed at different times and composed of first-year ice of different thickness. Figure 3.36 shows the drilling profile.

Width of ice ridge 2 was 90–95 m, while its maximum thickness reached 17 m. As for the blocks, which compose ice ridge 2, their distribution has three maxima. Hence, the ridges were formed in different time. Form of the ice ridge composition’s keel means that the first ridge from the left virtually represents a separate ice ridge.

Ice ridge 3 looks like a small ridge, which was composed by compressing water-lead covered by thin ice (0.1 m). This thin ice got squeezed onto the level ice surface. Ice ridge 4 was composed by compressing lead. However, unlike ice ridge 3, ice was

thicker, up to 0.3 m. That is why morphometric characteristics of those ice ridges are different. As a result of compression, the broken thin ice of the lead was displaced by thick level ice. In ice ridge 3, thin ice pieces homogeneously distributed on the top and on the bottom. This fact is supported by the ratio of the maximum keel and maximum sail, which is equal to 1.4. M. Hopkins carried out numerical simulation of ridging processes, when thin ice of a frozen fracture interacted with thick ice [146–148]. In his opinion, at the first stage of formation of such ice ridges, thinner ice is displaced onto the surface of thick ice and forms an ice ridge sail. At the second stage, thin ice blocks are forced out under thick ice and begin to form the ice ridge keel. Thus, if compression stops at this time, it is likely that the ice ridge will have sail-to-keel ratio close to that observed at ice ridge 3. The keel of ice ridge 3 is completely frozen. The sail of ice ridge 4 is a bit shifted relatively the keel. That is why this section of the ice ridge (i.e., where the sail weight is not equalized by the Archimedes force of the keel) is slightly submerged.

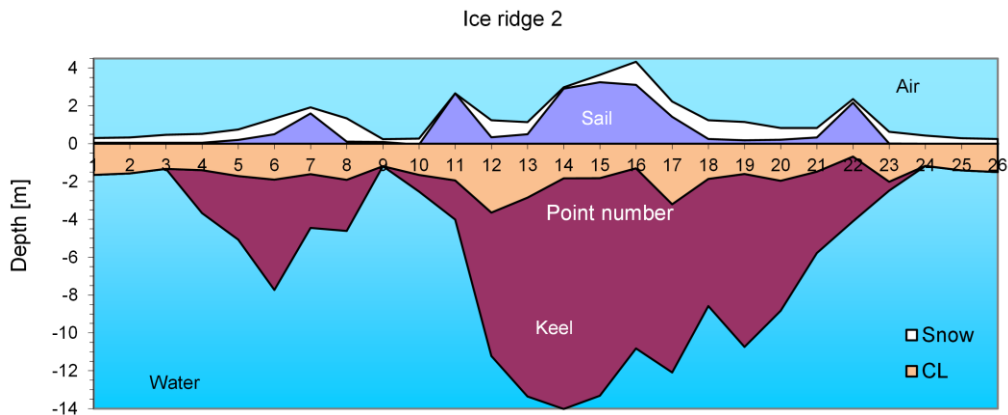


Figure 3.36 – Drilling profile of the ice ridge 2

Ice ridge 5 and ice ridge 6 were studied during April 2010 near Barneo ice camp [104]. It was almost completely covered with snow. The ratio "maximum keel/maximum sail" for it was 3.0, which is typical for multiyear ice ridges. However, average CL thickness of 3.5 m indicates that this is the second-year ice ridge. Ice ridge 6 aroused particular interest, because it appeared to be the youngest ice ridge among the previously explored ones. Considering that the thickness of blocks of ice ridge 6

averaged 0.7–0.8 meters, and thickness of level ice near the ice ridge was one meter, there was practically no snow cover, and air temperature for 2–3 weeks was within $-35\dots -40$ °C, the age of ice ridge 6 can be estimated at 10–20 days. It formed as a result of ridging of level first-year ice and the second-year ice floe. This is evidenced by measurements of thickness of level ice surrounding the ice ridge and reconstruction of the structure of ice ridge keel from drill penetration rate records (Figure 3.37).

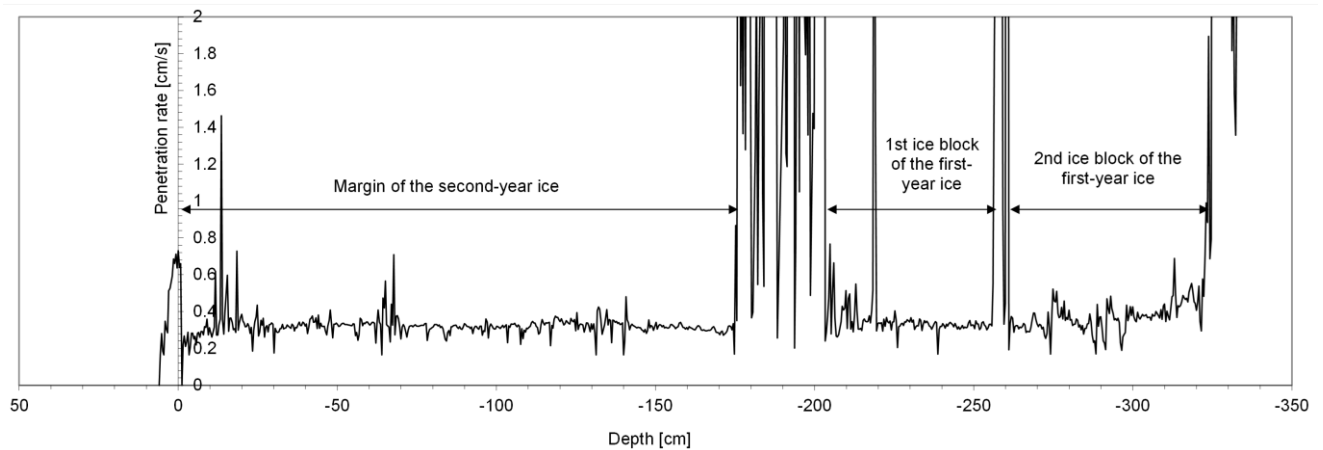


Figure 3.37 – Reconstruction of the structure of ice ridge keel by the drill penetration rate record

In 2010, four ice ridges were investigated in detail at Barneo ice camp. The ratio "maximum keel/maximum sail" for these ice ridges ranged from 3.3 to 5.0, their consolidation degree was 0.28...0.46. Porosity varied from 7 to 16%. The ratio "average thickness of CL/average thickness of level ice" was in the range of 1.32...1.59, which is characteristic of the first-year ice ridges in regions with severe climatic conditions. Figure 3.38 shows the most notable ice ridge 4(Barneo–09). It formed on 13.04.2010 due to compression of ice of the frozen water lead. Thin ice was driven to the surface of thick ice and formed a ridge sail. Thickness of thin ice was 0.13 m; that of thick ice was on the average 1.63 m. Thickness of thin ice is to thickness of thick ice as 1 is to 12.5 about. After eight days, drilling of the intersecting profile of this ice ridge was performed with 0.5 m spacing between boreholes. Impact of cold on ice ridge 4(Barneo–09) was determined by air temperature and evaluated at the time of drilling at 154 degree-days of frost. Keel width of this ice ridge along the drilling profile was

about 8 m; maximum total ice thickness was 3.7 m. Drilling profile of ice ridge 4(Barneo–09) is shown in Figure 3.39. Margin of thick flat ice was submerged under the weight of displaced broken ice of the water lead (Figure 3.39, points 6–18).



Figure 3.38 – General view of the ice ridge 4(Barneo–09)

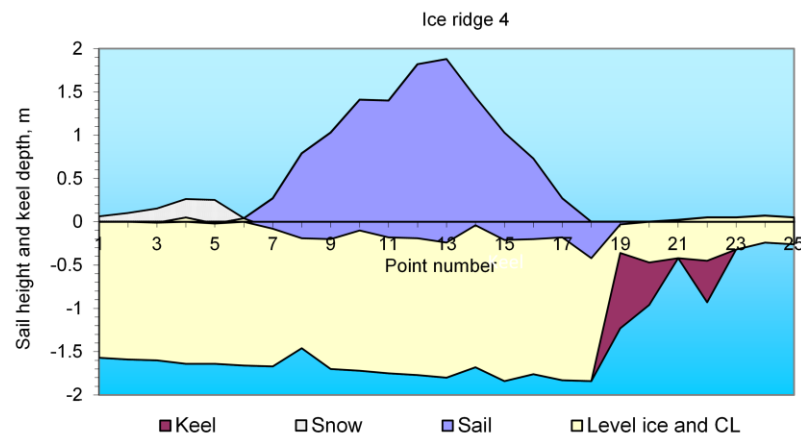


Figure 3.39 – Drilling profile of the ice ridge 4(Barneo–09).
Spacing between the boreholes is 0.5 m

At the «North Pole – 38» drifting station, the author in the period from 25.3.11 to 22.6.11 studied in detail three first-year ice ridges formed from ice of different thickness [173]. Figures 3.40–3.42 show the cross-sectional profiles of ice ridges.

Only five- to six large ice blocks can be distinguished in the keel section of ice ridge 1(«NP–38») (see Figure 3.40). Two ice ridge sails are composed of small ice fragments. The CL of the ice ridge can be clearly distinguished on the basis of colour. Under the right sail, this is a layer of considerable thickness determined by thick ice blocks. In the left part of the ice ridge, CL is a thinner layer separated from thick blocks at the bottom of the keel by a darker area with voids occurring in the form of small

black spots. CL has the greatest thickness under the left edge of the left sail and in the centre of the ice ridge between sails. Its minimum thickness is under the left sail.

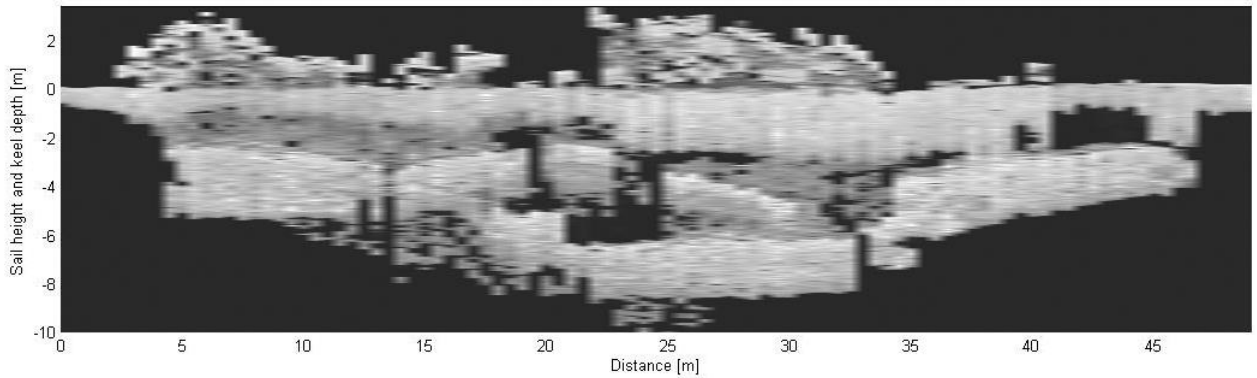


Figure 3.40 – Resulting cross-sectional profile of ice ridge 1(«NP-38»)

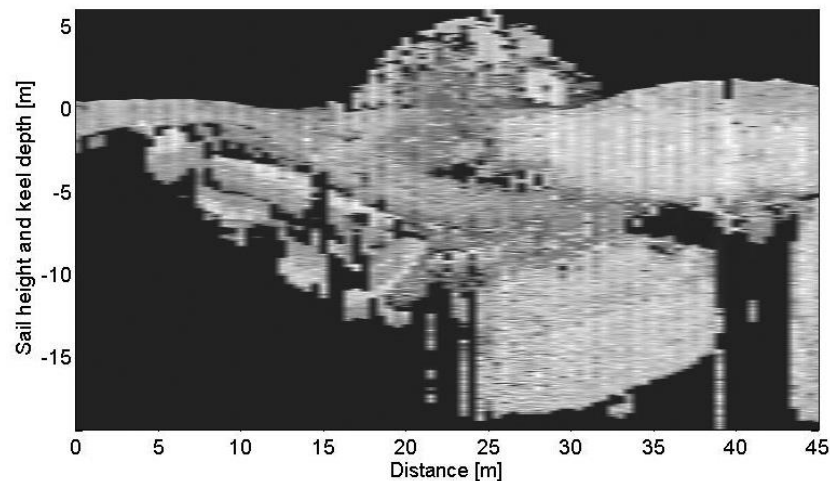


Figure 3.41 – Resulting cross-sectional profile of ice ridge 2(«NP-38»). In the right part of the Figure you can see a fragment of a multiyear ice ridge, which is a part of ice ridge 2(«NP-38»)

As is seen from Figure 3.41, ice ridge 2(«NP-38») is partly composed of fragments of a multi-year ice ridge. The entire cross-sectional profile of the ice ridge 2(«NP-38») can be conditionally divided into five zones differing considerably by their composition. The first zone corresponds to the ice ridge sail composed of many small and several large blocks of first-year ice. The second zone is in the right part of the profile and corresponds to the undisturbed multiyear ice ridge. The third zone is in the lower right part, is similar in brightness to the second zone and corresponds to

another fragment of a multiyear ice ridge displaced under the undisturbed part of a multiyear ice ridge. The fourth zone corresponds to the upper left concentrated part of the keel. It has a similar brightness of colour, darker than the multiyear ice ridge and corresponds to more porous ice. And the last, the fifth zone is a pile-up in the lower left part of the ice ridge keel of large blocks of the same first-year ice. CL in the left part of ice ridge 2(«NP-38») has a noticeable upward bend. It must be admitted that the genesis of this ice ridge is not completely clear.

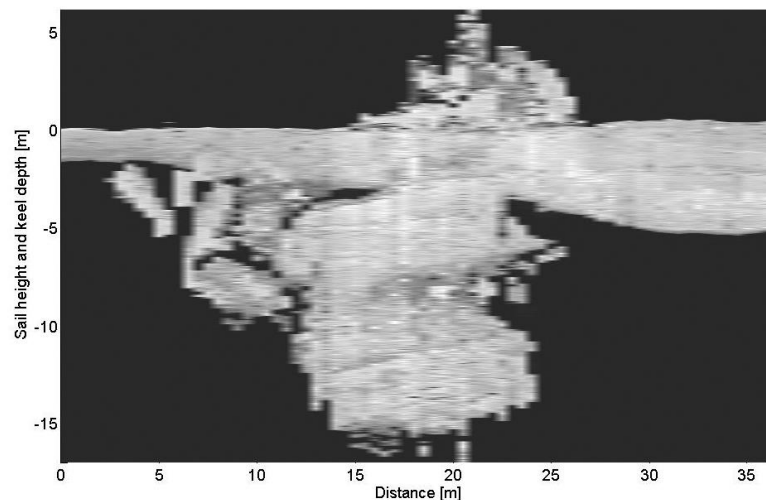


Figure 3.42 – Resulting cross-sectional profile of ice ridge 3(«NP-38»). In the right part of the Figure there is a fragment of a multiyear ice ridge, at the edge of which ice ridge 3(«NP-38») formed

At first glance, the keel of ice ridge 3(«NP-38») presents two large ice formations lying on each other and backed up from the side by a bunch of individual blocks of much smaller size (Figure 3.42). However, there is no visible separating boundary between them. The lower fragment is intersected by an oblique dark band, which is, probably, the boundary between blocks lying on each other. This band is virtually parallel to the interface of the upper fragment and CL. It is difficult to say definitely, but, possibly, this stack consists of a greater number of ice plates than two large fragments. Genesis of this ice ridge is also unclear. During under-ice morphological observations on drifting ice floe "NP-18" (partly on "NP-19") in the summer of 1969 and 1970 it was noted that during ridging of multi-year ice, the lower

part of the ice ridge is largely formed by large fragments [25]. Small fragments float under the surface of ridging ice and mostly ridge onto the ice surface.

On June 14–15, 2011, a single measurement of ice temperature at ice ridge 2 («NP–38») was taken in two boreholes using a model of thermoprobe [64, 115]. Figure 3.43 shows temperature profiles in boreholes spaced at 31 m (a) and 37 m (b), see Figure 3.41. Air temperature was $-1 \dots -2$ °C.

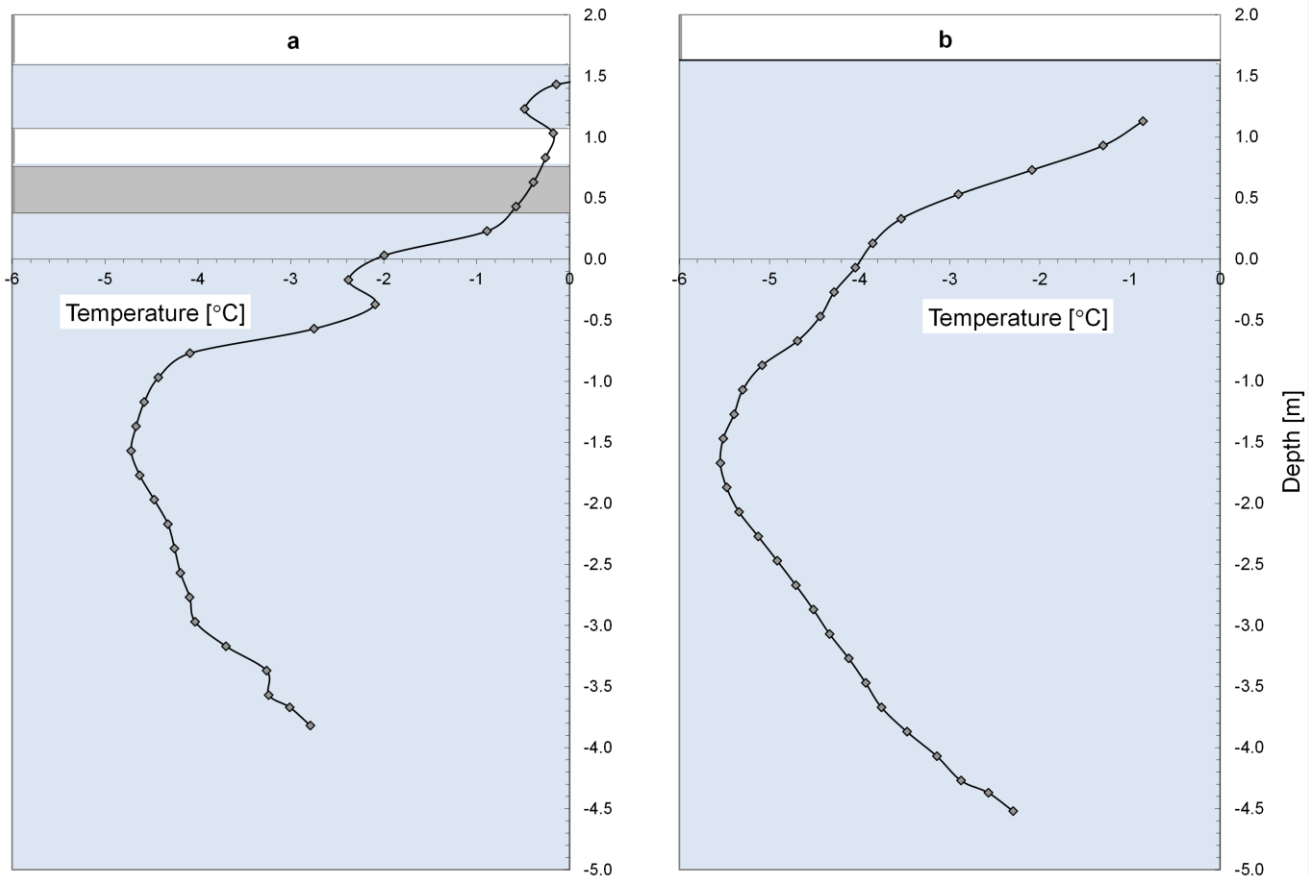


Figure 3.43 – Temperature of the ice ridge 2 («NP–38») on June 14–15, 2011, measured in two boreholes: at a distance of 31.5 m (a) and at a distance of 37.5 m (b) (see Figure 3.41). The ice sheet surface was at the depth of 1.59 m (a) and 1.63 m (b). Snow cover was absent. The pale blue color corresponds to ice, the white color on the depth of 0.76...1.07 m (a) corresponds to void, the gray color on the depth of 0.38...0.76 m (a) corresponds to porous ice

Character of temperature distribution in the CL of the ice ridge is the same as in level ice. A high positive temperature gradient was recorded in the upper part of the CL,

when there was a marked warming of air almost to zero temperature. By approximating temperature with a straight line in the lower part of the CL, it is possible to estimate position of the lower boundary of the CL.

Figures 3.44–3.46 show the *VCI* distribution with depth for the investigated ice ridges. Mean position of CL boundaries and its average thickness can be assessed from the curves. The algorithm for estimating CL boundaries is discussed in Section 2.3. In a rough approximation, the upper plateau of the diagram in Figure 3.44 in the area of water level (zero depth) is an integral probability distribution of location of the upper boundary of CL. Presumably, in this case it is distributed according to the normal law, though in some other cases these gently sloping areas on diagrams are well approximated by straight lines. That is, in these cases, the location of the upper boundary of CL is distributed uniformly. The average position of the CL boundaries is determined proceeding from the form of the distribution law. In case of ice ridge 1 («NP–38»), it is necessary to determine the average value of *VCI* in depth range of 0.19...–0.48 m corresponding to the integral distribution of the upper boundary of the CL. –0.1 m depth corresponding to this value is the mean position of the upper CL boundary. As for the lower CL boundary, due to the fact that the CL grows downwards and absorbs the ice blocks located below, the distribution of its position should be close to the lognormal. Its distribution boundaries are presented as equal to –0.48 and –1.65 m, since with depth increasing from –0.48 m, *VCI* values start diminishing; and at the depth of –1.65 m again increasing under the influence of large ice blocks occurring below CL (see Figure 3.40). Having determined *VCI* value in this depth range we shall obtain the value corresponding to it, –1.2 m, which will be the mean position of the lower CL boundary. Having determined the average value of the *VCI* in this depth section, we get the corresponding value of –1.2 m, which will be the average position of the CL lower boundary. Therefore, mean CL thickness of ice ridge 1 («NP–38») based on distribution in Figure 3.44 can be assessed at $-0.1+1.20=1.1$ m. Mean CL thickness determined in this way refers to the left part of ice ridge 1 («NP–38») (see Figure 3.40) at a distance of 0...23 m. At a distance of 23...40 m, mean CL thickness is determined by thick ice blocks and equals 2.6 m.

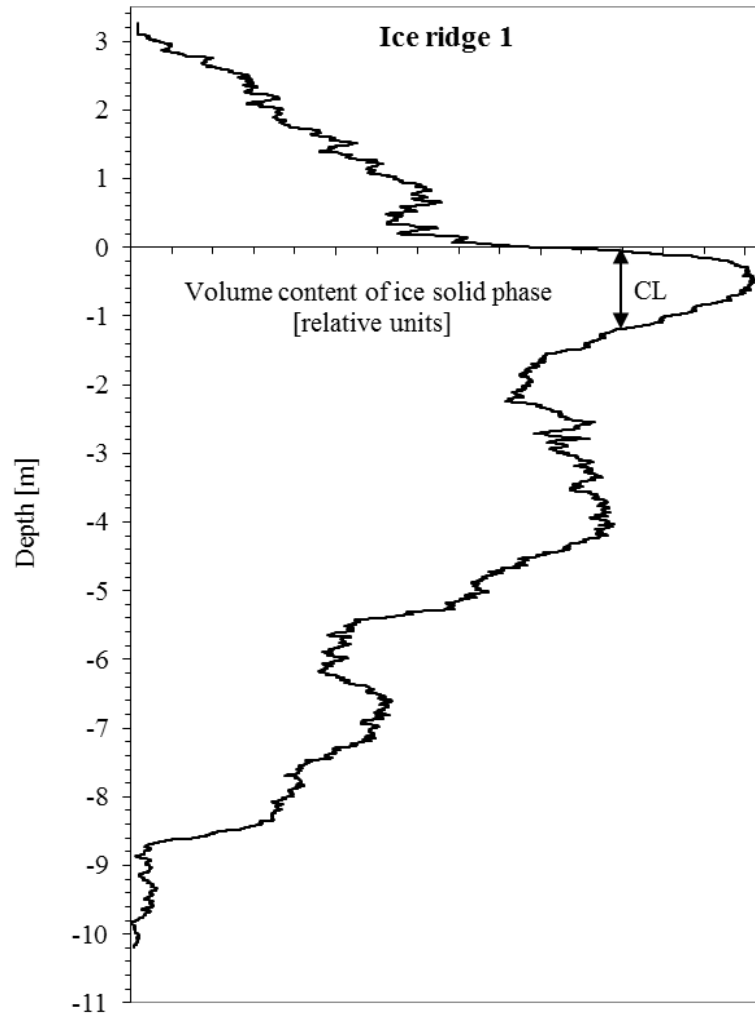


Figure 3.44 – Depth-wise distribution of the volume content of solid phase of ice *VCI* of ice ridge 1 («NP–38»). From the curve one can estimate the average thickness of the consolidated layer highlighted by an arrow

CL of ice ridge 2 («NP–38») is essentially inhomogeneous. This is evidenced by three plateaus in diagram in Figure 3.45 in the depth range corresponding to position of the upper CL boundary. There is also a small plateau in the depth range of $-1 \dots -1.2$ m corresponding to position of lower boundary of a certain part of CL. Below this range, *VCI* is virtually constant, which points to a thick CL. In the depth range of $-3.5 \dots -7.5$ m, the lower boundary location of the other part of CL is distributed. Its mean position is at the depth of -4.9 m. CL1 shown by an arrow in Figure 3.45 is actually a part of a multiyear ice ridge, a fragment of which is comprised into ice ridge 2 («NP–38»). Mean CL1 thickness can be assessed at $6.4 \dots 6.5$ m. CL2 is CL of the left part of ice ridge 2 («NP–38») at a distance of $0 \dots 14$ m (see Figure 3.41). CL2 is

not insulated by the sail from the action of cold; therefore, its mean thickness is slightly greater than CL3 thickness at a distance of 15...26 m. Mean thickness of CL2 can be assessed at 1.6...1.7 m; that of CL3, at 0.8...0.9 m. This pattern agrees well with the concept proposed by K. Tyshko, according to which on edges of ice ridge sail, where the minimal (0.05–0.20 m) excess of ice above water level is observed, temperature gradient is stronger than inside the sail; and, therefore, CL thickness in these areas is greater [personal communication, 2004].

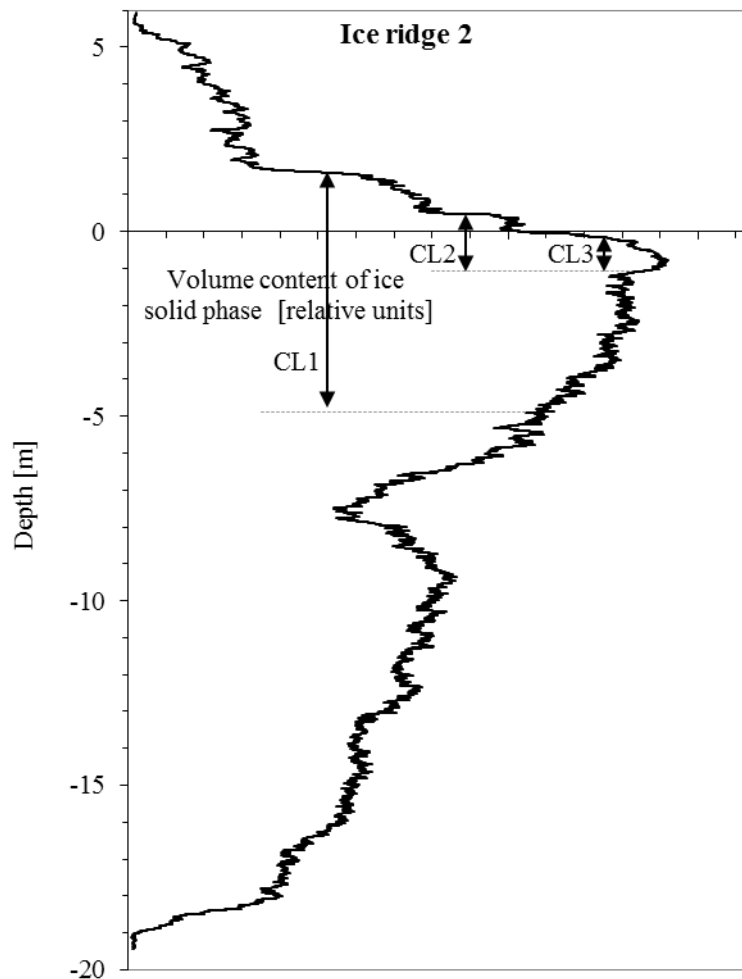


Figure 3.45 – Depth-wise distribution of the volume content of solid phase of ice *VCI* of ice ridge 2(«NP–38»). From the curve one can estimate the average thickness of the consolidated layer highlighted by the arrows. CL1 is mean thickness of a fragment of a multiyear ice ridge, which is a part of ice ridge 2(«NP–38»). CL2, mean CL thickness in the left part of ice ridge 2(«NP–38») at a distance of 0...14 m. CL3, mean CL thickness of ice ridge 2(«NP–38») under the sail at a distance of 15...26 m

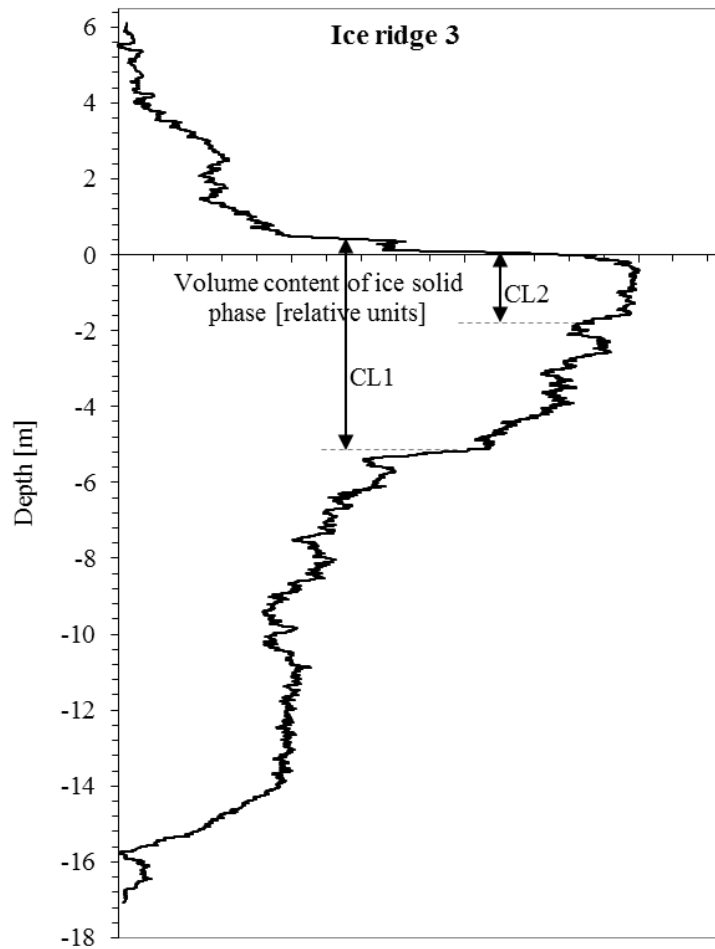


Figure 3.46 – Depth-wise distribution of the volume content of solid phase of ice VCI of ice ridge 3(«NP–38»). From the curve one can estimate the average thickness of consolidated layer highlighted by the arrows. CL1, mean thickness of a fragment of a multiyear ice ridge, which is a part of ice ridge 3(«NP–38»). CL2, mean CL thickness in the left part of ice ridge 3(«NP–38») at a distance of 0...21 m (see Figure 3.42)

CL of ice ridge 3(«NP–38»), in fact, makes sense only at a distance of 0...21 m (see Figure 3.42), since further it passes into a fragment of a multiyear ice ridge. The plateau in diagram in Figure 3.46 in the depth range corresponding to position of the upper CL boundary has a step, which indicates that the upper CL boundary has a bimodal distribution. Distribution maxima are at the height of 0.43 and 0.07 m. Value 0.43 corresponds to the mean value of the multiyear ice ridge sail; and 0.07, to the mean value of position of the upper CL boundary. A plateau in the depth range of –5.1...–5.5 m corresponds to position of the lower boundary of the multiyear ice ridge keel. In Figure 3.46, the behaviour of VCI curve in the depth range of –1.6...–2 m

reflects the distribution of the lower CL boundary of ice ridge 3 («NP–38»). However, actually, this distribution below –2 m is «masked» by ice of a multiyear ice ridge. Mean value of CL thickness determined on areas of hard and porous ice on penetration rate records of ice ridge 3 («NP–38») equals 2.1 m. This value is shown in Figure 3.46 by the right arrow.

First-year ice ridge has been examined with respect to geometry and morphology at the Barneo ice camp in April 2013. Figure 3.47 shows the section of the investigated ice ridge constructed using *VCI* method. The entire cross-sectional profile of ice ridge can be conditionally divided into four zones differing considerably by their composition. The first zone corresponds to the ice ridge sail composed of many small and several large blocks of first-year ice. The second zone corresponds to the upper left concentrated part of the keel. It has a similar brightness of colour, whiter and corresponds to the CL. In the lower part of this zone, unconsolidated ice blocks adjoin the CL. The third zone is located in the lower part of the keel, its brightness is darker and corresponds to an unconsolidated pile of small ice blocks. The spatial arrangement of these blocks is also heterogeneous. And the last, the fourth zone is located in the right part of the keel of the ice ridge. Its brightness corresponds to the CL and its size corresponds to a multiyear ice ridge. Nevertheless, the sail of this multiyear ice ridge is absent. This fragment of keel looks alien. O. Andreev and R. Vinogradov of AARI suggest that such a phenomenon in the ice ridge structure could occur as a result of rafting level ice and subsequent consolidation [personal communication, September 2019]. Visible the edge of the ice floe, located at an angle to the sea level and frozen in the CL is in favor of their hypothesis. It is also seen on the upper surface of the CL in Figure 3.47 at a distance of 34.5 m. This could be allowed, if the rafting was so compactly that the ice plates quickly froze into a monolith. However, in practice, such a dense rafting usually does not occur, there are always some gaps between the layered ice plates. In this case, the full consolidation of the keel of the first-year ice ridge does not occur. The second circumstance contradicting this hypothesis is the smoothed shape of the keel at a distance of 26...36 m, which is well approximated by the parabola. This form of keel is rather characteristic of multiyear ice ridges. It can be assumed that the

small old ice ridge has got in the middle of ridging. In this case, the presence of a large area of consolidated ice in the ice ridge keel is understandable. However, again there is a contradiction – why is this old ice ridge completely submerged in water and not surfaced under the action of the Archimedes force? There is nothing to do, but accept the fact that genesis of the ice ridge is unclear.

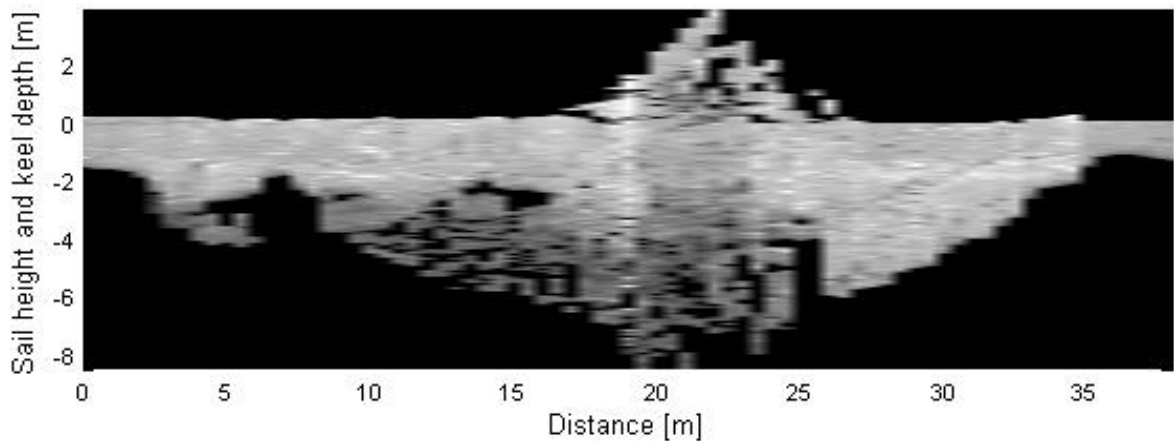


Figure 3.47 – Resulting cross-sectional profile of ice ridge (Barneo–13)

Thickness of the CL does not definitely correlate with snow/ice elevation above sea level and with the keel depth; however, there is a significant correlation with the porosity of the rubble (correlation coefficients -0.43). Therefore, it can be stated that the CL of the studied ice ridge was determined, to a larger extent, by the porosity of the rubble than the access of cold to the unconsolidated keel.

At a distance of 26.5 m, temperature measurements were made using a thermoprobe. At this point, the isothermy is observed below the depth of -3.18 m (see Figure 2.11d). Though the penetration rate is rather even along the entire length of the borehole and increases slightly below -5.25 m only. I incline to believe that the keel is consolidated just to this depth at this point. Possibly, in this case the ice temperature is significantly influenced by the sea water vicinity, since there is a void at the depth of $-3.37...-3.56$ m (at a distance of 25–25.5 m, Figure 3.47) communicating with the sea with a high degree of probability. A. Shestov and A. Marchenko investigated the sea currents in the vicinity of a first-year ice ridge and inside the ridge keel [213]. Their results and the paper [210] say in favor of this viewpoint.

3.4 Generalized results of the study of the internal structure of ice ridges by thermal drilling methods

The first chapter presents the opinion of some explorers stating that the exponential shape of the keel is more true to reality than the triangular one [123, 191–192]. In March–June 2011, at the drifting station "North Pole – 38", the author studied morphometric characteristics and internal structure of three first-year ice ridges using electric thermal drilling. Figure 3.48 presents a graph of keel depth of ice ridge 1 ("NP–38") (see Section 3.3), which shows that exponential curves approximate keel boundary better than straight lines. This case confirms this conclusion, but it should be noted that this is a single case. Nevertheless, the author agrees with the statement made in [133] that the best generalization of the keel shape of the first-year ice ridge is a trapezoid shape, and holds the same opinion.

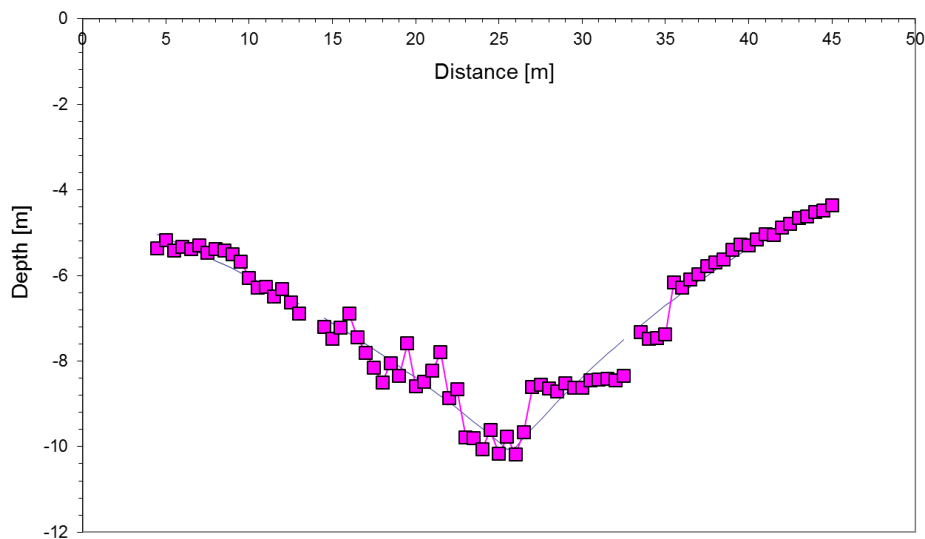


Figure 3.48 – Depth of the ice ridge keel, approximated by the exponents

Figure 2.19 shows a schematic presentation of the ice ridge and its main morphometric characteristics. Their detailed analysis is published in [221–222, 235]. These works mainly focused on sail/keel ratio of ice ridges and the search for suitable statistical dependencies for the keel/sail ratio.

This study presents collected data on ice ridges obtained by the author over many years in different freezing seas of Russia. Data on the size and morphometric features, thickness of the CL and consolidation degree are presented.

Experimental data

Over the period of 24 years, from 1996 to 2019, the author participated in 30 expeditions to investigate ice ridges and stamukhas in different regions. Among them, the Sea of Okhotsk (shelf of Sakhalin Island), the Pechora, Kara, Caspian, Azov, and Laptev seas as well as the central Arctic Basin. In total, about two and a half hundred ice ridges were explored with participation of the author.

L. Strub-Klein and D. Sudom [221] collected information on more than 300 ice ridges from different regions of northern hemisphere of the planet in their catalogue of the first-year drifting ice ridges. Information on 40 ice ridges studied by the author was included in this catalogue. The more interesting it will be to compare the systematized information from the catalogue and the so far concealed information about ice ridges in freezing seas of Russia. L. Strub-Klein and D. Sudom define all regions beyond the Arctic Circle as the Arctic, and those to the south as the subarctic, or the so-called temperate regions, which include the eastern coast of Canada, the Baltic, Caspian, Azov Seas, and also the shelf of Sakhalin Island. The author will also adhere to such division.

The ice ridges were studied with the help of the water and electrical thermal drilling. Parameters of internal structure of ice ridges were obtained using these two types of drilling. Is the information obtained by different types of drilling identical? To study this issue, special work was done, which confirmed the identity of results of different types of drilling. In some cases, the information obtained using thermal drilling is supplemented by the results of underwater surveys, electromagnetic ice thickness gauge EM31 Ice, BHJ, etc.

Ice ridge geometry

In his review of ice ridges, the author will adhere to the same structure as in [221] since this is currently the most complete collection of information on ice ridges. It is also convenient to compare the results based on information from this catalogue.

It should be borne in mind that during the field work carried out by the AARI on drifting ice or fast ice, when choosing the objects of research, the thickest available ice ridge series was almost always chosen, thus, the obtained values of the main

morphometric parameters generally characterize ice ridges that are larger than the average ones.

Studies of ice ridges in the Barents Sea refer to its south-eastern part, the so-called Pechora Sea. The author took part in expeditions in this region in 1996–97 and in 1999. However, other experts processed thermal drilling data in that period, so the author has very scarce data on the morphometry of ice ridges in this region. More complete information about morphometric characteristics of these ice ridges can be found in [26–27, 34, 94–95, 200].

Studies of ice ridges in the Baydaratskaya Bay also belong to the Kara Sea region. The Laptev Sea region also includes ice ridges in the Shokalsky Strait and Khatanga Bay. Ice ridges assigned to the central Arctic Basin were studied by the author at "North Pole" drifting stations and at Barneo ice camp.

According to article [221] the sail of ice ridges has an average height of two meters. In more severe Arctic conditions, the maximum sail height is on average slightly greater than in temperate latitudes – 2.1 m versus 1.6 m. Despite this, the maximum sail height of eight meters was recorded in the subarctic region, namely on the Sakhalin shelf. Ice ridges studied by the author, on average, reached 2.9 m in sail, and the maximum sail height of 6.1 m was recorded at "NP–38" drifting station on the first-year ice ridge formed on second-year ice. According to L. Strub-Klein and D. Sudom [221], the mean value of average sail heights is 0.7 m, the maximum is 3.5 m. Thus, a fairly large number of small ice ridges were statistically processed. According to the author, these values are 1.3 and 3.9 m, respectively.

Geometric dimensions of ice ridges correspond to severity of climatic conditions of the region where they form. The smallest ice ridges are in the Sea of Azov, somewhat larger – in the Caspian Sea. Sails of ice ridges in the Pechora, Kara, and Laptev seas are approximately the same, both maximum and average values. Sails of ice ridges on the shelf of Sakhalin Island by maximum height correspond to ice ridges in other regions, but average values of sail height according to our data are almost one and a half times less.

Width of sail, according to the catalogue [221], averages 12 m, and its maximum value is 73 m. According to the author, these parameters are 15 and 31 m.

Depth of keel in the Arctic regions averages 8.2 m; in subarctic regions it is slightly less – 7.8 m. However, the maximum draft of keel as well as the sail, according to the cited catalogue, was recorded in the temperate region (Baltic Sea) and amounted to 28 m [203]. According to V.S. Porubaev, the maximum keel draft of ice ridge series in the deep part of the Arctic Ocean does not exceed 37 m [80]. It should be noted that the maximum keel draft, 47 m, is given in the paper [244]. According to some other data, keel of ice ridges can exceed 50 m [18, 208]. Draft of keels of ice ridges studied by the author averaged 10 m, reaching its maximum value of 23 m on one of ice ridges on the Sakhalin shelf. According to [221], the mean of average keel depths is 4.5 m, the maximum of averages is 12.4 m. According to the author, these values are 5.8 and 13.1 m, respectively. Table 3.11 shows other morphometric characteristics of ice ridges. Data for the Kara and Laptev seas are partly taken from [142–143], partly data for the Baydaratskaya Bay are presented.

According to the author, in severe climatic regions, keel of ice ridges reaches 19–23 m, which is half the extreme values. However, ice ridges in the Laptev Sea have the maximum keel of about 14 m, and ice ridges in the Pechora Sea – about 11 m, which distinguishes them from ice ridges of other severe regions. This may be due to the fact that ice ridges were mainly studied in the shelf zone of these regions, where sea depth is shallow. Thus, large ice ridges landed on the ground during ice drift and as a result transformed into stamukhas and were not considered.

Average width of keel is 36 m, maximum value is 202 m. According to the author, average width is 47 m.

L. Strub-Klein and D. Sudom in their review [221] give two ice ridge geometry parameters: maximum sail + maximum keel and average sail + average keel. Since in almost all cases the position of maximum keel is shifted relative to maximum sail, it is common at the AARI to distinguish total ice thickness. Nevertheless, it is useful to compare these data. Thus, the sum of maximum keel and maximum sail is on average 8.9 m, reaching the maximum value of 34.3 m. Total ice thickness, according to the

author, is on average 11.6 m, maximum value is 25.9 m at an ice ridge in the Kara Sea. Sum of average sail and keel values is 4.8 m, maximum 15.7 m. According to the author, this parameter averages 6.4 m, maximum 14.8 m. In some, very rare cases, keel can be completely displaced relative to sail. One such case is discussed in Section 4.3 [98, 110].

Table 3.11 – Morphometric characteristics of ice ridges

	Pechora Sea (south-western part of the Barents Sea)	Shelf of the Sakhalin Island	Sea of Azov	Caspian Sea	Kara Sea	Laptev Sea	Central part of the Arctic basin	All ice ridges	Data from the catalog [221]
Number of ice ridges	-	52	6	24	98	74	16	270	356
Average maximal sail height [m]	-	3.37	0.39	1.49	3.04	2.76	3.06	2.91	2
Maximal sail height [m]	3.98	5.48	0.81	2.66	5.43	5.40	6.10	6.1	8
Average sail height [m]	1.45	1.08	0.26	0.56	1.99	1.49	1.46	1.3	0.7
Maximum of average sail height [m]	-	1.73	-	1.33	-	-	3.94	3.9	3.5
Average maximal keel depth [m]	-	13.41	1.93	5.30	9.94	8.70	9.90	10.1	8
Maximum keel depth [m]	11.37	22.97	2.54	8.63	21.7	13.9	18.94	23	28
Average keel depth [m]	4.94	7.04	1.39	3.52	5.86	4.95	6.25	5.8	4.5
Maximum of average keel depth [m]	-	13.08	-	6.64	-	-	12.65	13.1	12.4
Average total ice thickness [m]	-	7.88	1.52	3.92	6.59	5.52	6.97	6.40	8.9*
Maximum total ice thickness [m]	-	24.6	3.29	10.96	25.9	17.5	24.39	25.9	34.3*

* maximum keel depth + maximum sail height.

Analysing Table 3.11, it can be noted that geometric parameters of ice ridges studied by the author are slightly higher than average values given in review [221]. However, due to a larger number of averaged values, and, consequently, a greater spread of values, extreme values of geometric parameters given in the review are higher than those given by the author.

At the same time, it should be remembered that maximum keel values determined by drilling are always somewhat underestimated relative to real ones, since the deepest fragments of the underwater part of ice ridges can, most likely, lie between measurement boreholes on the line or between lines. As regards the sail, this error is less relevant, since when marking testing grounds, drilling sites are usually marked at maximum points of the crest. An assessment was made of measurement error of maximum keel depth obtained by thermal drilling and using an underwater television vehicle (ROV). The results are published in [77]. Using the ROV data, it was found that values of maximum draft of ice ridge keels, in comparison with data obtained by thermal drilling, are on average 12–13% higher. According to A.K. Naumov and R.A. Vinogradov – 10% [68].

Figure 3.49 shows a graph of relationship between sail height and keel draft constructed on the basis of data on $n = 262$ ice ridges studied with participation of the author. Table 3.12 shows data on this ratio and slope angles for different regions. Linear regression equation is $H_K = 3.41 \cdot S$, where H_K is keel depth, H_S , sail height. $R^2 = 0.59$. Approximation by a power function gives a better fit: $H_K = 3.69 \cdot H_S^{0.92}$, $R^2 = 0.67$.

For comparison, let us give several other ratios:

$$H_K = 4.5 \cdot H_S \text{ [162];}$$

$$H_K = 5.38 \cdot \ln(3.32 H_S), n=204 \text{ [220];}$$

$$H_K = 3.82 \cdot H_S \text{ или } H_K = 5.11 \cdot H_S^{0.69}, n=308 \text{ [221];}$$

$$H_K = 3.54 \cdot H_S \text{ или } H_K = 4.43 \cdot H_S^{0.82}, n=126 \text{ [222];}$$

$$H_K = 3.95 \cdot H_S \text{ или } H_K = 4.60 \cdot H_S^{0.88}, n=97 \text{ [235].}$$

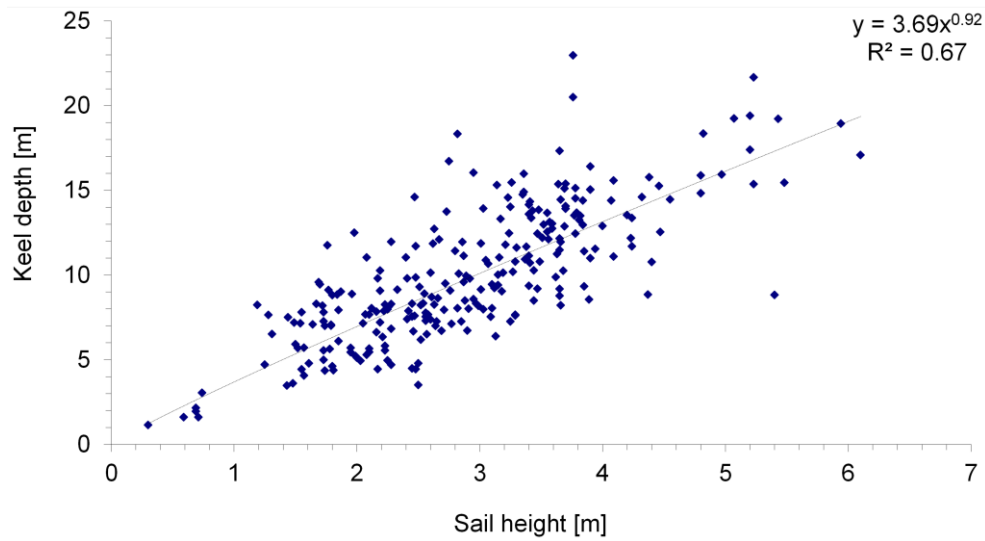


Figure 3.49 – Sail vs. keel, for all data
(on the basis of the thermal drilling data of 262 ice ridges)

Table 3.12 – Angles of the keel slope

	Shelf of the Sakhalin Island	Caspian Sea	Central part of the Arctic basin	All ice ridges	Data from the catalog [221]
Number of ice ridges	52	24	16	256	356
The keel/sail ratio	4.13	3.66	3.22	3.52	5.17
Average angle of the sail slope [degree]	-	10.4	28.7	25	28
Average angle of the keel slope [degree]	-	13.2	29.3	24.3	-

According to [221] for the Arctic regions, the best approximation will be $H_K = 3.84 \cdot H_S$, for temperate and subarctic regions $H_K = 6.14 \cdot H_S^{0.53}$.

According to the author, average value of "maximum keel/maximum sail" ratio is 3.52 with a standard deviation of 0.95. This result is much lower than the one given in review [221] – 5.17 with a standard deviation of 2.96. The review also contains references to some other authors giving values in the range of 4.35...5.20. Such a large difference can be understandable, given that L. Strub-Klein and D. Sudom consider

"maximum keel/maximum sail" ratio for all presented sections of ice ridges, and not just extreme values [221]. However, it is known from research experience that if one of the ice ridge sections passes through the maximum point of the sail, then the others can lie at a considerable distance from it, and sail height in this part of the ice ridge can be quite insignificant. At the same time, maximum keel draft can be shifted away from the central line. Hence, such extreme values of "maximum keel/maximum sail" ratio as 17.94 appear [221], which contribute to an increase in average value. In fact, it is impossible to imagine an ice ridge with keel to sail ratio of 1/18. The distribution mode of this ratio given in [221], judging by the histogram, is in the area of 4, and this is already close to our values. For example, in [211] average "keel/sail" ratio for 12 ice ridges in the Barents Sea is 2.4.

"Keel/sail" ratio for the shelf of Sakhalin Island equal to 4.13, against the background of a rather narrow range of values for other regions, looks like an outlier. However, it is confirmed by G.A. Surkov and P.A. Truskov, who give a value of 4 for this ratio [228]. As can be seen from Table 3.12, for a practical assessment of keel draft on the basis of sail height, the value of 3.5 is quite suitable as the average for all ice ridges.

Ratio of keel depth to sail height is not a constant and is related to sail height [52–53]. In these works, it was noted that with increasing sail height, this characteristic decreases approaching a value of 3.0. However, when analysing a large number of ice ridges, it is clear that this relationship is very weak.

Probability distribution density of sail height, ice ridge keel depth, and keel/sail ratio follows a lognormal law [27, 52–53, 221]. A.K. Naumov states that draft of ice ridge keels follows the Weibull–Gnedenko distribution [67], Marcellus et al. – gamma distribution [189]. As a result of the research, the author came to the conclusion that the distribution of all these values follows the Weibull–Gnedenko distribution.

According to [221], ratio of keel to width sail width is on average 6.75. Ratio of sail width W_s to its height H_s is on average 3.75. The best approximation for this ratio will be $W_s = 6.6 \cdot S^{0.69}$. Ye.U. Mironov and V.S. Porubaev declare a relationship between sail and keel width in the form of $W_k = 0.98 \cdot W_s + 26$ [52–53]. In practice, this means that

keel is 26 m wider than sail for all ice ridges. Obviously, this ratio is applicable only in a limited range of values.

Ratio of keel width W_k to its draft H_K is on average 4.85. That is, keel slopes are on average somewhat gentler than sail slopes. From Table 3.12 it is seen that our data confirm this pattern, although within the range of values: average sail slope angle is 25° , and that of keel is 24.3° . L. Strub-Klein and D. Sudom give an average sail pitch angle of 28° [221]. Weeks et al. give an average sail slope angle of 25° , keel 32° [244].

Ice blocks dimensions

Although thickness of ice blocks that make up the ice ridge sail can change with the onset of warm weather and under the influence of solar radiation and winds, this parameter is the best indicator of thickness of level ice from which the ice ridge formed. Together with the results of measuring thickness of level ice surrounding the ice ridge, it is possible to estimate the age of the ice ridge, provided that level ice was not disturbed by dynamic processes around the ice ridge. Block sizes can also be useful when modelling ice ridging processes. Ratio of thicknesses of ice blocks in sail and of level ice surrounding the ice ridge depends on level ice growth rate and rate of ablation from the surface of blocks. The character of this dependence is currently not fully understood. Orientation of ice blocks in sail is also poorly studied, although recent publications consider this issue, for example [129].

L. Strub-Klein and D. Sudom note that the 58% (22% in the Arctic and 90% in the Subarctic regions) of the average block thicknesses reported are under 0.4 m thick [221]. They also mention the study [238], which gives a figure of 50% for ice ridges composed of ice more than 1 m thick. In total, 30 ice ridges were covered by this study and in one region – Prudhoe Bay, Alaska, which is much less than in the review [221]. Still, most ice ridges form from first-year ice up to one meter thick.

L. Strub-Klein and D. Sudom in their review give several approximations for the ratio of maximum sail height and average block thickness [221]. They consider that the optimal dependence is a square root of average thickness of blocks. These dependences practically differ little from each other, so it is possible to give the optimal ratio:

$$H_s = 3.73\sqrt{h_b},$$

where h_b is average thickness of ice blocks in the sail. Table 3.13 gives information about the thickness of ice blocks in the sail of ice ridges studied by the author.

Table 3.13 – Mean ice block thickness in the ice ridge sail

	Shelf of the Sakhalin Island	Sea of Azov	Caspian Sea	Baidaratskaya Bay of the Kara Sea	Central part of the Arctic basin	All ice ridges	Data from the catalog [221]
Number of ice ridges	28	5	9	25	9	189	-
Mean ice block thickness [m]	0.52	0.07	0.29	0.43	0.33	0.47	0.44

For the author's data, the following ratio will be optimal:

$$H_s = 3.98 \cdot h_b^{0.41}, R^2=0.2.$$

If we approximate the author's data with a square root function, then the coefficient in front of it will be 4.4. For G.A. Surkov, this coefficient varies from 4.52 [229] to 4.05 [90, 230]. In fact, correlation is very weak. It could be stronger if, in each ridging, the sail would reach its maximum height. But since the ridging processes are determined by the dynamics of ice cover, duration of ridging varies greatly, and, therefore, we have such a large spread in sail height.

In addition, within a few months after ice ridge formation and until the time of research, thickness of blocks under the influence of wind erosion and solar radiation can decrease. L. Strub-Klein and K. Høyland noticed a decrease in thickness of blocks by 5–6 cm in two months [220].

R. Parmerter and M. Coon modelled the formation of the first-year ice ridges and proceeding from their calculations, predicted sail height growth to a certain limit, after

which the sail begins to grow in width [204]. According to their calculations, the sail exceeds the thickness of level ice 5–6 times for thin ice (15–25 cm) and much less for thick ice (1–4 m). L. Strub-Klein and D. Sudom examined the behaviour of sail height to block thickness ratio depending on block thickness and noted a marked decrease in this ratio with increasing block thickness [221]. This ratio reaches the maximum value of 7.5 in thin ice (15–25 cm). In their opinion, starting from block thickness of 0.8 m, this decrease stops, and when block thickness exceeds this value, sail height increases in direct proportion to the thickness of level ice from which the ice ridge forms. According to the author, this boundary thickness of blocks is even smaller and amounts to about 0.45 m. The maximum ratio 7.36 was recorded for the ice ridge studied at drifting station NP–35, and thickness of blocks was 0.11 m.

Porosity

Ice ridge porosity can be defined in two ways: macroporosity and total porosity [149]. Macroporosity is defined as the volume of voids in ice ridge body filled with air, water, snow or shuga assigned to the volume of the whole ice ridge. Total porosity also includes porosity of level ice, from which the ice ridge is composed. Thermal drilling gives total porosity [170]. At the same time, thermal drilling data give boundaries and dimensions of voids, from which microporosity can be determined. In this dissertation, porosity Θ is interpreted as a step function:

$\Theta(x, y, z) = 0$, if there is an ice at the point (x, y, z) , and

$\Theta(x, y, z) = 1$, if there is no ice at the point (x, y, z) .

Linear porosity is derived by averaging of Θ vertically at a given depth range, and bulk porosity is derived by averaging at a given volume. Depth-wise distribution of porosity at each drilling point is realised as the staircase curve, where zero corresponds to ice, and one corresponds to voids. Bubbles with air and cells with brine are not taken into account. Determination of volumetric porosity of the ice ridge is impossible due to its complex internal structure. It can only be estimated using the obtained distributions of linear porosity at different points. The volumetric porosity is equal to the mean value

of an infinite number of linear (in this case, vertical) porosities. Ice explorers commonly regard the averaged values of linear porosity as volumetric porosity of the ice formation [149].

Paper [221] gives porosity values averaged over 45–59 ice ridges. Average macroporosity of an ice ridge is 22.1%, sail porosity 17.6%, porosity of unconsolidated part of keel 19.9%. After averaging the data for 228 ice ridges, the author obtained an average porosity of the ice ridge as a whole 16.2%, porosity of sail over 205 ice ridges 14.3%, and porosity of unconsolidated part of keel over 158 ice ridges 24.2%. Data given by L. Strub-Klein and D. Sudom [221] are doubtful since both keel and sail porosity are less than the porosity of the ice ridge as a whole. Given a significantly larger amount of averaged data, our results appear to be more representative.

As can be seen from Table 3.14, ice ridges in the Sea of Azov are noted for low porosity. Ice ridges in the central Arctic Basin also have low porosity in unconsolidated part of keel. However, due to their small number, these values are not representative enough. On the contrary, ice ridges in the Laptev Sea have an increased porosity.

Table 3.14 – Ice ridge porosity

	Shelf of the Sakhalin Island	Sea of Azov	Caspian Sea	Kara Sea	Laptev Sea	Central part of the Arctic basin	All ice ridges	Data from the catalog [221]
Number of ice ridges	52	5	23	64	47	14	205	356
Mean sail porosity	0.11	0.11	0.14	0.14	0.17	0.13	0.14	0.18
Mean porosity of the unconsolidated part of the keel	0.26	0.01	0.24	0.25	0.30	0.10	0.24	0.20
Porosity of the ice ridge as a whole	0.21	0.01	0.18	0.18	0.17	0.11	0.16	0.22

Consolidated layer

Table 3.15 illustrates the CL in various regions.

Table 3.15 – Consolidated layer in ice ridges

	Shelf of the Sakhalin Island	Sea of Azov	Caspian Sea	Kara Sea	Laptev Sea	Central part of the Arctic basin	All ice ridges	Data from the catalog [221]
Number of ice ridges	52	6	24	67	69	11	229	117
Average CL thickness [m]	1.48	0.27	0.77	1.68	2.32	1.99	1.79	1.60
Maximal CL thickness [m]	11.3	0.54	3.64	7–7.5		3.52	11.3	6.00
Ratio “average CL thickness / total ice thickness” (ice ridge consolidation)	0.20	0.19	0.26	0.25	0.42	0.39	0.33	-
Ratio “average CL thickness / average thickness of level ice”	-	-	1.99	-	-	1.18	1.62	-

At some points, the CL was absent, for example, in the Caspian Sea, the CL is often not continuous, but occurs as lenses. The minimum recorded thickness of the CL was 0.06 m; however, this value is formal. In this case, the CL was continuous, but in some areas, it became thinner decreasing to this value.

Average CL thickness in the regions correlates well with consolidation, i.e., the later the ice ridge is studied, counting from the time of its formation, the longer it is exposed to cold, and the greater the CL thickness and the more pronounced the degree of ice ridge consolidation.

L. Strub-Klein and D. Sudom, after conducting their own analysis of distribution of the CL thickness, concluded that gamma distribution is most suitable [221]. They compared it with normal and lognormal distributions. In other studies, other

distributions are more appropriate. Article [144] considers distributions of the CL thickness for different areas of the Kara and Laptev seas and states that in some areas the CL thickness is distributed according to Weibull–Gnedenko, in others, according to gamma distribution and even according to the Gaussian distribution. However, as is known, the Weibull–Gnedenko distribution is reduced to gamma distribution by a change of variable, and according to the central limit theorem, at large values of κ parameter gamma distribution can be approximated by normal distribution. Despite the fact that the author is a co-author of this article, he, as a result of later studies, came to the conclusion that distribution of the CL thickness follows the truncated normal distribution with the left boundary of the range of possible values of random variable equal to zero.

Figure 3.50 shows generalized cross-sectional profiles of ice ridge series for different regions. The scale of images is the same, and for a better perception, profiles are compressed horizontally by half. The CL and level ice are shown in white, and density of grey shade corresponds to average density of the sail and keel of ice ridges.

Voids

Figure 3.51 shows histograms of distribution of vertical size of voids in ice ridges. Average vertical size of voids is 0.33 m. For comparison, average thickness of ice blocks is 0.47 m. Maximum vertical dimensions of voids in some cases reach 6 m, and the only case was recorded when this size reached 9 m. Examples of drill penetration rate records, which recorded large sizes of voids, as well as assumptions about the reasons for their appearance are considered in [102]. In particular, this can be the result of secondary ridging. Under the influence of weight of ridging ice pile-up on the edge of primary ice ridge, it melts and rotates around the centre of the massif. At a sufficiently large rotation angle of the ice ridge, blocks that make up the lower part of its keel can form a niche in the secondary ice ridge at the edge of ice ridge keel.

Snow cover depth on ice ridges

Snow cover depth on ice ridges is greater than on level ice [15]. There, snow accumulates between ice ridges, is swept by wind during snowstorms. Snow cover

depth depends on the height of ice ridge series and distance between them and is equal to an average of 0.82 m (RMS = 0.20). In Greenland and central areas of the Arctic Basin, snow cover depth in ice ridges at the end of winter is 1.2–1.4 m, and near the coast of Greenland 1.6–1.8 m.

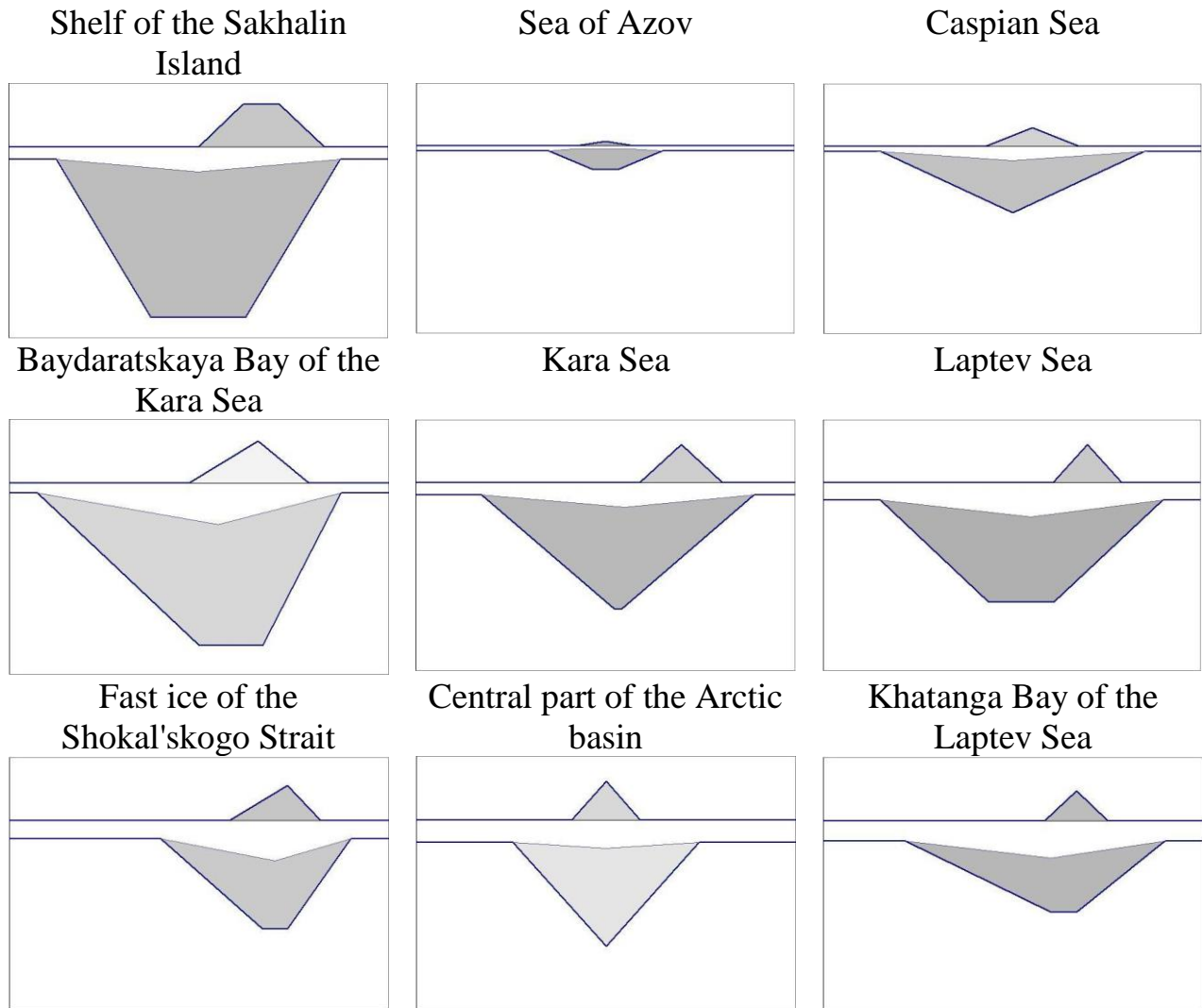


Figure 3.50 – Generalized cross-sectional profiles of ice ridges

In other areas, it varies between 0.5–1 m. On young ice, snow depth in ice ridges is no more than 0.8 m everywhere [15]. Ratio of snow cover depth on the windward side of the ice ridge series to its depth on the leeward side is 2/3 [82]. Maximum thickness of snow cover on the ice ridge recorded by the author during the drift of “North Pole – 38” station was 3.06 m.

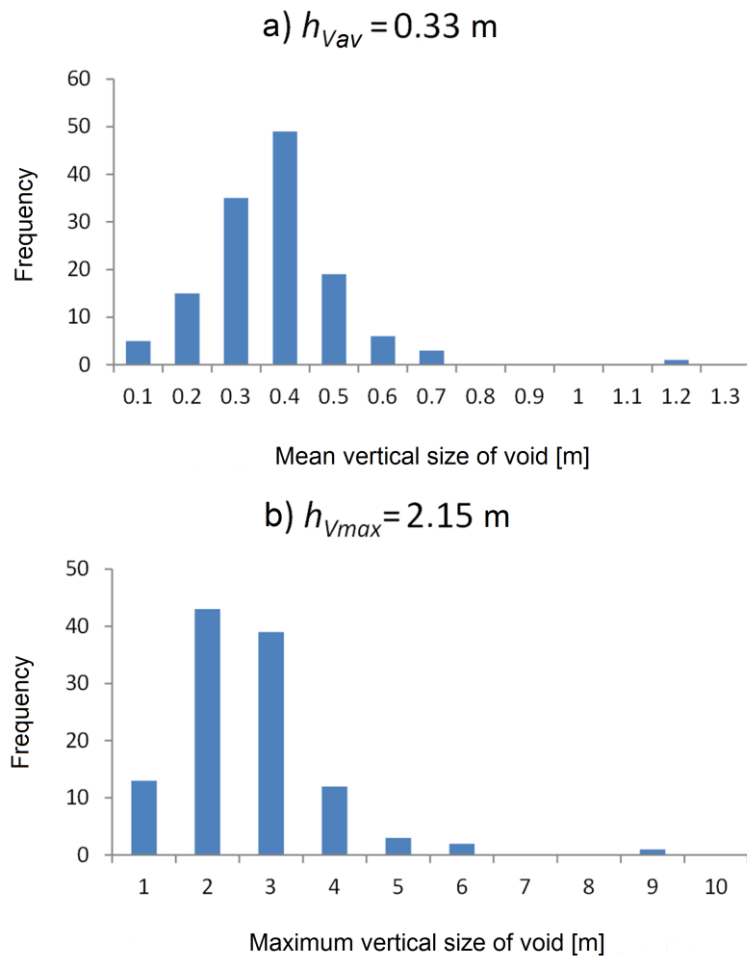


Figure 3.51 – Distribution of the vertical size of void in ice ridges.
 The number of values for the average size is 133 and for the maximum – 113.
 The numbers show the average value

3.5 Consolidated layer of the ice ridge as the main load factor on hydraulic structures

The ice ridge CL formation as a result of freezing together of ice fragments is located mostly below the water level and combines separate ice ridge elements into one monolith presenting thus the most serious potential danger for offshore structures. Studies of the impact of ice ridges on the hull of ships and offshore structures showed that the main load is associated with the impact on the obstacle, namely the CL [223]. Figure 3.52 shows a photograph taken from the icebreaker board during ice ridge destruction, in which the CL is clearly visible. Figure 3.53 shows a reflected light image of an ice plate prepared from ice core extracted from the CL of the ridge. This ridge was studied in 2018 in the fast ice of the Shokal'skogo Strait [176]. In this photo, it was possible to record a section of ice, where the CL ends and the unconsolidated part of the ice ridge keel begins. However, it is impossible to draw a clear boundary at the moment, since no criteria have been formulated that distinguish solid CL layers from the layers formed by individual blocks but connected with porous ice bridges. This zone can be interpreted as a so-called semi-consolidated layer.



Figure 3.52 – A photo from the icebreaker, illustrating the CL of the ice ridge. Clearly visible ice blocks frozen into one monolith

CL of the ice ridge plays an important role in creating loads on different offshore structures. Therefore, it is so important to know its thickness and strength. Thickness of

the CL depends on geographic location of the region where ice ridges occur. L. Strub-Klein and D. Sudom believe that in seas with a dynamic regime, frequency of rafting events will be higher, so ice ridges there will have a greater thickness of the CL [221].



Figure 3.53 – Photo of a vertical ice plate from the core, on which the ice area is visible where the CL ends and the unconsolidated part of the ridge keel begins [176]

The CL boundaries are traditionally determined by mechanical drilling (from operator's perceptions) and thermal drilling with rate recording. The most reliable way to determine the lower boundary of the CL is to measure ice temperature in the ridge, because below the CL, homothermy is observed. However, position of the upper boundary of the CL cannot be determined by thermistors. Boundaries of the CL can also be estimated using a BHJ [87, 128, 184], although rather roughly. Some other ways to determine the boundaries of the CL are discussed in more detail in Section 2.1. L. Strub-Klein and D. Sudom believe that the scatter of data on the CL of ice ridges is

due not only to natural characteristics of these ice features, but also to methods of research and interpretation of the data obtained [221].

Paper [221] gives values of the CL thickness averaged over 117 ice ridges. Average thickness of the CL is 1.6 m, maximum 6 m, and minimum 0.3 m. After averaging data on 229 ice ridges, the author obtained an average CL thickness equal to 1.79 m, maximum of averages was 4.6 m, and minimum of averages was 0.19 m.

Figure 3.54 shows a histogram of average thickness of the CL. Variation coefficient of average thickness of the CL is 0.46, of maximum thickness 0.50, and of minimum thickness 0.66. According to L. Strub-Klein and D. Sudom, variation coefficient of the CL thickness depends on spacing of boreholes on cross section of the ice ridge [221]. The greater the spacing of boreholes, the more homogeneous the CL looks, because outlier in the CL thickness in this case can be skipped. However, according to the author's experience of drilling boreholes in ice ridges with a spacing of 0.5 and 0.25 m, the CL remains fairly level throughout the entire cross section of the ice ridge [173, 178].

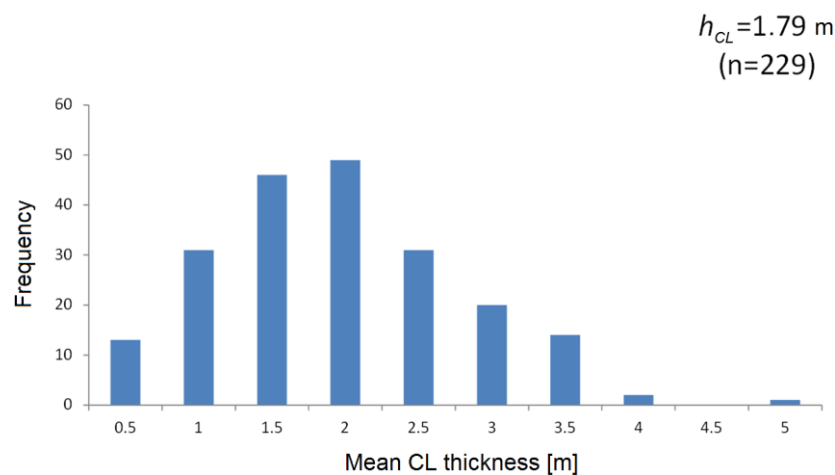


Figure 3.54 – Histogram of the mean CL thickness. Number of ice ridges – 229

Absolute maximum value of the CL thickness recorded on the shelf of Sakhalin Island in 1998 was 11.3 m. However, drilling of ice ridges that year was carried out mainly without penetration rate recording, and isolation of hard ice was accomplished from the subjective perceptions of drilling operator, so such a large thickness of the CL can be questioned. Maximum thickness of the CL recorded by the author in the Kara

Sea in 2015 was 5.6 m. This value was confirmed by visual observations of water level in the borehole, which remained unchanged until thermodrill left the CL, after which water level in the borehole decreased and became equal to sea level.

The International Organization for Standardization (ISO) recommends, in the absence of information on the ice ridge CL, to consider the CL thickness about twofold versus the thickness of level ice surrounding the ice ridge, provided that they were in the same weather conditions [162]. The Code of Rules prescribes, when calculating the load from the consolidated part of the ice feature, in this case, to consider thickness of the ice ridge CL to be 1.8–2.0 times greater than that of surrounding level ice [83].

The question of the CL thickness to level ice thickness ratio was studied for a long time. Different ice explorers offered their own values for this ratio. K. Høyland and S. Løset observed consolidation of first-year ice ridge and reported a ratio of 1.38 (derived from temperature measurements) and 1.48 (from drilling data) [156]. In article [211] this ratio obtained for six ice ridges was 2.11. In the same work, with reference to [221], the value 1.33...1.83 is given. R. Frederking et al., summarizing the results of studies on shelf of Sakhalin Island gave value 1.5 for this ratio [138].

G.A. Surkov studied the process of laboratory ice ridge consolidation and obtained the ratio of the CL thickness to level ice thickness in the range of 1.75...2.4, on average 2.0 [227]. He also cited similar data from [236] and data from Tsuchida et al., who also obtained values within 1.5...2.2 for the laboratory ice ridge. In article [167] as a result of consolidation of an artificial ice ridge in the ice basin, the following values of this ratio were obtained: 1.6...2.4, on average 1.9.

K. Høyland studied evolution processes of the CL of three ice ridges near Svalbard and in the Gulf of Bothnia in 1998–1999, observed the process of ice ridge consolidation over time [149]. Figure 3.55 shows an illustration of a change in the ratio of the CL thickness to level ice thickness (R_{avg}) with growth of level ice thickness. Figure also shows the results of similar work by other ice explorers. R_{avg} according to temperature measurements was 1.39–1.61, according to drilling data – 1.68–1.85. In 2007, he also confirmed his opinion, citing a value of 1.2...1.7 [150].

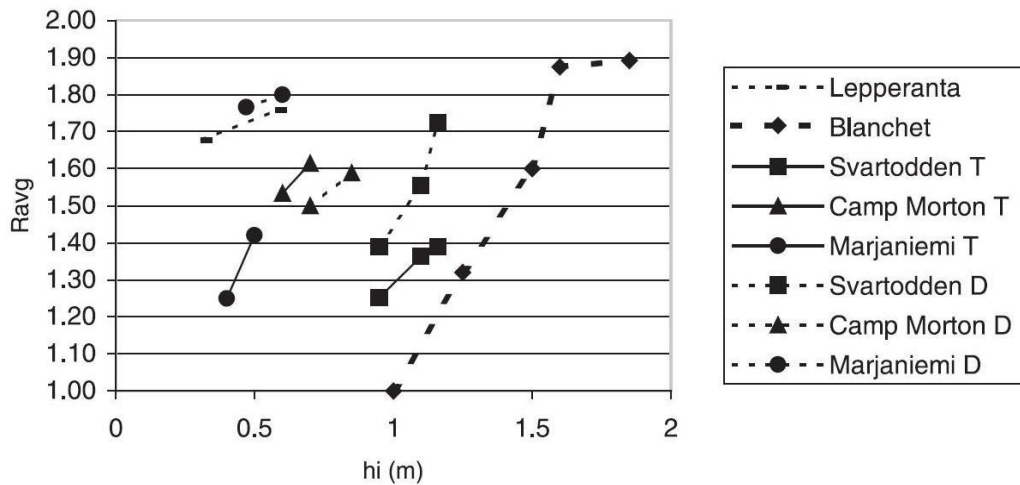


Figure 3.55 – Change in the ratio of the CL thickness to the level ice thickness (R_{avg}) over time and with the increase in the level ice thickness h_i [149]. T indicates the results of temperature observations, D indicates drilling results

In [222] for 22 first-year ice ridges, R_{avg} ratio is equal to 1.8. Somewhat ambiguous is the following work by two authors from this team [223]. For 109 first-year ice ridges, they gave the following R_{avg} values: median 2.15, average 3.21, RMS 2.83. If we take into account that they considered, in particular, the ice ridges that were already analysed in article [221], these values are doubtful.

It should be noted that low values of this ratio were obtained by some authors on a small sample of several ice ridges. On the contrary, R.B. Guzenko gave a value of 1.86 for this ratio (1.98 for drifting ice ridges and 1.44 for ice ridges in fast ice) based on information on 103 ice ridges [141]. Thus, taking into account the results of previous studies by different authors, it can be stated that the recommendations of ISO and the Code of Rules are quite reasonable.

Conclusions from the third chapter:

Data on morphometry and internal structure of first-year ice ridges obtained in expedition studies with participation of the author as well as previously published reviews [218, 221, 235] were considered, analysed, and summarized. Despite the geographically wide range of research sites, they are limited to freezing seas of Russia and central Arctic Basin. The resulting conclusions about ice ridge morphometry are as follows:

- Maximum sail of first-year ice ridge of 12.8 m was recorded by A. Kovacs and M. Mellor in 1971 in the Beaufort Sea [181].
- Mean sail height according to various estimates is 2–2.9 m.
- Mean ice elevation in ice ridge sail above sea level is 0.7–1.3 m.
- The maximum keel can reach 60 m [208].
- Mean keel draft is 8–10 m.
- Mean keel depth is 4.5–5.8 m.
- Mean width of sail is 12 m, of keel – 36–47 m.
- For practical assessment of keel draft from sail height, a factor of 3.5 is quite suitable as average value of keel/sail ratio for all ice ridges.
- Keel is on average four times wider than sail.
- Average ratio of sail width to sail height is 3.75, average ratio of keel width to draft is 4.85 [221].
- Maximum sail height is determined by a value proportional to square root of thickness of blocks in the sail [221], which is in good agreement with the R. Parmerter and M. Coon model [204].
- Average porosity of first-year ice ridges is in the range of 16...22%, sail porosity – 14...18%, of unconsolidated part of keel – 20...24%.
- Average thickness of the CL is 1.6...1.8 m; maximum thickness according to thermal drilling data is 11.3 m (on the shelf of Sakhalin Island); thickness of the CL confirmed by visual observations is 5.6 m.
- Variation coefficient of the CL thickness decreases as it grows.
- CL thickness follows the truncated normal distribution with left boundary of the region of possible values of a random variable equal to zero.
- There is a lack of information about such parameters of ice ridge structure as strength of the CL, porosity of unconsolidated part of keel, cohesion and angle of internal friction, rate of keel consolidation [223]. L. Strub-Klein and D. Sudom also note a lack of information about keel width and shape and cross-sectional area of sail and ice ridge keel [221].

- One of the reasons for the lack of data on the structure of ice ridges is permanent lack of resources for conducting comprehensive ice research.

Final conclusion:

Long-term experimental verification of the method for studying internal structure of ice ridges based on thermal drilling technology confirmed the adequacy and reliability of results, compliance with modern principles of scientific research. The chosen method gives new and reliable results in a complex relationship with other research methods.

4 REGULARITIES OF THE ICE RIDGE STRUCTURE

4.1 Regularities of development of the consolidated layer of ice ridge

The study of morphometric parameters of ice ridges in general, and specific features of consolidated layer in particular, is one of urgent tasks, the solution of which is important primarily in terms of identifying or clarifying the natural mechanisms responsible for evolution of this element of sea ice cover.

The most important CL characteristic is its thickness. Reviews of information about the CL of ice ridges in different regions are given in the following works [138, 221, 235]. G.A. Surkov gives a brief overview of empirical dependences between the sum of frost degree-days and thickness of level ice and the CL of ice ridges, and also offers his model of the CL growth [227]. Obviously, the factors that determine the CL thickness and affect its change are also of great interest.

How does the CL increase? This issue is discussed in more detail in section 4.3. Briefly summarizing, let us note that the CL grows intermittently. A similar conclusion was drawn by Bonnemaire et al. [130]. The model of such an abrupt growth of the CL is considered in [227]. Thickness of the CL grows according to the power law until water filling the space between ice ridge keel blocks freezes, and then sharply increases by a value equal to the thickness of the underlying ice block [114].

Little studied but interesting in terms of modeling of internal structure of ridges is the CL thickness distribution inside an ice feature. Is it possible, considering the relief of the ice ridge upper surface, to assume to which part of the ice ridge the thickest CL corresponds? Obviously, the most expressive specific feature of the upper surface of the ice ridge is its sail. In some papers, the question of sail influence on the growth of the CL thickness is raised. Thus, the author in work [113] devoted to the study of four ice ridges at drifting station "North Pole – 35", noted that at small values of the ice ridge sail (approximately to 1 m), the CL thickness is not related to the sail height. However, at greater sail heights, its value begins to affect the growth of the CL – the higher the sail of the ice ridge, the smaller the CL thickness at this point. Another papers [156–157] describe a change in the thickness of the ice ridge CL in the Svalbard region, which was observed from late February to mid-May 1998. In the course of 10-week

observations of temperature regime using six thermo-streamers embedded in the ice ridge, the process of its consolidation was traced. According to the results of research, the authors, in particular, concluded that by the end of consolidation period, the CL in the area of the ice ridge crest takes a W-shape, i.e., under sail, the CL thickness is the smallest. The authors explain this effect by heat-insulating properties of the sail, which contains a considerable number of voids filled with snow and air and slowing down the process of consolidation under it. It should be noted that the observations described in the mentioned works were carried out on single ice ridges.

In the course of field work conducted by the AARI in spring in 2014–15 in water areas of the Kara and Laptev seas during the period of maximum ice cover development using thermal drilling the morphometry and internal structure of 83 ice ridges (48 ice ridges in 2014, 35 in 2015) were studied with a sufficient degree of detail. A total of 3,034 boreholes were drilled in these ice ridges, and the CL thickness was determined at 2,969 points. As a result, the amount of material collected made it possible to detect some features of development of the CL of ice ridges in the study areas. Since the work was carried out on the order of OAO “NK Rosneft”, the data are confidential, therefore, the exact values of characteristics of the structure of ice ridges are not given.

An ice floe suitable for work was selected by helicopter reconnaissance, and on it the largest ice ridges series was chosen and subjected to a comprehensive study. Therefore, the obtained values of morphometric parameters characterize ice ridges larger than the average ones. Lines were run perpendicular to the ice ridge crest through the most protruding sections of the sail, on which ice was drilled at intervals of 5 m. The number of lines was determined by the crest length, and the number of points, by its width.

Ice drilling was performed using heated water at constant thermal power, and the obtained records of drill penetration rate were analysed taking into account the conditions accompanying drilling.

The process of distinguishing the CL occurs successively in two stages: using a formal algorithm and using expert correction. Formal identification of the CL is reduced to automatic determination of a hard ice layer, which is closest to water level. At the

second stage, an expert correction of the results of formal identification is performed, which is accomplished in compliance with certain rules [194–195]. The combination of these rules makes it possible to single out the consolidated part of the ice ridge quite reasonably. In controversial cases, for a more reliable determination of the CL boundaries at specific points, the information on local strength of ice was used if it was measured at the same points with a BHJ by experts in ice physics. Figure 4.1 shows an example of the CL identification on an ice ridge drilling line.

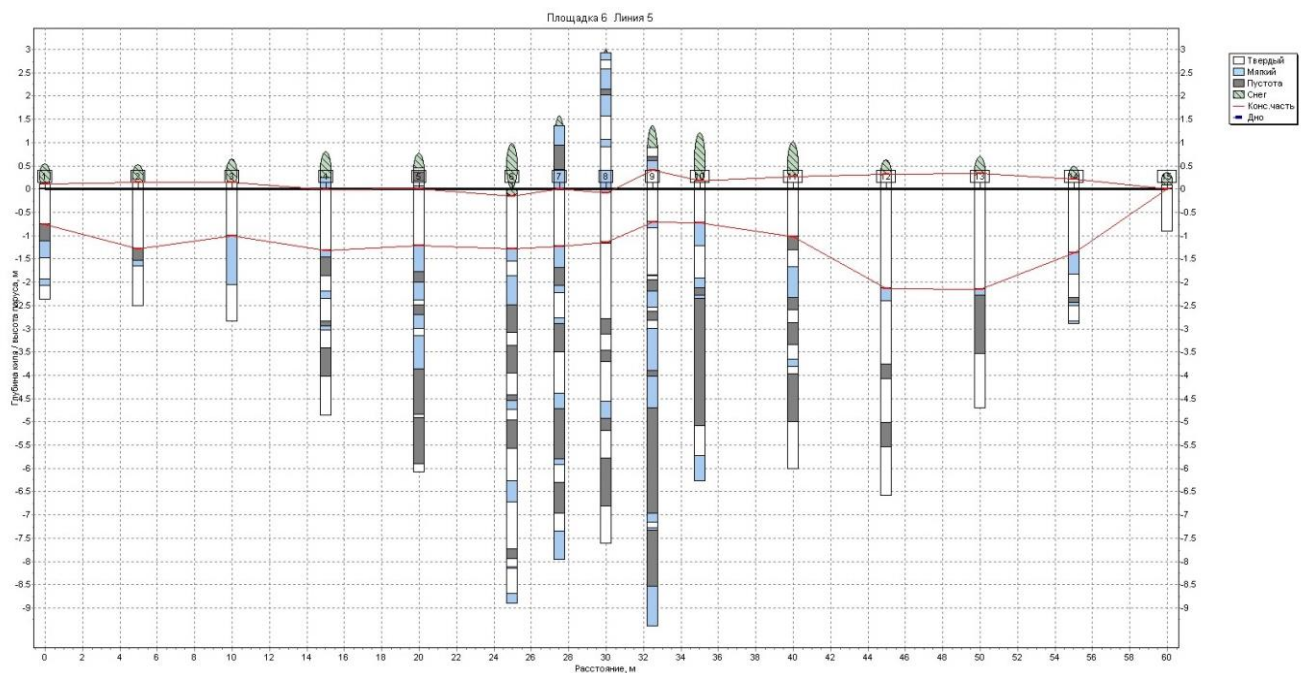


Figure 4.1 – Example of a dedicated CL on a drilling profile. The ice at point 15 is identified as flat, so the CL is not highlighted here

In these studies, about a quarter of boreholes, 762 to be exact, were in the area of the sail of ice ridges, and the remaining 2,207 were outside the sail. On average, according to all data for two years, the CL thickness under sail was 15% greater than outside it. In [113, 156–157] a hypothesis is proposed about the heat-insulating effect of the ice ridge sail, which slows down the growth of the CL thickness, in [201] – of snow. How can one explain that the results of a rather significant number of CL values obtained in the final period of layer formation disagree with these hypotheses?

According to R.B. Guzenko (AARI), firstly, the distribution of snow cover, which is one of the main heat insulators, traditionally has certain peculiarities in ice ridges. The main zones of its accumulation are the foothills of ice ridge crests. At the top of the crest, as a rule, snow cover thickness is minimal – from there it is blown away by the wind. Snow can also accumulate in crevices between blocks composing the sail. But mainly, snow cover concentrates on the approach to the crest from the leeward (according to the prevailing wind direction) side. Thus, the role of snow as a heat insulator directly in the sail area is ambiguous. Secondly, it is not the heat-insulating effect that determines the CL thickness in the sail area, but the influence of the thickest areas of the keel, which are predominantly under the sail. Average horizontal displacement of the maximum values of the sail and keel on the lines is 6–7 m. However, in general, average thickness of keel in the sail area for two years was about 7.5 m, which is one and a half times more than the average thickness of the ice ridge keel outside the sail (4.8 m). As for total ice thickness in the ice ridge, average total thickness at points of the sail was about 9.5 m, which is 86% more than a similar characteristic outside the sail (5 m).

Structure of the ice ridge sail presumes the presence of a larger number of vertically oriented blocks than in the rest of the above-water part of the ice ridge. A good illustration of this are the ice ridge sections given in [240]. A vertically frozen-in block, which is part of the CL, protrudes strongly upwards, and the CL thickness at this point will be greater due to this. This contributes to greater values of the CL thickness in the area of the sail. But, mainly, spatial change in the CL thickness inside the ice ridge is associated with a change in the keel thickness.

Figure 4.2 shows the resulting curves of changes in the keel depth and the CL thickness along the cross section away from the point, where the keel has the maximum draft (hereinafter, the point of the maximum keel), to the ice ridge periphery. In these calculations, data from 259 lines were used, according to which the morphometry and internal structure of ice ridges were studied in 2014–2015. Values are given for an area limited to 30 meters on either side of the maximum keel point. About 94% of all CL values fall into this area. Figure 4.3 shows the degree of keel consolidation, i.e., the

ratio of the CL thickness to keel thickness, and the number of points with the CL in the same range of values.

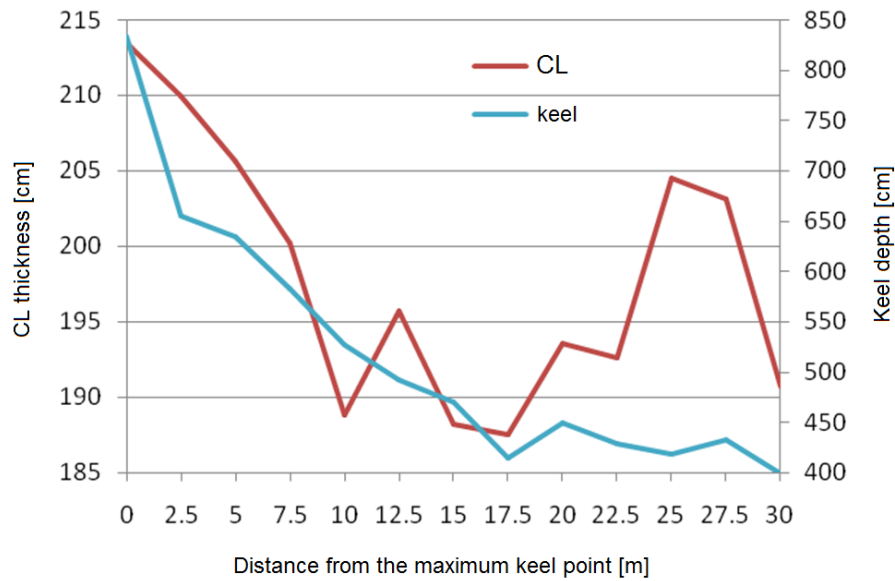


Figure 4.2 – Change in the average CL thicknesses and the ice ridge keel as it moves away from the point where the keel has the maximum draft

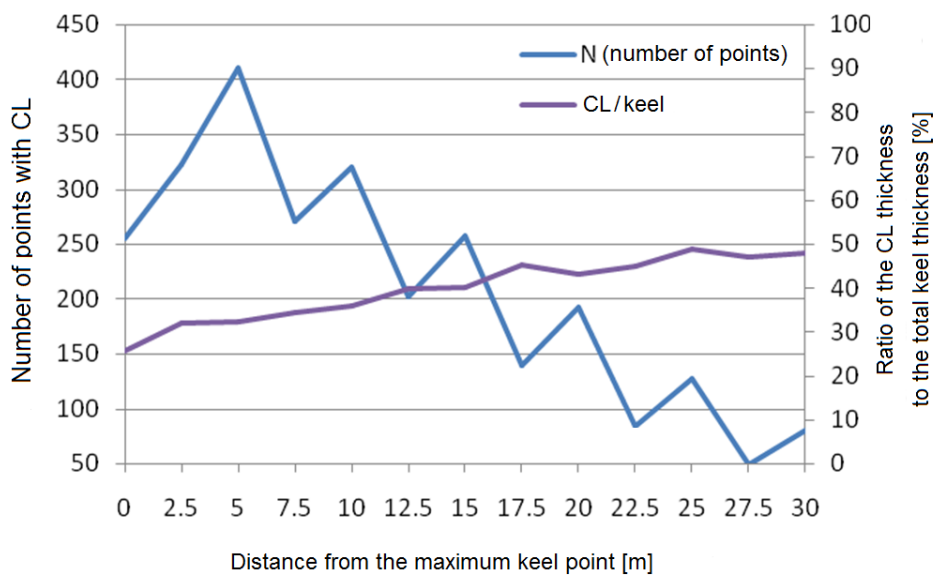


Figure 4.3 – Ratio of the CL thickness to the total keel thickness and amount of the CL thickness data away from the point, where the keel has the maximum draft

From the graphs in Figures 4.2 and 4.3, the following trends are evident. The largest average value of the CL thickness corresponds to the point of the maximum keel.

With distance from this point to the ice ridge periphery over 10 m to both sides, the CL thickness decreases monotonously and then, excluding local spikes, stabilizes. Average keel thickness also decreases monotonously to a distance of 17.5 m from the point of the maximum value; further decrease becomes insignificant. The degree of keel consolidation with distance from the maximum keel point gradually increases from 25%, and at a distance of about 25 m it stabilizes around 50%. In other words, keel draft decreases faster than the CL thickness with distance from the maximum keel point to the ice ridge periphery. A sawtooth curve of the amount of data is due to the fact that the main measurement spacing was 5 m, and there were fewer intermediate points spaced at 2.5 m. In general, spatial change in the CL thickness inside the ice ridge is associated with a change in keel thickness, but the area of significant changes in the CL thickness on the line is limited to ten meters on both sides of the point of the maximum keel value (it is also the point of the maximum CL value).

Paper [200] presents the results of averaging the data of field studies of ice ridges in the Barents Sea in 2001–2005, which show that the thickest part of the ice ridge CL is in the centre of its cross-section line.

Ye.U. Mironov and V.S. Porubaev proposed a statistical model for the morphometry of an ice ridge series in the southwestern Kara Sea [52]. On graphical presentation of the model, the CL has a triangular shape with the maximum thickness in the same area where the keel has the maximum draft, in case of a triangular keel, and in the area where the sail has the maximum height, in case of a trapezoidal keel. Unfortunately, the authors do not explain the choice of such configuration of the CL.

An interesting question is the influence of the sail of an ice feature on the CL thickness below it. Isolated cases are given in [113, 156–157] as well as in Figure 3.32, however, they show that the sail containing voids filled with snow and air prevents freezing and an increase in the CL thickness.

R.B. Guzenko made samples of calculations of the main morphometric parameters in respect of belonging to the sail of ice features [29]. The results are demonstrated in Table 4.1. As can be seen from the Table, the CL thickness under the sail turned out to be on average greater both in ice ridges (by 19%) and stamukhas (by

4%) than outside the sail. In [77] this was related to the fact that in the area of the sail, on average, there are thicker keel areas than outside the sail. Table 4.1 demonstrates: this is especially pronounced in ice ridges, which is due to the characteristics of the structure of these ice features. As was noted, thicker areas of keel correspond, on average, to a thicker CL.

Table 4.1 – Main morphometric parameters (average values) of ice ridges and stamukhas studied by the thermal drilling methods in 2007–2015 [29]

Parameter	Ice ridges (108)			Stamukhas (7)		
	Under sail	Out of sail	All	Under sail	Out of sail	All
Number of points	1038 (29 %)	2544 (71 %)	3582	253 (64 %)	145 (36 %)	398
CL thickness [m]	2.36	1.99	2.10	2.10	2.01	2.07
Elevation [m]	1.78	0.28	0.72	1.88	0.27	1.29
Keel depth [m]	7.96	5.11	5.93	5.36	4.33	4.98
Total ice thickness [m]	9.74	5.39	6.65	7.24	4.60	6.27

During the period from 13.04.18 to 31.05.18, three ice ridges at the AARI station “Cape Baranov” Ice Base” on fast ice were examined in detail. One of the ice ridges was on the edge of the ridged floe, so the drilling line ran across the ice ridge crest and extended 50 m deep into this floe. Figure 4.4 shows the drilling line (top) and the keel and the CL boundaries (bottom). Figure 3.17 shows the internal structure of the ice ridge.

Analysis showed that thickness of the CL does not definitely correlate with the porosity of the unconsolidated portion of the keel; however, there is a significant correlation with keel depth which is clearly visible in the lower figure. Correlation coefficient is 0.45. Therefore, it can be stated that the CL of the studied ice ridges was determined first of all by the density of broken ice packing in the keel, and, to a lesser extent, by the access of cold to the unconsolidated keel. However, in most cases, in the

part of keel covered by a sail or a thick snow cover, the CL thickness is somewhat smaller. This is especially evident in areas of the line where the crest sail occurs, its height in this case exceeding three meters, as well as in areas with a thick snow cover (Figure 4.4, top).

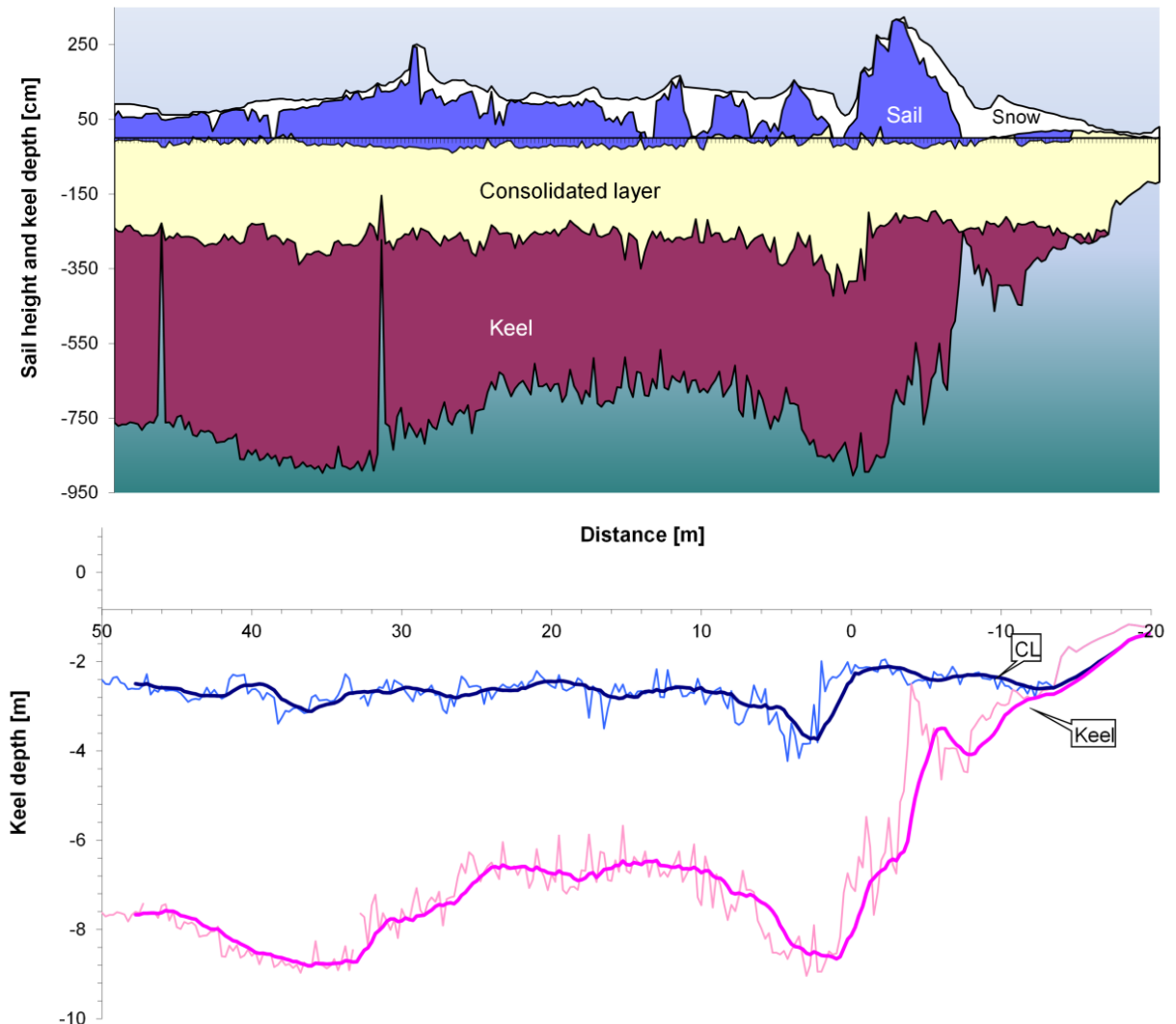


Figure 4.4 – Correlation of the consolidated layer of ice ridge with the keel depth. Lines in the diagram represent the values smoothed by the moving average over 2.5 m interval. Correlation coefficient is 0.45.

Average thickness of the CL of ice ridge is 2.5 m

R.B. Guzenko (AARI) also proposed to consider a change in average thickness of the CL and ice ridge sail with distance from the point where the sail has the maximum height [143]. However, the highest correlation was obtained between the distributions of

the CL and total thickness of ice in the ice ridge. The greatest thickness of the CL is recorded in the zone that combines the maximum sail and keel conditionally called the "zone of the greatest deformation" of the ice ridge. It is likely that in this zone, during the period of ice ridge formation, the largest number of ice fragments under pressure form in the area of sea level the thickest zone of compacted ice, which serves as the basis for subsequent formation of the CL.

The area of transition from the CL to unconsolidated ice on the ice section shown in Figure 3.53 is small; its width can be estimated at 0.12–0.13 m. However, in Figure 4.5 a grey area stands out along the entire lower part of the CL, which can be correlated with transition to unconsolidated ice. As was noted in Section 2.2, penetration rate depends to a small extent on ice temperature, in this case, the CL temperature. But, as is known, the distribution of ice temperature in the CL in most cases is linear, especially in the lower part of the CL. There would be no abrupt transition, as is observed on level ice to the left of ice ridge. There is a uniform colour of ice throughout its thickness. It remains unclear, why there is a grey band at the lower boundary of the CL? Its width varies between 0.2–0.9 m and is most often around 0.35 m. This does not correspond to the width of the transition layer from Figure 3.53. This issue remains unresolved for now.

R.B. Guzenko (AARI) analysed the specific features of ice ridges with the greatest thickness of the consolidated layer in five areas of the Kara and Laptev seas [141]. For this, within each of the five study areas, ice ridges were ranked according to gradations of the average CL thickness. As a result of such averaging of the main morphometric parameters, it was revealed that in all areas ice ridges with the largest average CL thickness are characterized by the largest average and maximum sail heights, the largest average keel draft, average total ice thickness and average block thickness. In most of the study areas, ice ridges with the largest CL thickness corresponded to the largest values of sail width and keel width, maximum keel draft, maximum total thickness and length of crest. A general pattern was recorded: ice ridges with the largest average CL thickness, as a rule, were characterized by the largest external dimensions [141].

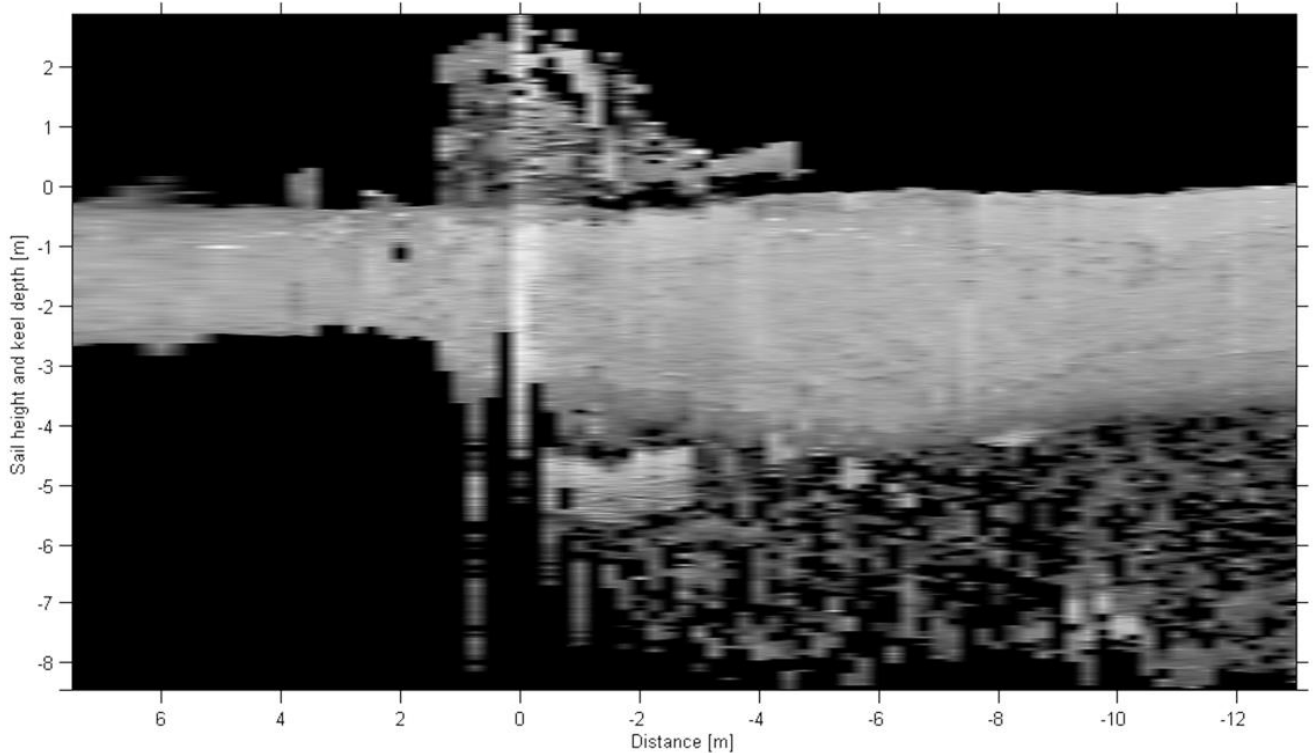


Figure 4.5 – Resulting cross-sectional profile of ice ridge in the Shokalsky Strait, investigated in 2018

It is necessary to say a few words about the CL of stamukhas. According to the estimates given in [67] for the Pechora Sea, the 1.5 m thick CL is on average about 70% of the length of transverse line of the stamukha, and the CL with a thickness of 6 m – no more than 20%. S. Beketsky and G. Surkov noted that in a couple of weeks of the existence of a stamukha, its CL grows on average to 1.4 m, after a month – already to 2.6 m, after two months – to 4 m [138]. Average thickness of the CL of seven stamukhas in the Baydaratskaya Bay studied in 2007–2010, was 2.1 m [29]. Paper [193] compares the morphometric characteristics of ice ridges and stamukhas in the Laptev Sea. It was noted that the average CL thickness in stamukhas and ice ridges is the same. It is due to the formation of stamukhas and ice ridges approximately at the same time, as well as their presence in the local region with a uniform temperature regime.

4.2. Porosity distribution regularities in the ice ridges

It is known that the intensity of the CL buildup is associated with ice porosity in the keel — the lower the porosity (i.e., the denser the packing of blocks), the greater the possibility for the CL growth and achievement by it of the greatest thickness. According to the data of field research conducted by the AARI in spring in 2014–15 in water areas of the Kara and Laptev seas during the period of maximum development of the ice cover, the calculation of porosity at each drilling point depending on the depth was performed. Figure 4.6 shows the averaged change in porosity in the keel with depth and with distance from the point of maximum keel. Porosity values obtained by averaging at least 50 values are given. Area best covered by data is about 15 m from the point of the maximum keel and to 7 m in depth.

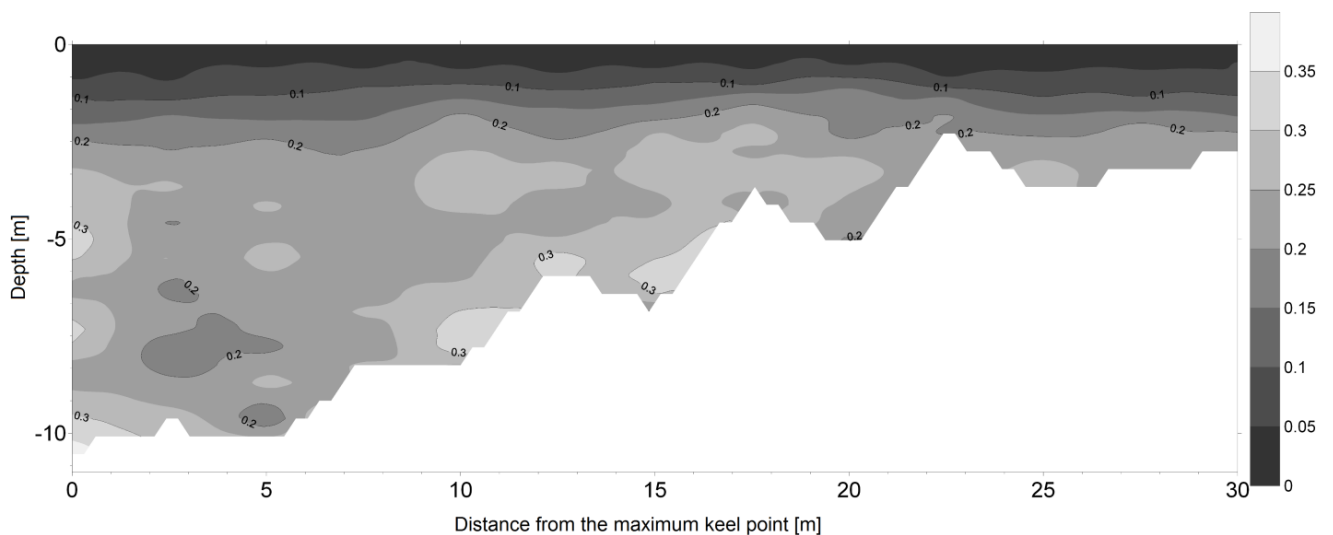


Figure 4.6 – Porosity distribution in the ice ridge keel with depth (according to the results of averaging at least 50 values on 259 drilling profiles of ice ridges in the Kara Sea and the Laptev Sea in 2014–2015. The white color corresponds to either insufficient or missing data

It can be seen from the Figure that porosity generally increases with depth. Minimum porosity is near water level, since there, as a rule, the CL occurs, the porosity of which is equal to zero. However, outside the CL, there is also a general trend of porosity increase with depth.

The CL was missing completely or partially in some of the drilling profiles, i.e., it was not detected either in a complete form, or with intervals. An example of the profile (cross section) is shown in Figure 4.7. Overall, 65 points without the CL were recorded in ice ridges. The absence of the CL is characteristic of either relatively fresh ice ridges, or of ice ridges subjected to secondary deformation, where the new CL had no time to form by the time of the study. Secondary deformation can affect only part of the ice ridge, i.e., in another part of the same ice ridge, the CL can be present. Specific features of internal structure on these lines without CL in the context of the issue under consideration can serve as an illustration of a possible association between keel thickness and its porosity inside the ice ridge prior to the CL formation. Figure 4.8 shows the most data-supported fragment of this diagram, which illustrates the averaged porosity distribution within the ice ridge keel on lines without the CL.

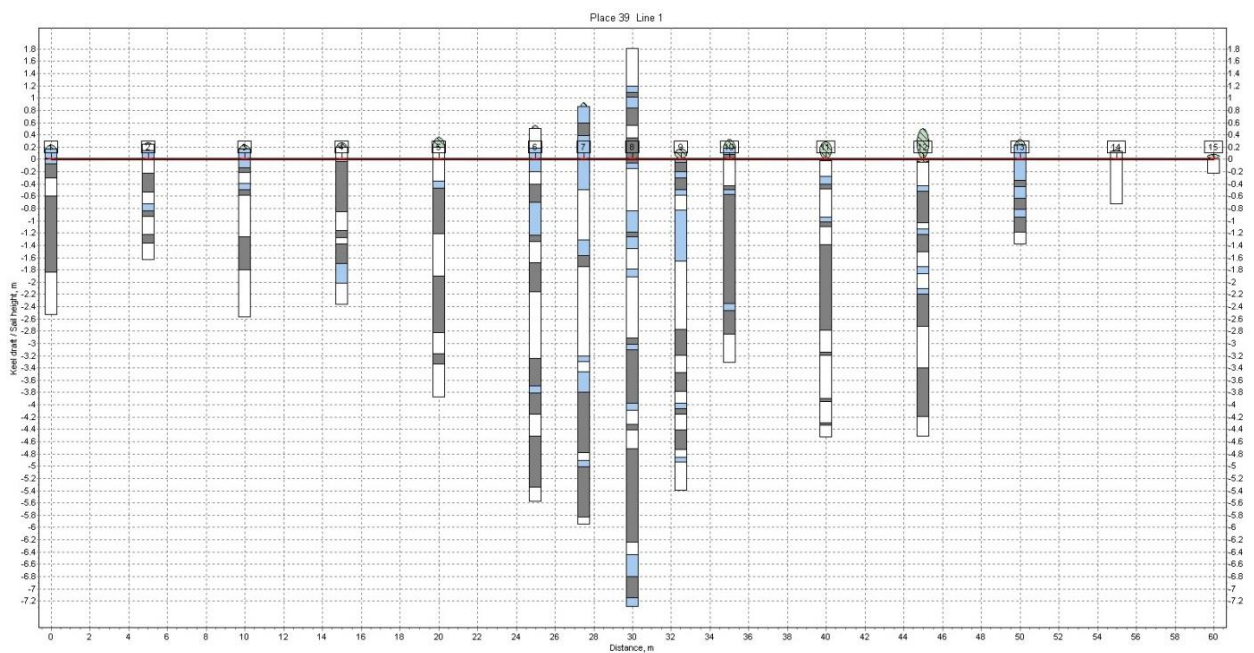


Figure 4.7 – Example of a drilling profile without CL (white colour shows the hard ice; blue colour, porous ice; and grey colour, voids)

As can be seen from Figure 4.8, in the unconsolidated part of the keel there is a general increase of ice density and decrease of porosity when approaching the water surface (zone of the CL formation). In addition, the nature of the slope of porosity contours corresponds to the slope of the averaged keel outline, i.e., away from the point

of the maximum keel the area of low porosity values (area of compacted ice) is narrowing towards the sea level, and, correspondingly, the average keel draft decreases (see Figure 4.2). Thus, it was concluded that as a result of formation of a typical ice ridge even before the formation of the CL, the distribution of ice blocks in the keel is characterized by the following features. Firstly, the porosity increases with the keel depth, and the densest packing of ice fragments composing the ridge is recorded in the area of the sea level. Secondly, in the area of the largest keel, the low porosity zone is most extended in depth, and away from the point of the maximum keel, this zone is narrowing. V.D. Grishchenko noted that the fill factor in the central part of the ice ridge series (centred at sea level) is 0.1–0.2 higher than in its top and keel parts [24]. The obtained results generally agree with this conclusion. In the same work, this peculiarity of porosity distribution by vertical is connected with the action of the gravity and surfacing forces, contributing to concentration and subsequent compacting of small ice fragments in the sea level area. Averaged values of porosity throughout the ice ridge thickness shown in Figure 4.8 confirm these arguments. It is obvious that the thickest areas of keel and sail initially contained a greater number of such ice fragments. Thus, it can be presumed that due to the action of the mentioned forces on these fragments, a wider layer of compacted ice forms above (in case of a sail, below) such zones in the area of sea level.

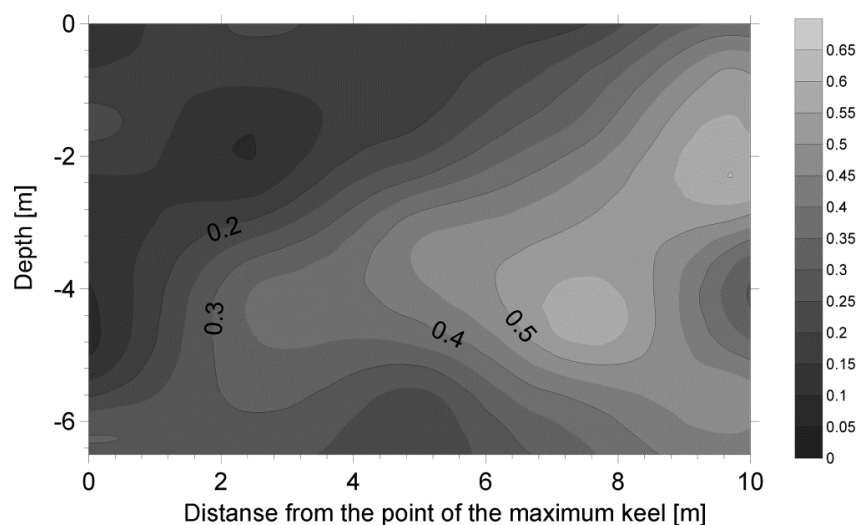


Figure 4.8 – A fragment of average distribution of keel porosity in the ice ridge profiles without CL

In the first chapter, it was stated that, according to G.A. Surkov, vertical dimensions of voids between ice blocks increase with depth, while the dimensions of the blocks proper do not change [225]. Bonnemaire et al. investigated ice ridge structure in the Barents Sea in 2002. According to the authors' data, porosity in the ridge changed with depth, below the CL increasing from 0.2 to 0.5. The authors note that the closer to the sea level, the more compact the blocks in the ice ridge are, and it is presumed that this is associated with positive buoyancy of ice [130]. O.M. Andreev of AARI, summarizing the results of studying ice ridge formations in 2003–2007 in the Barents Sea, notes that in fresh ice ridges, in which the CL was either absent, or had just started to form, porosity varied from 0.1 at zero depth to 0.4 at maximum keel [2]. O.M. Andreev also associates this phenomenon with the action of Archimedes forces and even suggests a quadratic dependence approximating the porosity distribution in the ice ridge keel with depth. He suggested to consider the porosity distribution of the unconsolidated part of the keel of the ice ridges in dimensionless coordinates relative to the characteristic point on the cross section of the ice ridge. The choice of such a characteristic point on the line suggests itself – this is the point at which the keel has the maximum draft. In this case, horizontal distance from the point of maximum keel to the point where non-consolidated part of the keel ends is assumed to be a unit. Porosity values on the new diagram will lie between 0 and 1, regardless of whether this value is obtained to the right or left of the maximum keel point. For this, porosity values of unconsolidated part of the keel of ten ice ridges were considered: three at drifting station "North Pole – 38" [173], the ice ridge studied in 2013 at the Barneo ice base, six ice ridges in the Shokalsky Strait studied in 2016–2019 [106, 172]. The entire distance range (0...1) is divided into ten segments, at each of which the median centre and the average of porosity values falling into this segment are calculated.

Figure 4.9 shows a combined graph of porosity distribution in unconsolidated part of the keel of ice ridges depending on relative distance from the point of maximum keel [101]. With distance from the point of maximum keel, an increase in the range of porosity values is recorded, while the lower boundary (zero value) remains unchanged. As can be seen from the Figure, average value in each subrange gradually increases,

which indicates an increase in porosity with distance from the centre to the periphery of the ice ridge cross section.

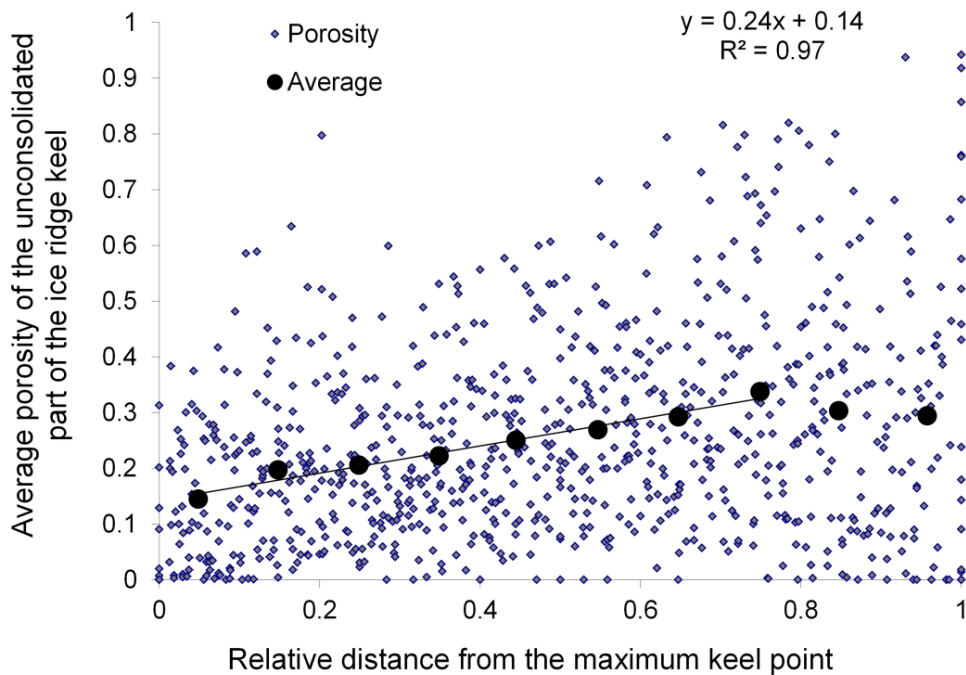


Figure 4.9 – Porosity distribution of the unconsolidated part of the ice ridge keel.

The solid line shows a linear approximation of the average porosity values in the range of relative distances from the maximum keel point 0...0.8

Increase in average porosity values in the range of relative distances up to 0.8 occurs almost linearly (approximating straight line on diagram in Figure 4.9; determination coefficient $R^2 = 0.97$). However, further, closer to the periphery of ice ridge keel, the porosity begins to decrease. This is due to the fact that the unconsolidated part in this area of the keel is most often a single block of ice lying at some distance from the CL. In this case, porosity is defined as the ratio of vertical dimension of this distance to total vertical dimension of the void and ice block. Quite often on the edge of keel there is a block of ice, as shown, for example, in [129] or in Figure 4.10 (left side of the keel, distance $-17...-12$ m). The ice block is inclined, and when approaching the keel edge, linear porosity of unconsolidated part of keel will decrease, because block thickness is approximately constant, while the distance between the block and the CL decreases.

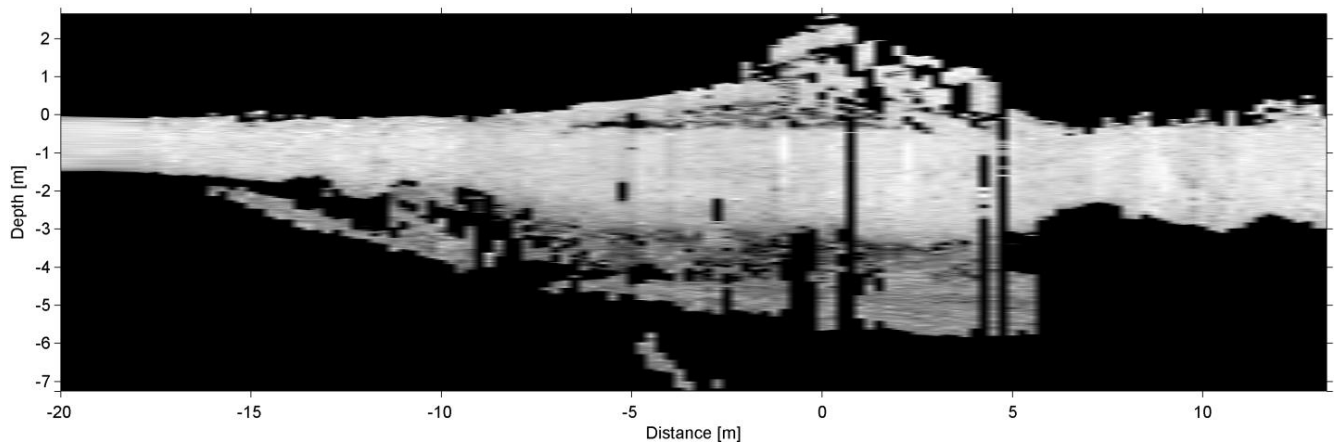


Figure 4.10 – Profile of ice ridge investigated in the Shokal'skogo Strait in May 2019.

White colour corresponds to hard ice; dark colour, voids. Intermediate grey colours correspond to porous ice

To estimate the increase in mathematical expectation of porosity value Θ_{av} of unconsolidated part of ice ridge keel when approaching the edge of keel, it is possible to use the empirical formula:

$$\Theta_{av} = 0.24x + 0.14,$$

where x is relative distance from the maximum keel point. However, the scope of applying this formula is limited by a relative distance from the keel edge, which is 0.8, since the last two points (see Figure 4.9) do not lie on a straight line but show a decrease in average porosity at the keel edge. Thus, the mathematical expectation of porosity average in depth at the point of the maximum keel will be 0.14; at the middle of the keel slope – 0.26; at the edge of keel will not exceed the maximum value of averages – 0.34.

Hence, the conclusion: porosity average in depth also depends on compaction of blocks in keel – the larger the keel, the more compacted ice blocks, and the lower porosity. Dependence in Figure 4.9 confirms this structural feature of the ice ridge keel. With distance from the point where the keel has the maximum draft, average porosity of unconsolidated part of the ice ridge keel tends to increase. Variation range of average value of porosity for the studied ice ridges is from 0.14 to 0.34.

The papers by M. Skachkov consider the granular medium compaction under the action of gravity, and the proposed models are compared with experimental data on rocks and snow [72, 84, 217]. According to the reasoning given in the papers, the porosity of the granular medium decreases with depth due to increasing pressure (Figure 4.11). When calculating ice loads on hydraulic structures, the unconsolidated part of the keel is often considered as a special case of granular medium with a wide range of fractions, for example [1, 90, 125, 162]. It represents a chaotic piling-up of blocks occurring in the sail under the action of gravity; and in the keel, the Archimedes force.

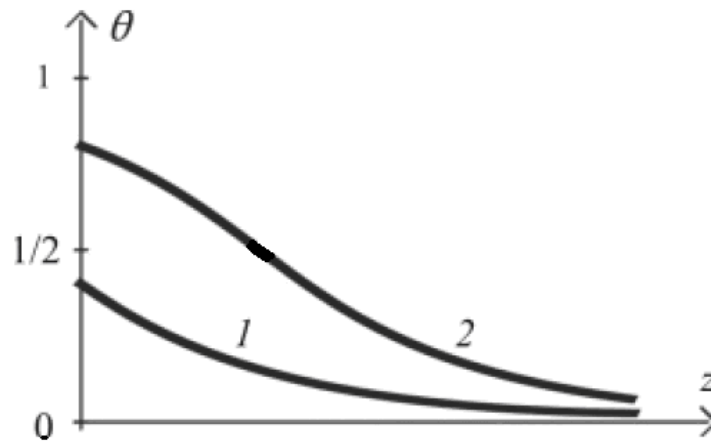


Figure 4.11 – Drop in the porosity Θ with depth z : 1 – medium with low porosity ($\Theta_0 < 1/2$); 2 – medium with high porosity ($\Theta_0 > 1/2$) [72]

M. Skachkov offers a formula for the porosity of the granular medium:

$$\Theta = \frac{1}{1 + \left(\frac{1}{\Theta_0} - 1 \right) e^{\kappa \rho_s g z}} \quad (4.1)$$

where Θ is porosity, Θ_0 is porosity at zero depth, i.e., in our case, at the lower edge of the keel; κ , coefficient characterizing the compressibility of the granular medium; ρ_s , matrix density, i.e., ice density (918 kg/m³); g , gravitational constant; z , depth. Yu. Zheltov suggests such a dependence of porosity on stress σ :

$$\Theta = \Theta_0 e^{-\beta_c(\sigma - \sigma_0)},$$

where β_c is compressibility, σ_0 , initial average normal stress [32]. Importantly, both authors suggest an exponential relationship. Let us apply Skachkov's model to the ice ridge as a granular medium and confine ourselves to the consideration of the keel [103]. In this case, pressure will be created by the upward Archimedes force. Instead of gravity acceleration g , the following value should be used

$$g_A = g \frac{\rho_w - \rho_i}{\rho_w} \approx 1.2 \dots 1.4, \quad (4.2)$$

where ρ_w is sea water density; ρ_i , ice density. g_A value will depend on average density of first-year sea ice and water and will fluctuate depending on conditions of ice formation. Under the action of the gravity and Archimedes force, ice blocks in the ice ridge keel are compacted in the process of ridging. The surface on which there are no compressive stresses, and which is characterized by zero porosity will be the lower surface of the keel. As depth decreases (upward direction in Figure 4.12), the porosity will decrease under the pressure of rafting ice blocks.

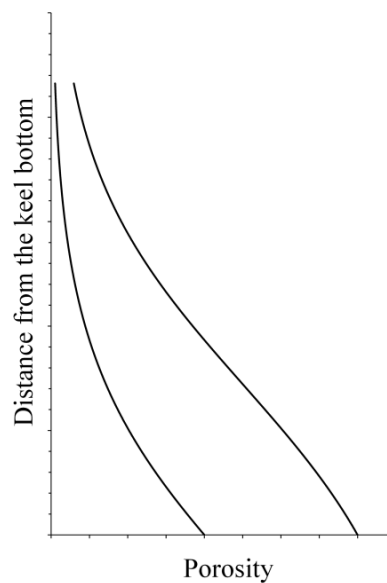


Figure 4.12 – Decrease of keel porosity (zero in ordinate axis corresponds to the lower surface of the ice ridge keel)

From Skachkov's formula, one can obtain the average porosity of the keel in the point taking into account the CL thickness H_{KC} :

$$\tilde{\Theta} = \frac{1}{\alpha H_K} \ln \left[\frac{1+A \cdot \exp(-\alpha H_{KC})}{1+A \cdot \exp(-\alpha H_K)} \right], \quad (4.3)$$

where $A = \frac{\Theta_0}{1-\Theta_0}$; $\alpha = \kappa \rho_s g_A$; H_K , keel depth in the point. Taking initial data on average thickness of the CL and keel draft from Figure 4.2, average keel porosity can be calculated depending on distance from the maximum keel and compared with thermal drilling data. Since there is no exact information about zero porosity (at the lower keel edge) and compactibility, the calculation was carried out with selection of Θ_0 and α coefficients, at which the calculated curve most closely matches the experimental data on porosity. Figure 4.13 illustrates the results of this calculation. Correlation coefficient of calculated and experimental curves was 0.72. To avoid confusion when comparing Figure 4.13 and Figure 4.9 it is necessary to emphasize that there total porosity of the keel is meant, while in Figure 4.9, porosity of only its unconsolidated part was considered. The thicker the CL, the lower the overall porosity of the keel. Green colour shows the calculated curve, provided that the CL is completely absent. In this case, the keel is completely unconsolidated, and the character of a change in porosity in both Figures coincides. A certain difference in average porosity at the point of the maximum keel (0.14 in Figure 4.9 and 0.225 in Figure 4.13) is due to the fact that these graphs are based on data from different regions. Figure 4.9 is constructed, as already mentioned, from data on the central part of the Arctic Basin and the Shokalsky Strait, and Figure 4.13 from data on the Kara and Laptev Sea region. Based on the data from Table 3.5, it can be estimated that in the Kara and Laptev seas, average porosity of unconsolidated keel is slightly higher than in the Arctic Basin (0.25–0.30 and 0.10, respectively).

In cases when the CL is absent, average linear porosity varies depending on the distance from the point of the maximum keel as follows (Figure 4.12). The calculated curve is also shown. Trends in the change of curves are in good agreement in the most

informative range (to 12.5 m). The number of averaged points is from 3 to 9 (average 5) in the range to 20 m.

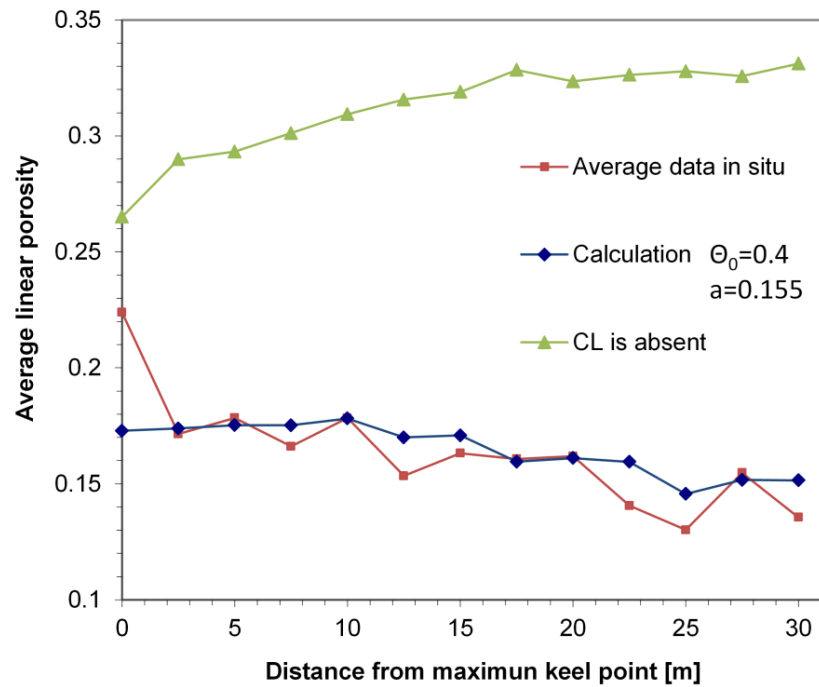


Figure 4.13 – Porosity calculation according to the formula (4.3) and Figure 4.2

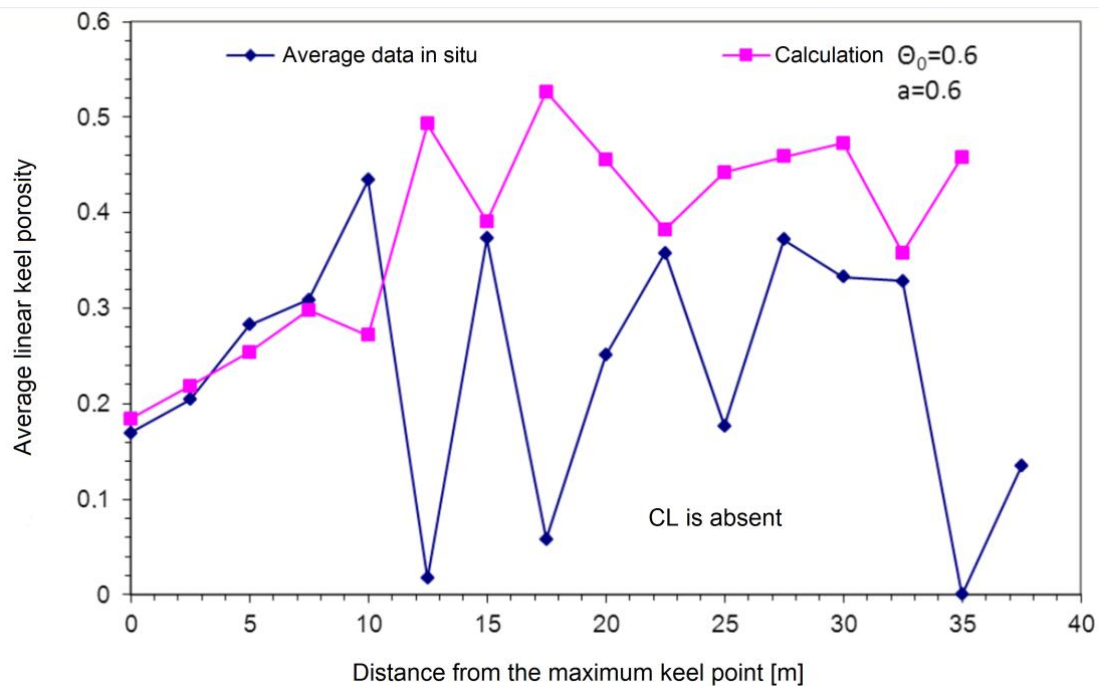


Figure 4.14 – Averaged linear porosity at the points where the CL was absent, depending on the distance from the maximum keel point. The calculated curve is also given

The results obtained agree well with the conclusions of the Skachkov's models: the average porosity of the ice ridge keel decreases towards the sea level, where the ice blocks are most compacted. Presumably, this compaction occurs mainly during the formation of ice ridges. Average porosity near the sea level is lower than at the periphery of the keel, where there is no such strong pressure of a large mass of ice fragments.

Low porosity, i.e., a denser packing of blocks contributes to a more intense growth of the CL, ultimately determining its potential to reach the greatest thickness. This can explain the peculiarity of the CL distribution in the ice ridge keel, when the area of the maximum keel corresponds to the zone of the greatest thickness, and with distance from the point of the maximum keel, the CL thickness decreases.

Figure 4.15 shows several graphs constructed from data on thermal drilling of ice ridges in the spring of 2016 in the Shokalsky Strait. Graphs are smoothed with a moving average, averaging interval is 5 m. General trends in the graphs of porosity of unconsolidated part of ice ridge keel and depth of keel can be noted, confirming their relationship.

Figure 4.16 shows average linear porosity of unconsolidated part of keel of ice ridge 3, studied in 2016 in the Shokalsky Strait, at each drilling point, keel draft, CL thickness, and the calculated curve for the CL draft and thickness values. A wide spread of porosity values makes perception difficult, therefore, a smoothed curve is shown (moving average, averaging of 15 values). Correlation coefficient between keel draft and smoothed keel porosity is 0.44.

Taking into account the selected criterion for determination of voids (see Section 2.1), the penetration rate record at every point of drilling can be realised as the staircase curve, where zero corresponds to ice, and one corresponds to voids.

Since CL porosity in most cases is equal to zero, let us confine ourselves to the consideration of unconsolidated part of the keel of ice ridges. To determine the distribution parameters of porosity of the keel as a loose medium based on Skachkov's model, let us average individual distributions of porosity of unconsolidated keel at all drilling points for each individual region. Averaging procedure will be as follows. Since

in expression (4.1) zero depth (zero distance from the keel edge) corresponds to the lower surface of the keel (Figure 4.12), and each individual distribution of porosity is in its own depth interval, for averaging they should be shifted down to reach the depth of the maximum keel draft. This process is schematically illustrated in Figure 4.17. Red lines show porosity distributions of unconsolidated keel in individual boreholes. The length of lines corresponds to the length of the borehole in unconsolidated keel. After alignment of all individual distributions at the depth of the maximum keel draft, all depths from the maximum keel depth to the lower boundary of the CL at the point of the maximum keel are successively considered, and stepped curves are averaged for the boreholes that exceed the considered horizon. Distance is counted upwards, starting from the depth of the maximum keel draft.

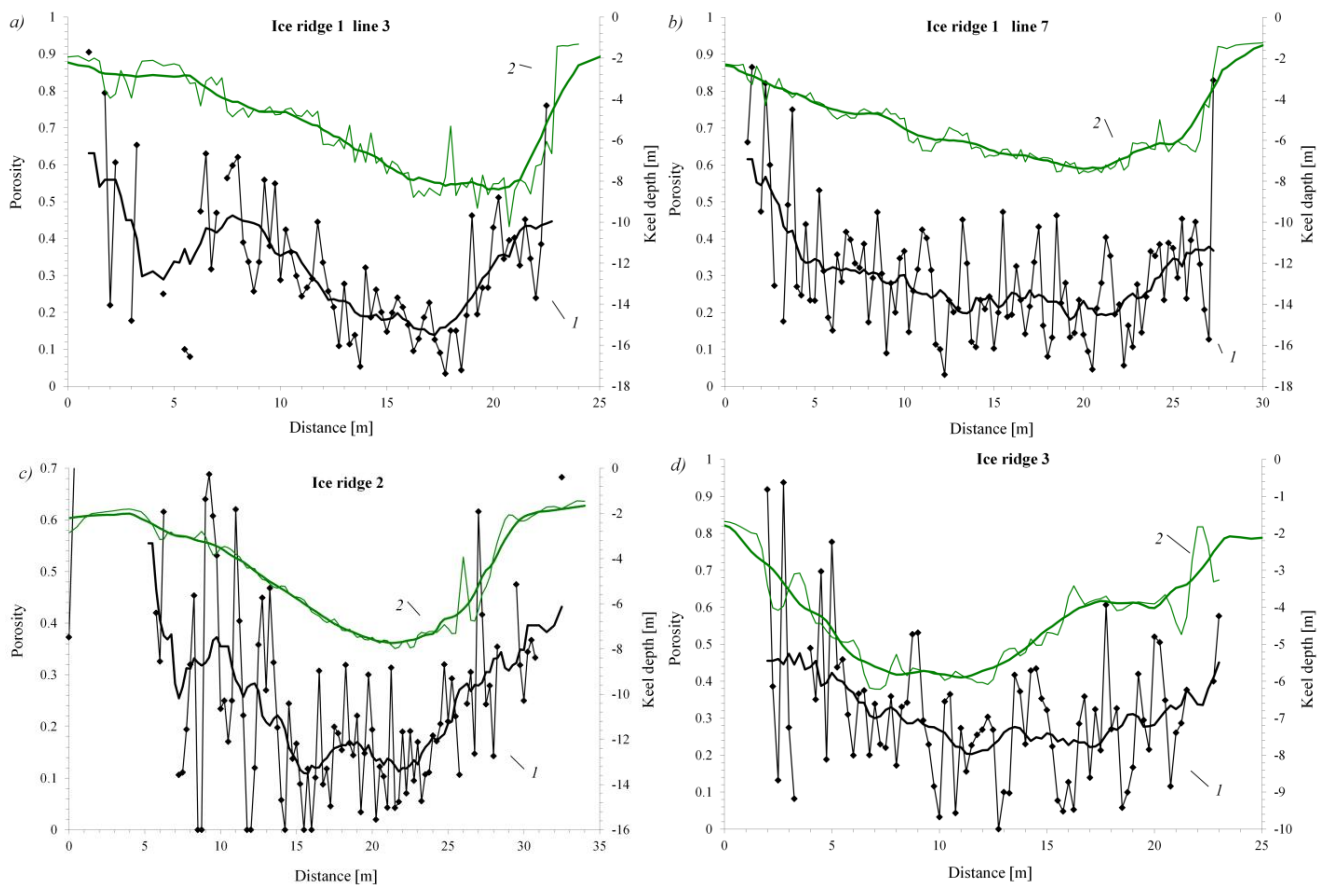


Figure 4.15 – Porosity of the unconsolidated part of the ice ridge keel (*I*) and keel depth (2) supplemented by smoothed curves (moving average with a five-metre smoothing width)

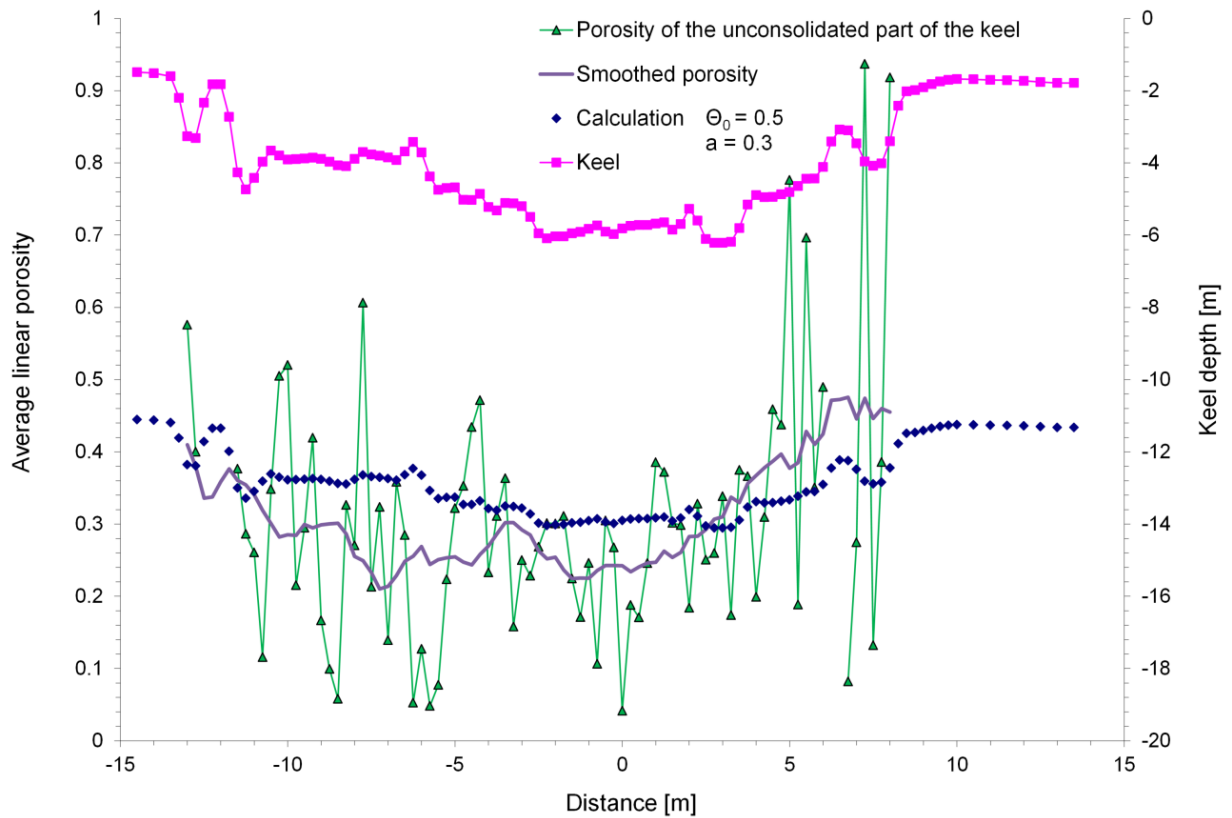


Figure 4.16 – Comparison of the porosity of the unconsolidated part of the keel of the ice ridge No. 3, studied in 2016 in the Shokalsky Strait using hot water thermal drilling, with the calculated

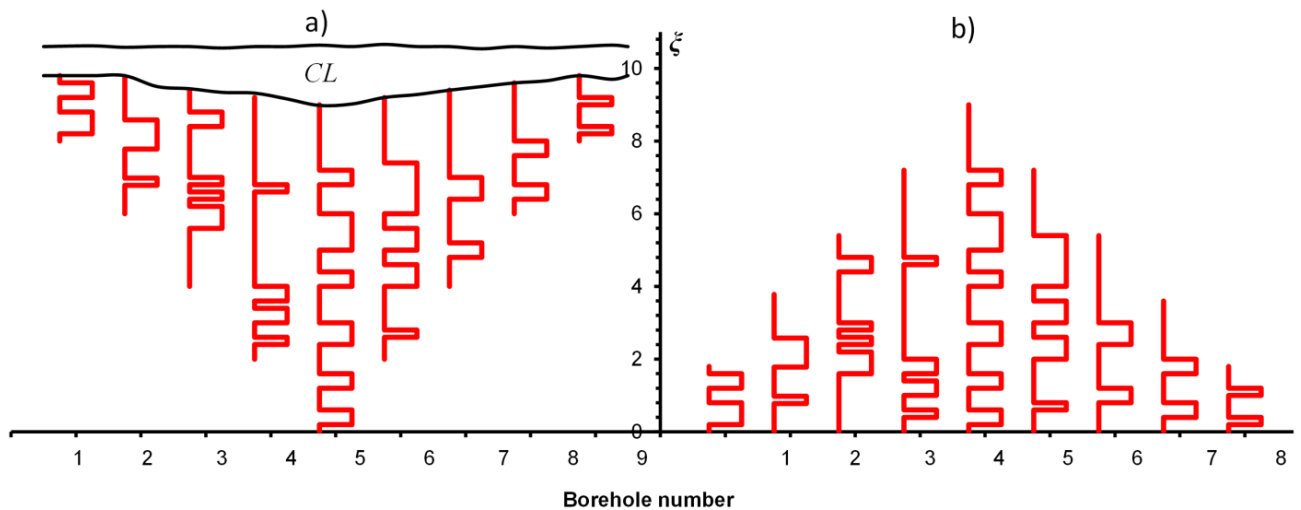


Figure 4.17 – Schematic image of the ice ridge keel (a) and scheme for shifting individual porosity distributions of the unconsolidated part of the keel to the maximum keel draft depth (b). The red step curves indicate the porosity distributions of the unconsolidated part of the keel in individual boreholes. The length of the step curve corresponds to the length of the borehole in the unconsolidated keel

As a result of this procedure, depth-wise porosity distributions in the unconsolidated part of the keel as a granular medium were obtained for the study areas. This included data on ice ridges in the Sea of Okhotsk in 1998 and 2006, the Pechora Sea in 1999, the Caspian Sea in 2003, 2008 and 2013, the Sea of Azov in 2005, the Kara and Laptev seas in 2014 and 2015, the Khatanga Bay in 2017, the Baidaratskaya Bay in 2007 and 2010, and the Shokalsky Strait in 2016–2019.

Change in porosity of the granular medium (the unconsolidated part of the keel) with depth is well illustrated by the example in Figure 4.18 showing the results of averaging over all drilling points on ice ridges with a discreteness of 1 cm, as well as the number of the averaged porosity values at each depth. The data were obtained while studying ice ridges in the Sea of Okhotsk in 1998 and 2006.

Porosity curve in the area of unconsolidated keel can be divided into three segments corresponding to zones reflecting the characteristic features of distribution. Since a stepwise distribution of porosity at each drilling point in the lower boundary part of the keel always ends with zero, corresponding to ice, average porosity there will be zero. With increasing the distance from the edge of the keel, more and more often voids will occur in individual boreholes, and the average porosity will increase. Therefore, the first zone extends from the lower boundary of the keel (zero distance) to the distance at which the average porosity reaches its maximum. The nature of the change in the mean porosity in this area will be determined by the distribution of the vertical size of ice blocks on the lower boundary of the keel. The maximum value of the average porosity is defined as the initial porosity θ_{in} . The second zone characterizes the compaction of the unconsolidated part of the keel under the action of the Archimedes force. The third zone is characterized by a decrease in the average porosity with distance due to a relatively small amount of averaged data, which is shown by the curve of the number of values. With a further increase in the distance, stepwise changes in porosity begin to prevail, which are caused by single averaged distributions.

The same zones can also be distinguished in the sail, but their extent will differ due to the fact that the blocks in the sail are compacted by gravity, which is significantly greater than resulting gravity and Archimedes' force. The trends in porosity changes

with distance from keel edge characterized by the three distinguished zones are typical for distributions in all geographic regions. Figure 4.18 also shows an approximation of the porosity distribution by M. Skachkov's formula (4.1).

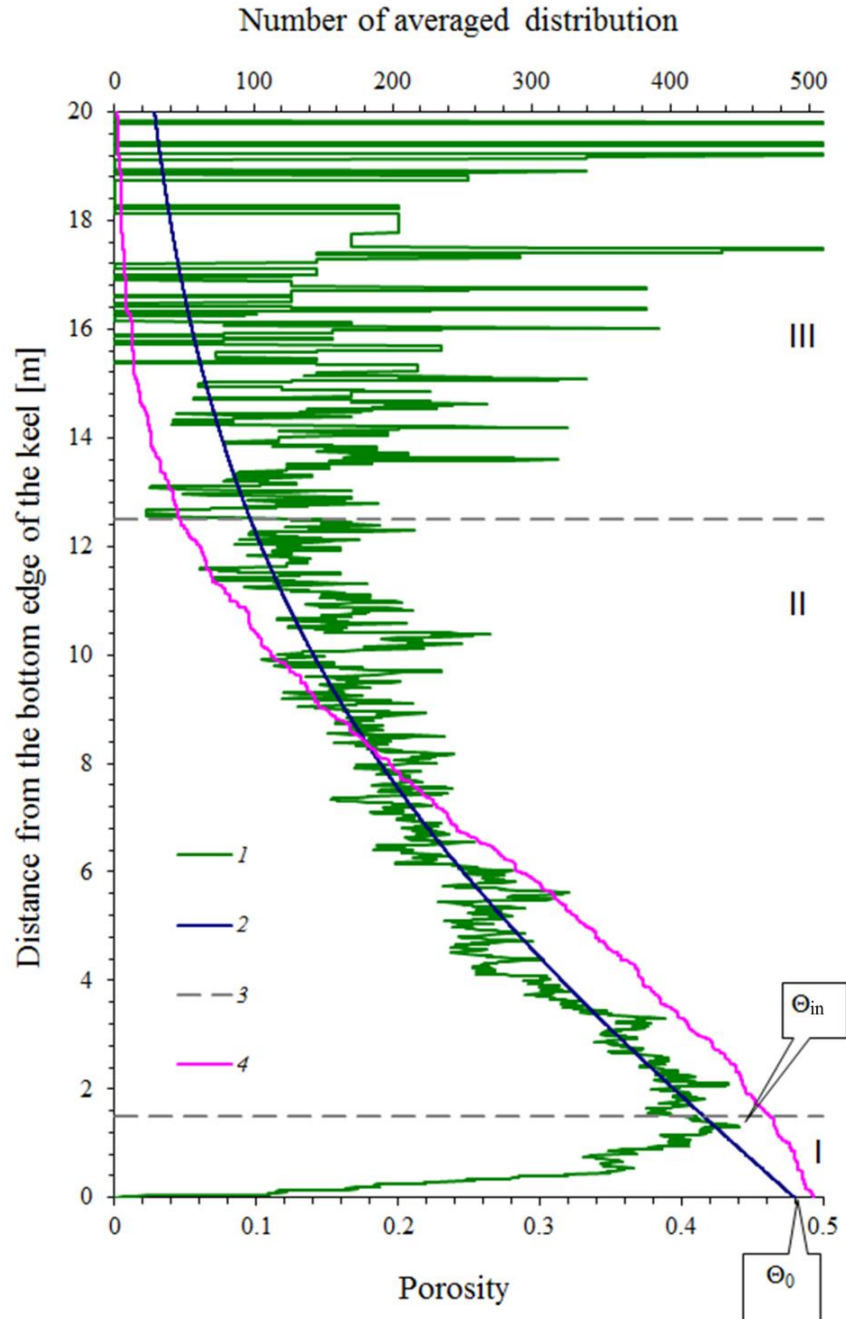


Figure 4.18 – Depth-wise distribution of the averaged porosity of ice ridges investigated in 1998 and 2006 in the Sea of Okhotsk. *1* – porosity, *2* – approximating line by formula (4.1), *3* – boundaries of the marked zones, *4* – the number of averaged porosity values on each depth. Roman numerals designate zones with different trends in porosity changes of the ice ridge keel. Approximation is on the zone II

For a better perception, it was decided to smooth the porosity distribution pattern by a moving average with a two-metre smoothing width. Figure 4.19 show the smoothed distributions for several regions – the Baydaratskaya Bay, the Caspian Sea, shelf of the Sakhalin Island and the Shokalsky Strait.

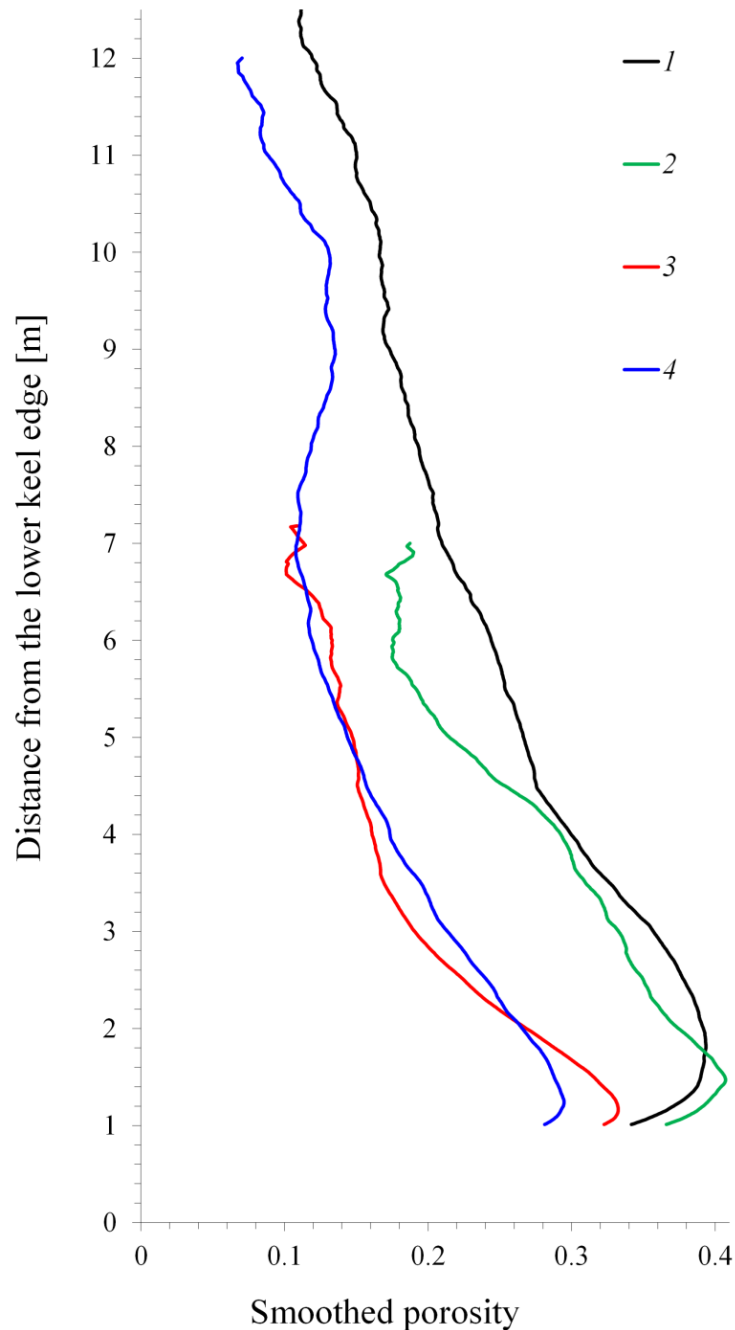


Figure 4.19 – Depth-wise distributions of the averaged and smoothed porosity of loose medium, a special case of which is broken keel ice. 1 – Sea of Okhotsk, 2 – Caspian Sea 2013, 3 – fast ice in the Shokal'skogo Strait, 4 – Baidaratskaya Bay of the Kara Sea

Some specific features of distributions shown in Figure 4.19 require explanation. Thus, porosity curves of ice ridges in the Baydaratskaya Bay and the Shokalsky Strait are slightly shifted towards lower porosity values. It is necessary to take into account the peculiarities of these regions. Draft of ice ridges in the Baydaratskaya Bay is influenced by shallow water areas, where, when the keel interacts with the seafloor, protruding parts of the keel break off [52]; the keel takes the form of a trapezoid. A similar trapezoidal shape of the keel is also observed in ice ridges in the Shokalsky Strait, but there ice ridges are in fast ice, and destruction of the lower part of keel occurs under the action of under-ice currents. Modelling of porosity distribution taking into account this destruction of the keel showed that in this case the steepness of the curve, i.e., the exponent practically does not change, and the curve proper shifts towards lower porosity values, which can be observed in Figure 4.19. In addition, the porosity curve for ice ridges in the Shokalsky Strait in its middle part is more curved towards lower porosity values. In this case, the influence of the effect described in [214–215], which explains the influence of permeability of ice ridge keels for surrounding water on decrease in porosity of unconsolidated part of the keel, is noticeable. This effect is enhanced, especially if ice ridges are in fast ice. A slightly inconsistent shape of porosity curve for ice ridges in the Caspian Sea in 2013 is determined by a large scatter of values, since compared with other curves, the amount of averaged data was significantly (at least three times) less than in other cases.

Porosity distributions of unconsolidated keel as a loose medium are considered for all regions in which the studies were conducted and are divided by years. A total of 17 distributions were obtained, and each distribution was approximated according to formula (4.1), taking into account water density in the region and average density of ice. Thus, three values were obtained for each distribution – compactibility κ , zero and initial porosity (Θ_0 and Θ_{in}).

What can zero porosity depend on? The analysis performed did not reveal any significant correlation with other parameters of ice ridge structure. Moreover, as already mentioned, zero porosity depends on drift conditions of ice ridges, for example, shallow water. Initial porosity Θ_{in} is more representative (see Figure 4.18). No significant

correlation of this value with other ice ridge parameters was found either, but its scatter is much less than that of zero porosity Θ_0 . With a probability of 90%, Θ_{in} value lies in the range 0.450 ± 0.125 . In other words, porosity in the lower part of keel will be in the range of $0.32 \dots 0.58$. G.A. Surkov in his paper noted that in ice ridges in the Sea of Okhotsk and the Baltic Sea, porosity of the part of keel below the CL increases with depth from 0.27 to 0.4–0.5 [225]. According to Høyland's measurements, porosity in the lower part of keel is in the range of $0.30 \dots 0.46$ [150]. Our data are in good agreement with the values given in these works.

Despite a rather large spread of initial porosity, with increasing distance from the lower edge of keel, porosity curves converge to a rather narrow range of values. Thus, at a distance of about 12–14 m, keel porosity will be in the range of $0.07 \dots 0.12$.

There is information in publications that the porosity of loose medium depends on the ratio of length and thickness of individual elements – the higher this ratio, the greater the porosity. Figure 4.20 shows the results of measuring porosity of laboratory ice ridges from [5] and [152], the graph from [24], results of experiments from [207], results of mathematical modelling [131], modelling by the author using elements of the LEGO construction set. Initial porosity Θ_{in} is also added to the diagram for comparison, although there is no statistically significant correlation between initial porosity and ratio of length and thickness of blocks. It should be noted that one point was omitted from the array of values, corresponding to length/thickness ratio of 12.1, which corresponds to initial porosity 0.63. These values were obtained for ice ridges in the Sea of Azov, however, due to extremely insufficient amount of averaged data, the representativeness of this point is low, although it fits well into the general trend.

It should be borne in mind that in each laboratory or model experiment, all elements were of the same size [5, 131, 152, 207]. In real conditions, the value of length/thickness ratio is the average value of the sample. Not only this value is variable, but also overall dimensions of ice blocks. Due to the presence of a whole range of sizes and length/thickness ratios in the pile of ridged ice, porosity of such a medium is significantly less than in the experiment. However, with some caution, it can be stated

that initial porosity is determined by a certain parameter of ice block elongation. The more elongated blocks of ice, the greater initial porosity.

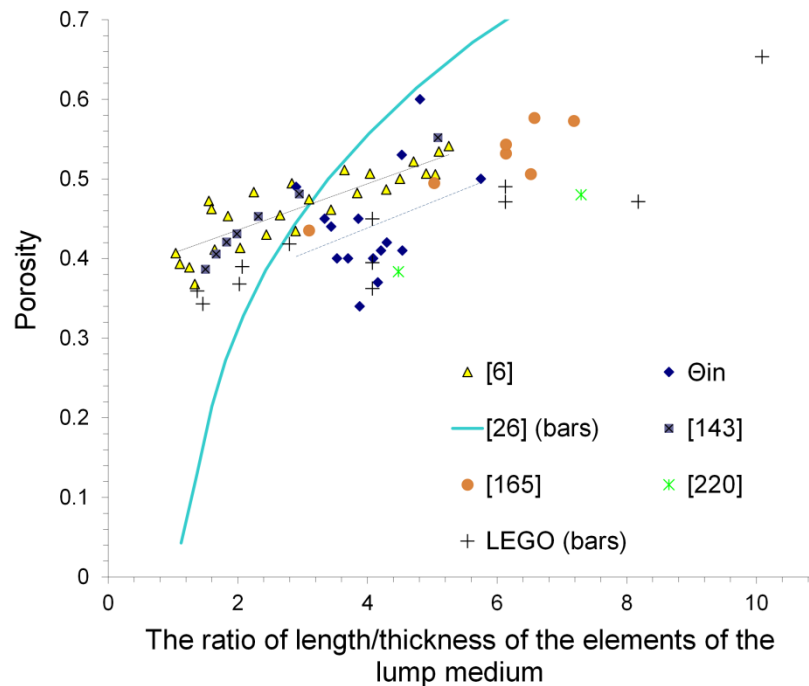


Figure 4.20 – Change in the porosity versus ratio “length/thickness” of the lump medium elements

Analysis of the keel compactibility

Main parameter characterizing the distribution of porosity in unconsolidated part of keel is compactibility κ . The rate of decrease of the function approximating the averaged porosity curve in this part of keel depends on compactibility (see the formula (4.1)). According to the obtained values of compactibility, this value varies from $1.4 \cdot 10^{-4}$ to $6.8 \cdot 10^{-4} \text{ Pa}^{-1}$, on average $3.0 \cdot 10^{-4} \text{ Pa}^{-1}$.

Figure 4.21 illustrates the dependence of compactibility κ on average thickness of ice blocks in the sail, which is a good indicator of the thickness of ridging ice. Unexpected is the result, from which it follows that compactibility of the pile of fragments of thick ice is low. The influence of thickness of ridging ice on compactibility starts from about 0.4 m and less. The thinner the ice, the higher the compactibility of the keel, and this dependence is non-linear.

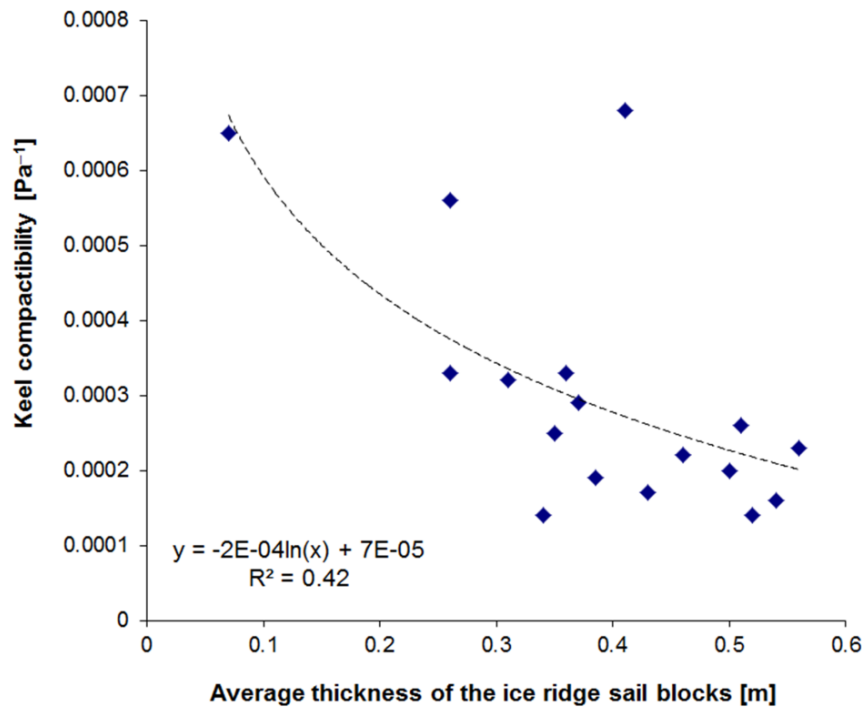


Figure 4.21 – Keel compactibility vs average thickness of the ice ridge sail blocks

However, a large scatter of points corresponding to approximately the same thickness of ice blocks shows that the compactibility of loose medium under consideration – the keel – is determined, in addition to thickness of ridging ice, also by its other physical properties.

It should be noted that the author is currently unaware of reliable confirmatory studies, and the issue can only be considered hypothetically. Compactibility of loose medium, which is broken keel ice, depends on roughness of outer surface of ice blocks, the ability to break off protruding parts, break and crumble, etc. These properties are determined by strength of ice, which directly depends on its temperature at the time of ridging, and crystalline structure.

It is known from loose material mechanics that compactibility of metal powders, for example, depends mainly on plasticity of particles and, to a lesser extent, on their size [70]. Compactibility is most strongly influenced by the properties of powder material: the more plastic it is, the better its compactibility [11]. Added to this is the influence of the shape of their particles. In his work, M.N. Skachkov gives the value of snow compactibility $\kappa_{\text{snow}} = 1.65 \cdot 10^{-4} \text{ Pa}^{-1}$ [84]. Compactibility, i.e., compliance of material to compaction, of snow is approximately at the edge of the range of

compactibility values for piled-up blocks of unconsolidated ice in ice ridge keel. In other words, snow compacts much worse than ice. This seemingly paradoxical result can be explained, since it is known, for example, that compactibility is most strongly affected by the properties of material and the shape of loose particles: due to interparticle friction, coarse powders are compacted better than fine ones [11]. Powders with a wide range of sizes of large particles are compressed better. A similar conclusion was made in the book [93] when considering the compactibility of soils. Sea water reducing the friction of ice blocks at points of contact, promotes their compaction.

Plasticity of ice is affected by its temperature [8, 130]. The higher the temperature of ice, the more plastic ice is. At the same time, ice strength decreases with its growing temperature [43, 78, 134, 163]. However, it should be borne in mind that the impact of ice temperature on keel compactibility occurs not only through changes in ice strength and plasticity, but most likely due to the rate of block freezing at contact point. The lower the ice temperature, the greater the cold reserve in it and the faster the freezing of blocks during ridging.

To study the influence of temperature of ridging ice on keel compactibility, the age of the ice ridges studied in the Baydaratskaya Bay in 2007 and 2010 was estimated by the ratio of modes of distribution of thickness of ice blocks in the sail and thickness of level ice surrounding ice ridges, as well as an estimate of air temperature in the period of presumed ridging. Similar estimates were made for one of ice ridges studied by the author in the Shokalsky Strait in 2016. For each ice ridge in the Baydaratskaya Bay in 2007 and ice ridge in the Shokalsky Strait in 2016, porosity distribution of unconsolidated keel was constructed using the above method and approximated by formula (4.1). Ice ridges of 2010 were grouped according to the estimated age, and porosity distributions were also constructed for each group and approximated by formula (4.1). As a result of approximation, 13 compactibility κ values were obtained for the constructed distributions. The relationship between compactibility and the expected air temperature during ridging period is shown in Figure 4.22.

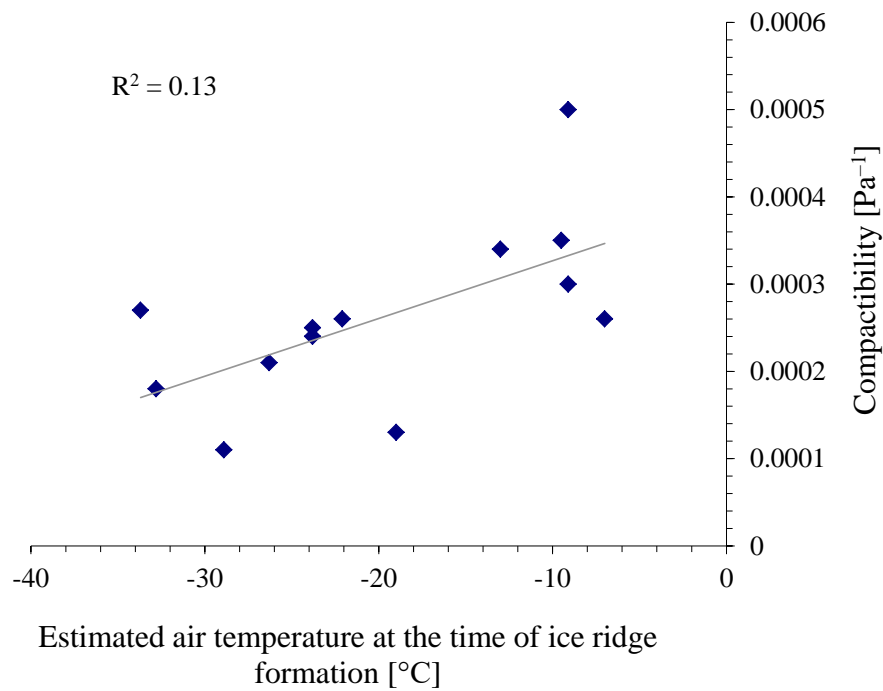


Figure 4.22 – Dependence of ice ridge keel compactibility on the estimated air temperature at the time of ice ridge formation

Let us proceed from the fact that air temperature has a strong influence on average ice temperature [22, 105, 205], so the presumed air temperature shown in the graph in Figure 4.22 is a good indicator for ice temperature.

Paper [129] presents the results of studying several ice ridges in the Barents Sea. The period of formation of one of ice ridges is determined quite accurately and a graph of air temperature in this area during this period of time is given. Judging by this graph, air temperature was $-30\dots-40$ °C. There is also a graph of porosity of the keel of this ice ridge averaged over an interval of 0.5 m. However, in this example, a gradual decrease in porosity is recorded below the CL zone. It can be assumed that the unconsolidated part of keel of this ice ridge has zero compactibility, which corresponds to the trend of the graph in Figure 4.22.

In summary, the following conclusions can be drawn:

1. Porosity of unconsolidated part of the ice ridge keel as a loose medium tends to decrease exponentially with distance from the keel edge.
2. Porosity of unconsolidated part of the ice ridge keel reaches its maximum values at the lower edge of the keel and is in the range of 0.450 ± 0.125 with a 90% probability.

3. The greater the ratio of length and thickness of ice blocks formed during ice ridging, the greater the porosity of the lower part of ice ridge keel.
4. Compactibility of unconsolidated part of keel as a loose medium varies from $1.4 \cdot 10^{-4}$ to $6.8 \cdot 10^{-4} \text{ Pa}^{-1}$, on average $3.0 \cdot 10^{-4} \text{ Pa}^{-1}$.
5. Compactibility of keel during ridging is determined by the strength of ridging ice, which, in turn, is determined by crystalline structure and average temperature of ice at the time of ridging – the warmer the ice, the higher the compactibility.

Porosity values are used in various computational models, for example, model of ice ridge destruction during shear, model of vertical sliding of a bulging prism, etc. Porosity is also used to calculate the mass of an ice feature. The effect of porosity on thermal conductivity of a ridged feature plays a significant role in the ocean–ice–atmosphere interaction system.

4.3 Regularities of the evolution of the size and internal structure of ice ridges

4.3.1 *Studies of the evolution of ice ridges*

Field observations are the source of data on the evolution of internal structure of ridged features. The disadvantage of such studies is a long duration of work, difficulty of monitoring various parameters for a long time, for example, air temperature, solar radiation intensity, etc.

Researchers of various countries have performed the study of CL growth of separately selected ice ridge, for example [23, 156–157]. In the AARI ice basin, observations were made over the process of consolidation of model ice ridges for three months. Complete consolidation of ice ridge keel was recorded, along with rapid melting of the underlying parts of keel, the most distant from total mass of ice ridge [88]. Consolidation of the model ice ridge is considered in [209, 216].

Leppäranta et al. for three and a half months observed the structure and temperature of the ice ridge in the northern Baltic Sea, calling it the whole history of its life [187]. In their opinion, ice ridge structure underwent a significant transformation. Outer contours became smoother, sail height and keel draft decreased. Shape of cross section changed from triangular to trapezoidal. Ice ridge volume did not undergo significant changes in winter months but decreased by 25% in one spring month. Ice ridge porosity decreased from 0.28 to 0.18. This decrease was due to further consolidation of the keel and compaction of blocks, while in spring the compaction of blocks was compensated by an increase in porosity due to melting. Blocks melted evenly, and total volume of ice decreased. The authors consider mechanical erosion of the keel to be insignificant. Observations show that a decrease in ice thickness due to melting in summer occurs much faster for ice ridges than for the surrounding level ice [123–124].

L. Strub-Klein and K. Høyland investigated a small first-year ridge in the Van Mijen fjord, Svalbard, from February to May 2009 [220]. The average consolidated layer grew from 1.17 to 1.54 m in line 1 and from 1.04 to 1.37 m in line 2 whereas the surrounding level ice grew from 1.0 to 1.25 m. According to the authors, the measured values fit reasonably well with the Stefan's law describing the freezing process. The

authors also note that the consistency of the unconsolidated part of the keel in first-year ice ridges may vary considerably, depending on their size and the oceanic conditions. Small ridges in landfast ice with tidal current should erode faster than other ridges.

T. Amundrud gave an excellent review of publications on this topic [122]. According to her conclusion, both processes – ridging and melting – depend on geometric features of ice massifs. The size of the ice flow, the shape of keel and its internal geometry will determine the evolution of ridged ice throughout the year. Thermodynamic models of ice ridge evolution are presented in [3–4, 190, 215].

L. Strub-Klein and D. Sudom state the general trends in the evolution of ice ridges [221]. Immediately after the formation of an ice ridge, starting from water level, under the influence of cold, water freezes in the gaps between ice blocks, including the cold reserve that remained in the ice blocks. At the same time, warm water from below melts slowly the ice blocks which erode and become smoother. The consolidation progresses as long as the air temperature is sufficiently cold to cool down the ice blocks in the keel adjacent to the CL. At the same time, the blocks composing the sail erode due to the solar radiation. The snow accumulated melts in the blocks, changing their composition into refrozen snow ice. The temperature through the ridge evens out, and the salinity decreases as the ridge consolidates.

Also, over time, under the action of gravity, plastic deformation of ice blocks in the sail (mainly) occurs, as a result of which its porosity decreases [242].

The lifetime of a first-year ice ridge from formation to destruction or transition to a two-year one may be divided in three phases, the initial phase, the main phase, and the decay phase [155]. In the initial phase, the ridge is formed, and cold ice blocks are submerged, which results in strong, local thermal gradients between cold ice pieces and warm water pockets. The initially low temperature of the ice increases due in part to the freeze bond formation as well as seawater energy transfer (oceanic heat flux). The energy transfer from the seawater, which is the oceanic heat flux, is stronger near the bottom surface of the ice rubble. Because of this difference in the oceanic heat flux, the temperatures in the lower rubble increase and approach the freezing point faster [134]. At the initial moment, temperature distribution in the ice ridge keel will look like a

vertical sawtooth line with unequal “teeth”, which smoothes out over time and deviates towards low temperatures in the upper part of the keel. As the CL increases, this sawtooth line will transform into a piecewise linear one. The end of the initial phase is defined as the moment when the ice rubble becomes isothermal. The main phase begins, and the break point between the linear temperature profile above the isothermal rubble defines the CL thickness [I. Shatalina (Vedenev VNIIG), oral communication, 1999], [149]. The CL insulates the underlying ice rubble from the cold air. Therefore, there is a continuous rubble degradation process (heating) leading toward transformation into a second-year ridge or melting/disintegration. Finally, the decay phase begins when the air temperature stabilizes around or above 0 °C; thus, the ridge is heated from the air surface as well as from the bottom. Toward the end of the decay phase, the first-year ridge either disintegrates and melts completely or transforms into a second-year ridge [134].

Although the air temperature exceeds 0 °C, in the decay phase, the snow may insulate the consolidated layer, which allows further consolidation (i.e. new ice growth). Simultaneously, keel melting is accelerated during this phase, and the rubble temperature and water temperature both increase toward 0 °C, which causes strong oceanic heat fluxes. These processes are not well understood, but even under isothermal conditions, the rubble continues to consolidate [215]. In addition, the freshwater supply (either from melted snow or changing salinity of the underlying water) may be a key factor contributing to further consolidation [153, 214].

4.3.2 Initial phase of the lifetime of a first-year ice ridge

In April 2005, an ice ridge formed in the area of drifting station “North Pole – 33” as a result of compression of level multi-year ice. During 138 days from April 13 to August 26, 2005, studies of evolution of the CL of this separately selected young ice ridge were carried out. Its peculiarity was that, due to a large thickness of ridging ice, the ice ridge turned out to be composed of large blocks of ice, mainly in the form of parallelepipeds. According to visual assessment, the maximum sail height of the ice ridge was about 2 m.

Three days after formation of the ice ridge, two boreholes were drilled in it by electric thermal drilling, and polyethylene pipes five meters long with plugged lower ends were installed in them. Antifreeze was poured into polyethylene pipes. Two days later, when the pipes were frozen into the ice ridge, periodic (at first after two days, and then after an average of five days) measurements of antifreeze temperature in pipes at different horizons with a spacing of 0.1 m started by means of a measuring device and a submersible probe on the marked cable. At each depth, the probe was kept for several minutes until the temperature was set. Ostroumov's theoretical studies showed [73], and experiments [112] confirmed the absence of convection in the pipes, i.e., the temperature of antifreeze in the pipes corresponded to the temperature of ice. During ice shifts on July 6, 2005, a pipe with antifreeze was squeezed out of one borehole onto the ice surface. In the second borehole, measurements were successfully conducted until the end of the work.

Figure 4.23 shows the temperature distribution in the ice ridge keel along one of the boreholes. Borehole was drilled in place where young ice formed between blocks, thus, the upper boundary of the CL was at sea level. The course of temperature varied depending on the time of ice ridge existence and season. Solid black line shows the distribution of ice temperature five days after ice ridge formation. As can be seen, in the keel during this period there are still ice blocks with temperature noticeably below water freezing point. Solid grey line shows ice temperature one month after ice ridge formation. Temperature levelled off within the CL and varied linearly with depth. Homothermy is observed below the CL. Dotted line shows temperature during summer ice warming.

When drilling the second borehole, the first solid block of ice was noted, protruding above sea level to a height of about 0.3 m, which can be taken as the upper boundary of the CL. For each measurement, position of the lower boundary of the CL was determined from temperature distribution; it was at a depth where ice temperature reached water temperature and did not change below this depth. The number of degree-days of frost was calculated from the time of previous measurement and from the time of ice ridge formation. Thus, the dependences of the CL thickness on the number of

degree-days of frost that passed after the ice ridge formation were obtained. One of these dependencies is shown in Figure 4.24.

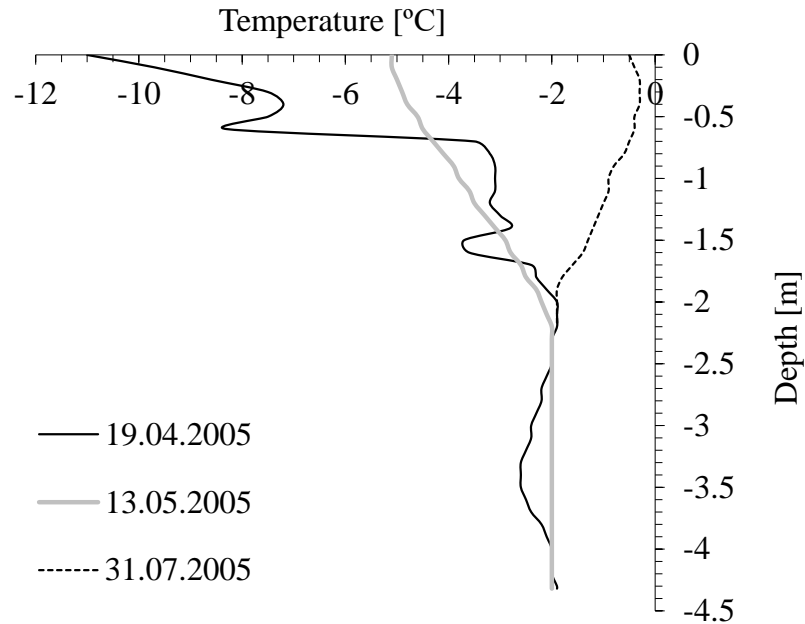


Figure 4.23 – Temperature distribution in the ice ridge keel along the borehole

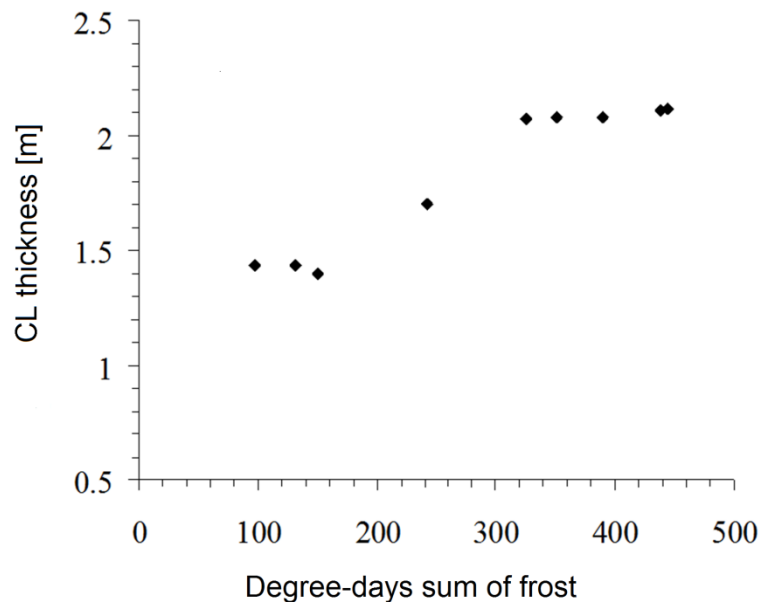


Figure 4.24 – Process of increasing the CL thickness of young ice ridge formed on multi-year ice

In the first days of the ice ridge existence, there was a rapid increase in the CL. After 10–14 days, growth of the CL thickness gradually slowed down. Based on

dependence of increase in the CL thickness on the number of degree-days of frost, two almost horizontal sections can be distinguished. In the work of E.V. Gordienko, a graph of increase in the CL thickness of a single ice ridge and thickness of level ice surrounding the ice ridge, depending on the time of the study, is given [23]. Comparing the obtained dependence with Gordienko's plot, one can note a similar character of increase in the CL thickness. In both cases, the CL thickness increases intermittently, and the dependences are stepwise. In the same work, a gradual excess of the CL thickness over the level ice thickness is predicted.

The model of such intermittent growth of the CL was considered by G.A. Surkov [227]. The CL thickness will grow according to the power law until water filling the space between the CL and the underlying ice block freezes, and then increases sharply by a value equal to the thickness of the underlying ice block, which causes the intermittent growth of the CL.

Slow increase in the CL thickness in the right part of the graph in Figure 4.24 (4 cm in 25 days) agrees very well with the calculated dependence for level ice thickness from Doronin's formula [31]. This confirms the assumption about the CL growth as level ice in intervals between its intermittent increase.

It should be noted that the CL thickness in the considered period did not exceed the thickness of level ice surrounding the ice ridge.

4.3.3 Main phase of the lifetime of a first-year ice ridge

In the spring of 2016, ice studies were carried out at fast ice near the AARI station "Cape Baranov "Ice Base" in the Shokal'skogo Strait. On one of the ice ridge, eight secant lines were run across its crest, along which wells were drilled spaced at 0.25 m. Lines were drilled successively during a month and a half, therefore, under the influence of cold, the average thickness of the CL tends to increase from one line to another. Such dependencies are also demonstrated by other parameters of ice ridge structure, for example, content of hard ice in the ice ridge keel or keel consolidation and other parameters associated with the CL. However, in case of water drilling of a large number of boreholes on a limited area, a significant amount of heated water gets under the ice, thus, washing out the lower parts of the keel. As a result of partial melting of

keel ice blocks, some of the connecting strips fastening the blocks are destroyed, the freed blocks are washed away by the underwater currents. Due to this artificially induced melting, the ice ridge keel draft decreases. This phenomenon was detected using the ROV, which gave lower values of the keel draft than thermal drilling. It should be noted that the examination of the ice ridge keel was carried out one month after the start of the thermal drilling. It is impossible to draw a conclusion on the speed of this artificially induced melting at the moment. Hence, it is possible to judge about the change in time only for the CL proper, and the data on the consolidation of the keel may not be quite correct.

Level ice near the ice ridge was in hydrostatic equilibrium, and due to the small thickness of the snow cover (on average 0.09 m) was more exposed to the cold flow. Figure 4.25 shows the average values of the CL and level ice thickness for five lines in the central part of the ice ridge. The X-axis is the time, and the abscissas of the points correspond to the date of drilling most boreholes on the line. On the linear regression coefficients of these two parameters (0.011 for CL and 0.006 for level ice), it can be concluded that the CL growth rate is approximately twice as high as the growth rate of level ice.

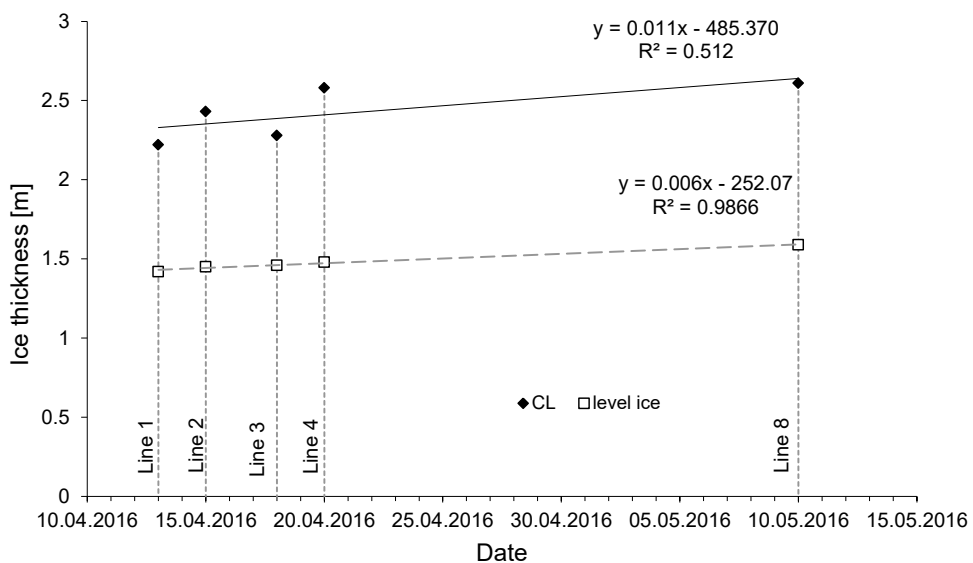


Figure 4.25 – Average values of the CL and level ice thickness for five lines in the central part of the ice ridge (according to the drilling of ice ridges in the Shokalsky Strait in 2016)

Obviously, such a conclusion implies the assumption that the unconsolidated part of the keel in the horizontal direction is an isotropic medium. Faute de mieux, one can consider porosity of the unconsolidated part of the keel as an indicator of this uniformity. In our ice ridge the spread of this parameter along the lines is from 0.28 to 0.32, but on line 2 it stands out, 0.23. The reason for this is still unclear, so the decision was made not to exclude line 2 from consideration. M. Leppäranta and R. Hakala note that the CL grows nearly twice (1.8) as fast as a normal ice sheet [186]. They also refer to the laboratory tests of G. Timco and L. Goodrich [236] who obtained rubble consolidation twice as fast as normal ice sheet growth.

4.3.4 Decay phase and transition into a second-year ice ridge

In May-June 2011, the author studied morphometric characteristics and internal structure of first-year ice ridge at drifting station “North Pole – 38” and after almost a year continued the work on the same ice ridge.

These studies were conducted using electric thermal drilling system of AARI comprising thermal drill ETI-3M2 and equipment for penetration rate recording on a computer. Power was supplied by a 5 kW generator. Boreholes were drilled in ice ridges at 0.5 m intervals.

In May–June 2011, coordinates of the «NP-38» drifting station changed from 80N, 177W to 81N, 171W. On October 1, 2011, the team was rotated, and the name of the drifting station was changed to «NP-39». In April 2012 coordinates of the station were 84N, 116W. First-year ice ridge was formed 22/03/2011 as a result of compression and ridging of second-year ice 1.7 m thick and investigated from 16/05/2011 to 22/06/2011 and from 8/04/2012 to 19/04/2012. Boreholes were drilled along the cross-section of the ridge crest at 0.5 m intervals. In April 2012, exact location of the transversal line could not be found, so a new line was run in about the same place. 74 penetration rate records were made at ice ridge in 2011 and 43 records – in 2012. Change in the main morphometric characteristics of the ice ridge can be traced in the Table 4.2.

Table 4.2 – Basic characteristics of the ice ridge investigated near the drifting station “NP-38” and “NP-39” in 2011–2012

	Coincident parts of cross-section	
	May–June 2011	April 2012
Maximum total ice thickness [m]	23.37	17.29
Average total ice thickness [m]	12.78	8.45
Maximum sail height [m]	6.10	3.83
Average sail height [m]	1.05	0.63
Maximum keel depth [m]	17.08	13.94
Average keel depth [m]	10.79	7.47
Estimation of average CL thickness [m]	2.0	2.4
Average level ice thickness nearby ice ridge [m]	1.7	1.7
Maximum snow thickness on the ice ridge [m]	3.06	1.08
Minimum snow thickness on the ice ridge [m]	0.23	0.09
Average snow thickness on the ice ridge [m]	0.98	0.66
Ratio of the maximum keel to maximum sail	2.8	3.6
Sail slope angle [degree]	43	32
Keel slope angle [degree]	47	44
Average sail porosity	0.04	0.01
Average keel porosity (including CL)	0.04	0.06
Average total porosity	0.19	0.08
Maximum total ice thickness [m]	0.04	0.05

Figure 4.26 presents cross-sections of investigated ice ridge based on the depth-wise distribution of *VCI* at each drilling point and constructed applying the described in Section 2.1.4 procedure. Dark color corresponds to voids; white color, hard ice. Intermediate grey colors correspond to porous ice. Linear color interpolation between grid nodes is realized.

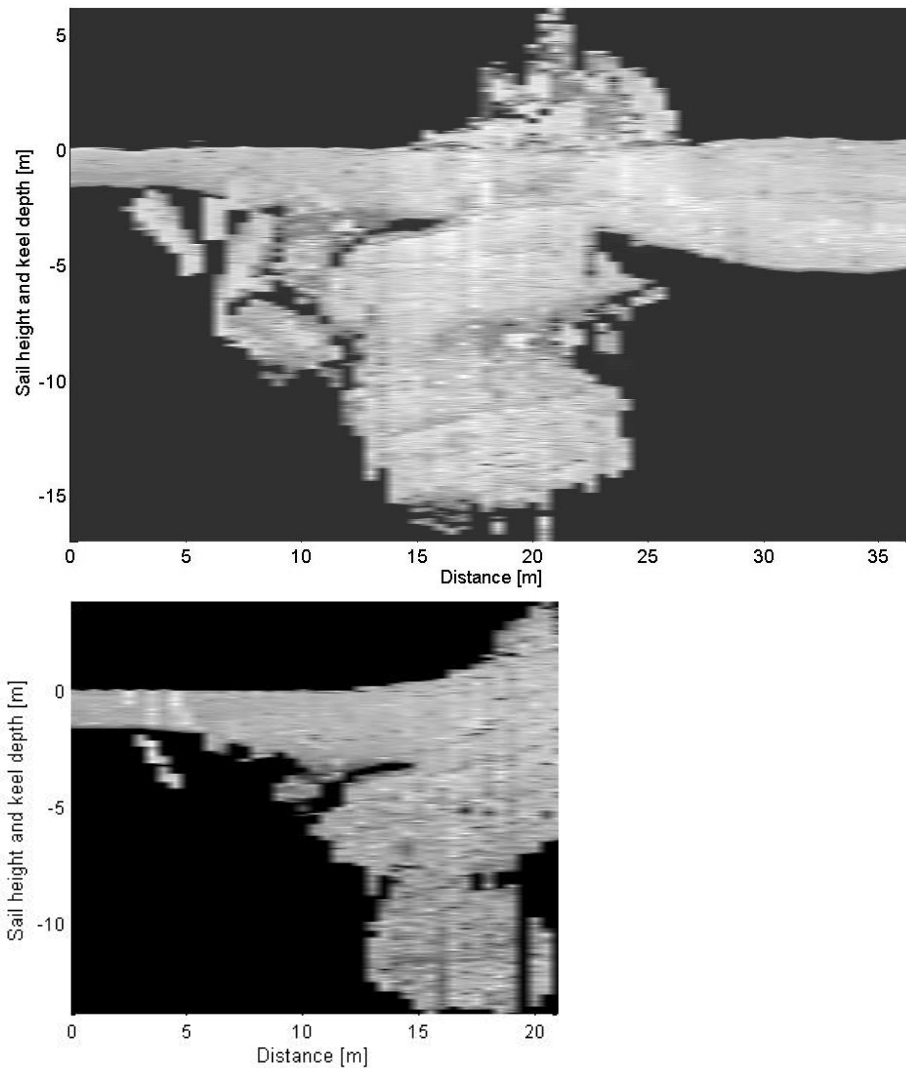


Figure 4.26 – Resulting cross-sectional profiles of ice ridge. Upper plot shows the profile in May–June 2011; lower one is the profile in April 2012. Depth and distance scales are the same. In the right part of the upper plot there is a fragment of a multiyear ice ridge, at the edge of which ice ridge formed

In July–August 2011, a puddle formed on level ice area left of the ridge sail. As a result of its freezing and under the action of subglacial currents level ice adjoining the left part of the ridge became much more level (distance 0...6 m, see Figure 4.26, the lower drawing). The upper left part of the ridge keel (distance 5...10 m) consisting of several blocks was also subject to thawing and destruction under the action of subglacial currents. One of the blocks, though it significantly diminished in size, remained in place, since, apparently, it was frozen into level ice with its upper part. The consolidated ridge layer became more pronounced especially at a distance of 7...14 m. Its thickness,

on the average, increased by 0.4 m. Ridge sail also changed: its thickness reduced by 40%, and porosity decreased from 4% to 1%.

Let us carefully consider the ridge keel area at a depth of 7...9 m and at a distance of 16...22 m. In Figure 4.26 (upper drawing), this is a grey area with bright white and dark spots indicating that the area is filled with porous ice with individual blocks of hard ice and voids. Under the action of thawing and subglacial currents this keel area appeared to be «washed out» (see Figure 4.26, lower drawing).

Having averaged *VCI* distributions for all the holes, it is possible to obtain the average distributions of the volumetric content of the solid phase versus depth for the ice ridge investigated as a whole, separated by eleven months. Figure 4.27 shows two *VCI* distributions with depth for the investigated ice ridge before and after the summer melt. From the curves one can estimate a change in the internal structure of the ridge after a year.

Analyzing the curves in Figure 4.27 one can note the following changes in the ridge structure. In the sail area, *VCI 2* curve is smoother unlike *VCI 1* suggesting that the ridge sail becomes more homogeneous, the number and size of the voids diminish. A plateau on curve *VCI 1* at the sea level points to a distinct upper boundary of the CL. A similar plateau on the *VCI 2* curve looks less gentle pointing to a diffuse upper boundary of the CL. Apparently, in this case there is an effect of the sail porosity reduction in the area where it adjoins the CL. Some sail blocks as a result of summer thawing directly adjoin the CL thereby «raising» its upper boundary. The CL proper on the *VCI 2* curve is distinguished more clearly, *VCI* in the depth range of $-0.3...-1.7$ m is virtually unchanged. *VCI* in the depth range of $-2.3...-3.4$ m resembles a straight line indicating that the distribution of the lower CL boundary is close to a uniform one. *VCI 2* drop in the area of -8 m depths reflects the keel narrowing at this horizon.

The Table 4.2 shows that the maximum depth of the ridge keel decreased over the year by 3.2 m. An arrow in Figure 4.27 shows a decrease in depth amounting to about 1.7 m, at which a marked decrease of *VCI* occurs. Hence, it can be concluded that thawing of the lower large keel block occurred by the value of 1.7 m, and the rest of the keel depth reduction $3.2-1.7=1.5$ m was due to thawing and removal of small ice

blocks. These blocks, which were on the lower edge of the keel, are clearly visible in the upper drawing of Figure 4.26 at a depth of 15 m and at a distance of 15...21 m.

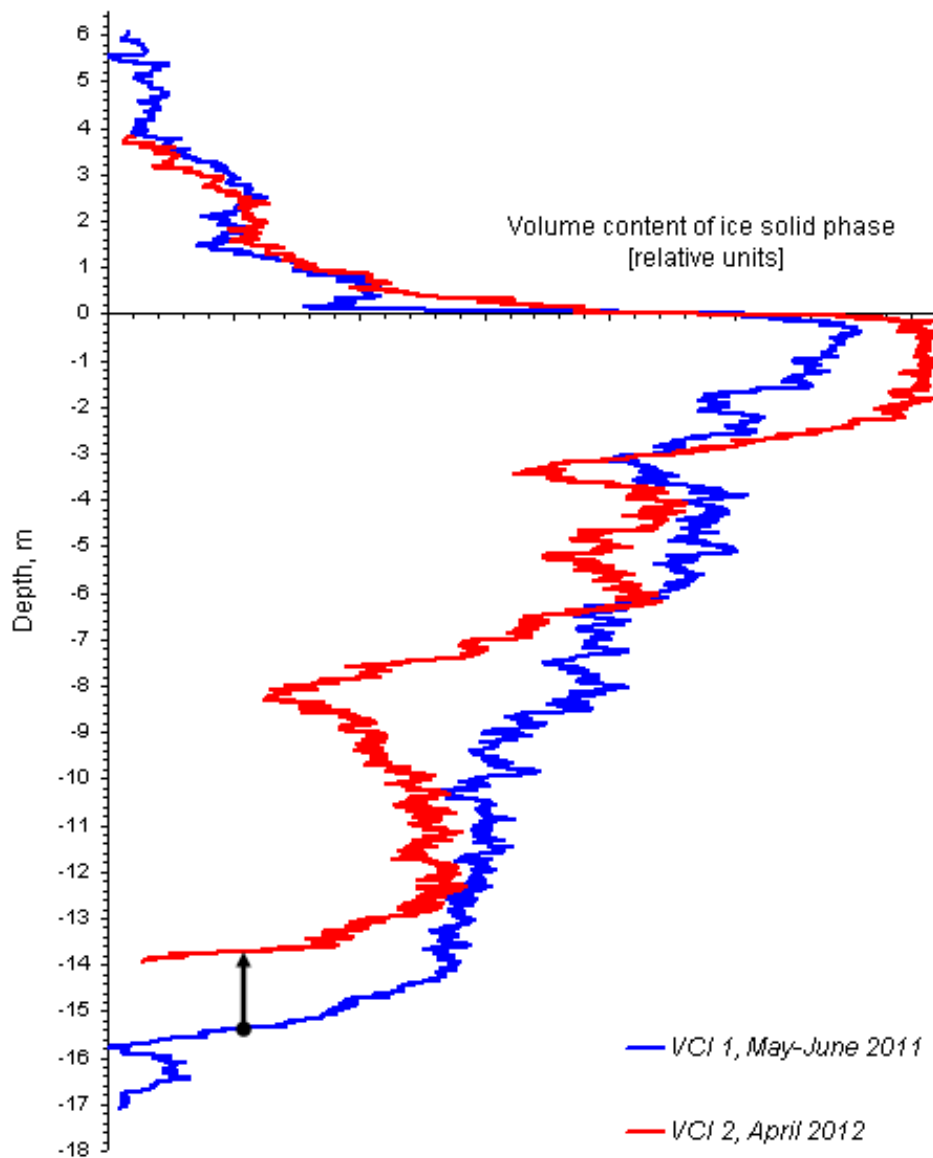


Figure 4.27 – Depth-wise distributions of the volume content of ice solid phase *VCI* of ice ridge in 2011–2012. An arrow shows a change in the depth at which there is a sharp decrease in VCI associated with thawing of the lower large ice block in the ridge keel

L. Strub-Klein et al. compared the morphometric characteristics of the first- and second-year ice ridges [219]. According to their analysis, the ratio of the maximum keel to maximum sail calculated for the second-year ridges is two to three times higher than what G. Timco and R. Burden report [235]. The erosion process may be faster in the air than in the water and so the sail height would decrease faster than the keel thickness

[219]. In our case, this ratio also increased one year later. The ridge sail decreased by 37%, and the keel by only 18%.

As was expected, macroporosity of the ridge sail decreased from 4 to 1%. However, keel porosity increased from 4 to 6%. This unexpected result can be accounted for by the fact that small ice blocks on the lateral part of the keel appeared to be «washed-out» by subglacial currents. At the same time, the porosity of the unconsolidated part of the keel decreased from 0.19 to 0.08.

The sail of the second-year ridges investigated by L. StrubKlein et al. was no more than 0.7 m, so the keels of some ridges were fully consolidated [219]. The CL of our ridge increased during the year, on the average, from 2 to 2.4 m. CL thickness to total ridge thickness ratio increased from 9 to 14%, i.e., ridge consolidation proceeds rather slowly.

Distance-wise distribution of the CL thickness agrees well with the concept proposed by K. Tyshko [personal communication], according to which on edges of ice ridge sail, where the minimal (0.05–0.20 m) excess of ice above water level is observed, temperature gradient is stronger than inside the sail; and, therefore, CL thickness in these areas is greater.

As a result of the performed analysis the following conclusions can be drawn:

- Ridge sail decreased by 40%, its porosity diminished from 4% to 1%.
- Keel reduction by 3.2 m was partly due to thawing and removal of small ice blocks from its lower part (1.5 m) as well as due to thawing of the lower large block of ice keel (by 1.7 m).
- Washing out of small blocks from the lateral part of the ridge keel under the action of subglacial currents and only large blocks remain, which leads to a significant decrease in the average porosity of the unconsolidated part of the ice ridge keel.
- Consolidated layer of the investigated ridge increased during the year, on the average, by 0.4 m. The research began when the rate of consolidation of the young ice ridge tended to zero. Thus, the consolidation rate of second-year ridge can be estimated at 5% a year.

4.3.5 Secondary ice ridge formation

Sometimes an already existing ice ridge is subjected to compression and if it is surrounded by young ice, new ice ridge formation can occur. A new ice ridge appears containing fragments of the former ice ridge. By their structure, and especially by the formation mechanism, ice ridges forming as a result of double or multiple interaction of ice floes, are one of the most complex types of ice features. Unlike ice ridges forming as a result of a single ridging of ice floes, these ice features have a number of characteristic features in their external and internal structure. One of them, the most pronounced, is deepening of the CL of initially forming ice ridge to a fairly significant depth [96]. This is observed in case when the interaction of primary ice ridge with ice floes occurs at significant time intervals. As the results of field studies conducted in the south-eastern Barents Sea show, consolidated part of block ice ridge over 3 m thick can be flooded to a depth of 6–9 m during repeated ice ridge formation [98]. A similar case is considered in subsection 3.1.2.

One of the features of secondary ice ridges is also formation of two or more series of their above-water part, most often lying at an angle to each other, with fragments of ice floes clearly differing in thickness [98]. However, as field observations showed, if two ice ridge series are parallel to each other or mutually perpendicular, then such a complex ice feature could also form as a result of a single interaction of ice floes [96]. In case of normal arrangement of ice ridge series, one of them (secondary one), is, as a rule, shorter than the other (main) one, since it forms at the final stage of ice ridge formation due to uneven distribution of compression forces along the main ice ridge series. If during formation of the secondary ice ridge series there is no deepening of the CL in any part of the primary ice ridge series, with further consolidation in both ice ridge series, a significant difference in the thickness of their consolidated layers can be observed. As an example, Figure 4.28 shows the drilling line of such secondary ice ridge.

From drilling results, it can be concluded that the left area of the drilling line up to point 7 corresponds to the primary ice ridge, as indicated by average thickness of blocks in this part of the sail – 0.26 m and large thickness of the CL. Right part of the

line corresponds to the result of secondary ice ridge formation, when younger ice began to ridge on primary ice ridge, already sufficiently consolidated. This is evidenced by average thickness of crest blocks (between drilling points 7 and 9) – 0.18 m and relatively small thickness of the CL in this part of ridged feature.

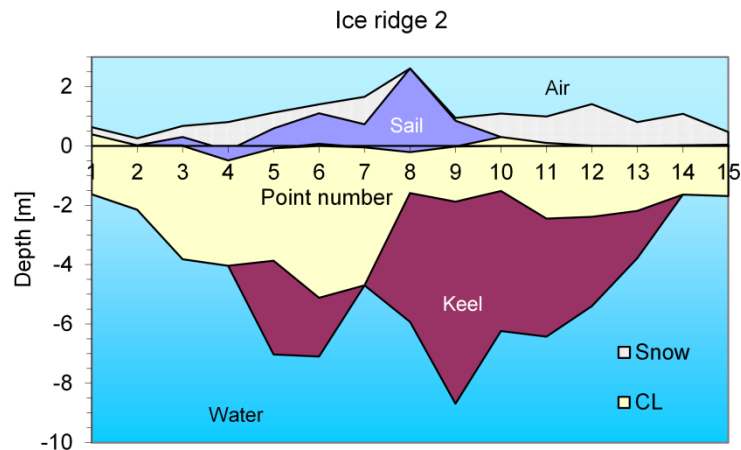


Figure 4.28 – Drilling profile of the secondary ice ridge formation

Primary ice ridge series can also be distinguished on the basis of more melted ice blocks in the sail under the action of solar radiation.

Another important characteristic of the structure of ice ridges of repeated formation is often a shift of ice ridge sail in relation to its keel. Much less often, this phenomenon can also be observed in ordinary ice ridges forming as a result of a single interaction of ice floes and is well represented in the form of a Hopkins mathematical model [146]. According to this model, as well as laboratory studies [96], the main condition for the formation of such ice ridges is the interaction of ice floes that differ significantly in thickness in a ratio of more than 3:1. Commonly, such a difference is observed near polynyas and fractures, where young ice forms in winter and early spring. With repeated formation of ice ridges, a wide variety of ice thickness is achieved due to consolidation of primary ice ridges, and they can form in different parts of ice cover. Field observations at one of these ice ridges were carried out during landing of drifting station “North Pole – 36”. Morphological section of the ice ridge showed that its maximum thickness reaches 8.6–8.7 m (Figure 4.29). Taking into account the fact that no well-defined gaps between ice blocks were recorded in the section from points 4 to 7,

and ice ridge porosity there was practically zero, it can be assumed that the initially formed ice ridge belongs to ice ridges of a block or layered type, which are also characterized by the smallest vertical dimensions of the sail compared to other types of

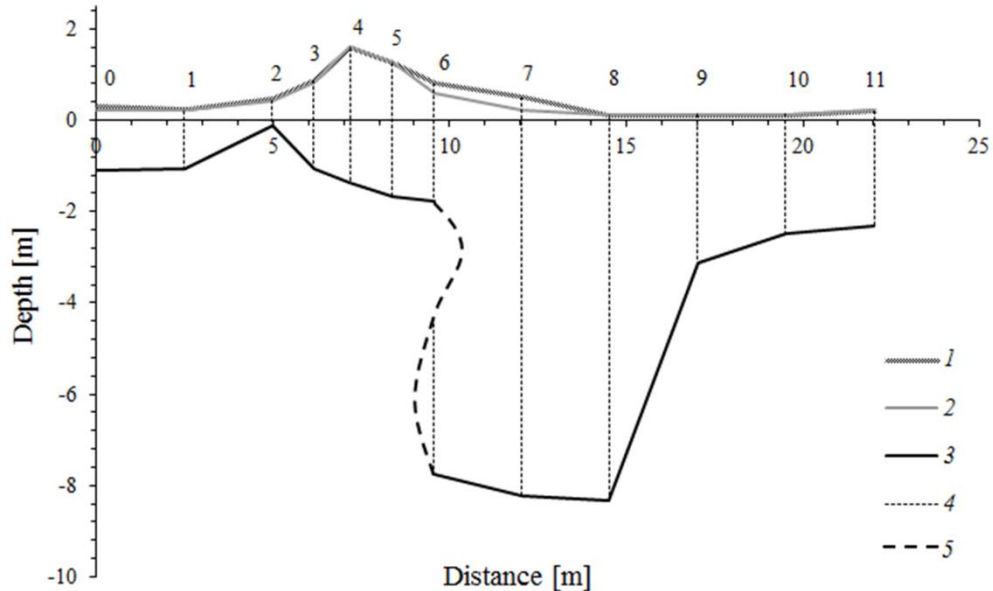


Figure 4.29 – Drilling profile of the ice ridge in the area of the landing of the drifting station "North Pole – 36" [110]

1 – snow; *2* – sail; *3* – keel; *4* – boreholes; *5* – probable position of the left boundary of the primary ice ridge keel

ice ridges [96]. Minimum dimensions of the sail of primary ice ridge also indicate that there was a violation of its isostatic equilibrium, i.e., it is noticeably submerged due to horizontal layering of fragments of thinner ice floes on its surface. Dip at point 6 also testifies to secondary and, apparently, recent formation of the entire ice ridge. In addition, the left side of the ice ridge keel is almost vertical there, which also confirms the assumption that the primary ice ridge with such a large thickness of keel formed as a result of compression of floes of residual or multi-year ice with thickness of about 2.6 m (right side of the line in Figure 4.29) with thicker ridged feature or much thicker multi-year pack ice. Repeated ice ridge formation in this place occurred already due to interaction of primary ice ridge with floes of first-year ice, the thickness of which varied from 0.3 m to 1.2 m, which is confirmed by the studies of fractional composition of ice

in ice ridge sail (Figure 4.30). Such scatter in thickness of ice blocks in the sail suggests that they formed in a periodically opening area of clear water, in a polynya or a fracture, in the immediate vicinity of primary ice ridge. Predominance of ice blocks 0.6 m thick in the ice ridge sail testifies to much larger dimensions of the ice floe of this thickness compared to geometric dimensions of other floes. Moreover, their predominance in the central zone of the sail of the secondary part of the ice ridge and blocks with thickness of 0.3 m in the left part of the line in the immediate vicinity of the floe of second-year ice 1.4 m thick allows restoring the most probable location of ice floes before the start of ice ridge formation (Figure 4.31a). Taking into account the results of thermal drilling of ice ridge, as well as kinematic schemes of ice ridge formation as a result of interaction of ice floes of different thicknesses, K.P. Tyshko constructed a scheme of their successive interaction in this case (Figure 4.31) [98]. In his opinion, this scheme is a quite realistic mechanism for the formation of the secondary ice ridge in the direction of the floe of 1.4 m thick second-year ice. This direction of interaction of ice floes is confirmed by location of their fragments in the newly formed ice ridge: a pronounced layering of ice floe fragments 0.9 m thick on the primary ice ridge and the absence of floe fragments 0.3 m thick on level ice 1.4 m thick (Figure 4.31b). At the final stage of ice ridge formation, according to the presented scheme, there was a successive break-up of floes with thickness of 0.6 and 1.2 m.

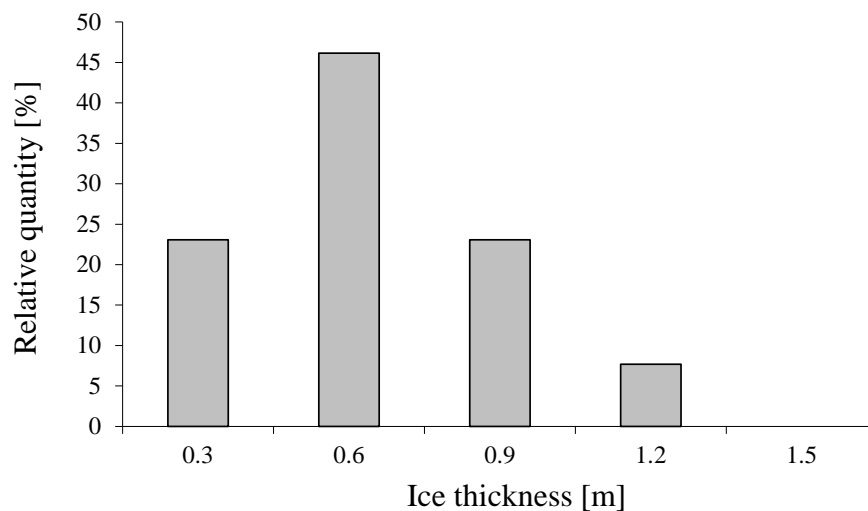


Figure 4.30 – Histogram of the ice block thickness distribution that make up the ice ridge sail

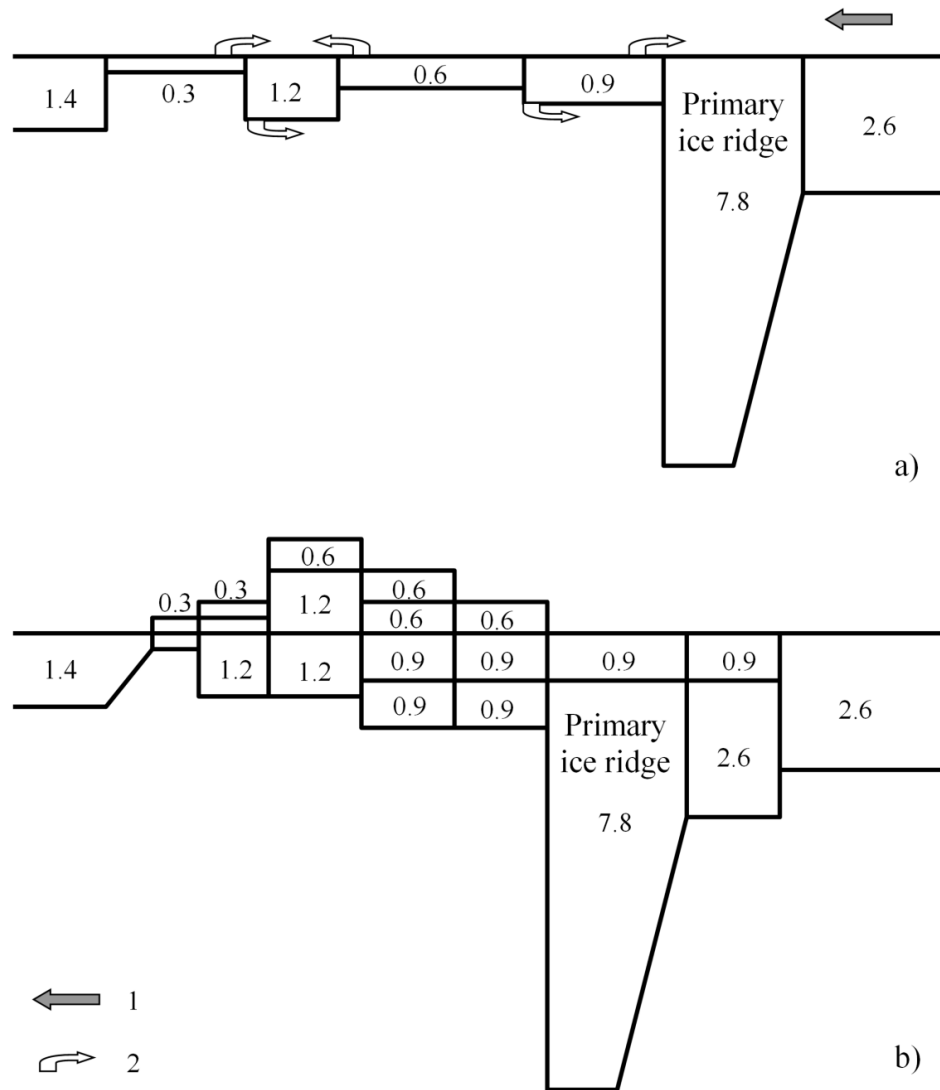


Figure 4.31 – Kinematic scheme of secondary ice ridge formation (Figure 4.29) [98]
 1 – direction of application of compression forces; 2 – the most likely direction of movement of fragments of ice fields; 1.4 and 2.6 m – ice thickness; 0.3...1.2 m – ice fragments thickness.

The considered specific features of formation mechanisms and structure of secondary ice ridges can serve as the main criteria for a retrospective analysis of geometric parameters of ice floes forming primary ice ridges, time intervals between successive interactions of ice floes during secondary ice ridge formation, as well as general age of ice ridges, taking into account the type of their structure and, correspondingly, consolidation intensity. Correspondence between ice from the ice ridge and the surrounding ice confirmed by textural-structural analysis makes the use of the method for estimating the age of ice ridge features based on difference between thicknesses of these types of ice justified.

4.4 Difference between drifting ice ridges and ice ridges in the landfast ice

Ice ridges are important integral part of the sea ice cover in the polar regions of the Earth and are divided into the drifting ice ridges and the ice ridges in the landfast ice. According to the Sea Ice Nomenclature of the World Meteorological Organization [246], fast ice is the sea ice which forms and remains fast along the coast, where it is attached to the shore, to an ice wall, to an ice front, between shoals or grounded icebergs. It may be formed in situ from sea water or by freezing of floating ice of any age to the shore, and it may extend a few metres or several hundred kilometres from the coast. Drift ice is the term used in a wide sense to include any area of sea ice other than fast ice.

Drifting ice ridges and ice ridges in fast ice practically do not differ by their formation conditions, since in both cases this is the result of ice fragments pile-up during compression of ice floes. At the initial stage of formation of ice ridges, ice fragments pile up with most of ice blocks submerged in water. This results in strong local thermal gradients between the cold ice blocks and surrounding water. Thus, at the initial time, vertical temperature distribution in the ice ridge keel will look like a sawtooth line with "teeth" unequal in height and shape. As the CL grows, this sawtooth line will transform into a piecewise linear one, and then it is smoothed and deviates towards low temperatures in the upper part of keel. The end of initial phase of ice ridge formation can be defined as the time when unconsolidated keel becomes isothermal and comes to a state of local thermodynamic equilibrium. The initial phase of an ice ridge life is rather short (16–96 hours [155]) and proceeds in the same way both for drifting ice ridges and for ice ridges in fast ice. Then the main phase begins, and the breakpoint on temperature profile lying between the inclined area in the CL and the isothermal one (in unconsolidated keel) determines the position of the lower boundary of the CL [149]. The CL isolates the underlying unconsolidated keel from cold air, which causes a continuous degradation process of unconsolidated keel leading to transformation of the ice ridge into the second-year ice ridge or to melting/decay. At this stage, the living environment of ice ridges is already different, because the keel of ice ridges in fast ice is actively affected by under-ice currents. Drifting ice ridges move (in the absence of wind

load) directly under the action of currents, thus, relative movement of water masses and keels of drifting ice ridges is extremely small or absent.

In [220] the results of studying morphometry of ice ridges in the fjords of Svalbard as well as in the central Barents Sea and in the Fram Strait were considered. Much attention was paid to consideration of the influence of ocean currents on keel erosion. It was noted that small ice ridges in fast ice would be more subject to keel erosion than large ice ridges. The generally accepted theory of flow through the compacted layers shows that up to 20% of boundary flow falling on the keel can seep through it [124]. Paper [213] presents extremely interesting results, but not yet confirmed by other researchers, showing that inside the unconsolidated part of keel, the speed of sea water currents in voids can be up to three times higher than the speed of flow under level ice surrounding the ice ridge. In later works [214–215], ice accretion over time and decreasing macroporosity of unconsolidated keel due to its permeability for sea water and variation in its salinity are substantiated.

Data on which this work was based were obtained in 1998–2019 in the Sea of Okhotsk, Kara, and Laptev seas. Drifting ice ridges studied in these seas were combined into one group. The second group included ice ridges of the Baydaratskaya Bay of the Kara Sea, the Khatanga Bay of the Laptev Sea, and ice ridges of the Shokalsky Strait, which were in fast ice at the time of research. A total of 134 drifting ice ridges and 56 fast ice ridges were considered. Table 4.3 shows the main characteristics of ice ridges from the first and second groups [108].

As a result of the work, it was determined that, in their morphometric parameters (dimensions), ice ridges in fast ice are, on average, somewhat smaller than drifting ice ridges. At the same time, they have steeper slopes of sail and keel, a much thicker CL, and the ratio of the CL thickness to average thickness of ice blocks in the sail which is twice as large. The latter indicator is an indirect sign of an older age of ice ridges in fast ice. A somewhat lower value of keel/sail ratio in ice ridges in fast ice (3.1 versus 3.6 for drifting ice ridges) is, apparently, due to more intense melting and subsequent destruction of ice bridges that fasten blocks on the lower edge of keel.

Table 4.3 – Averaged characteristics of drifting ice ridges and ice ridges in the landfast ice

Characteristics	Ice ridges	
	drifting	in the landfast ice
Number of ice ridges	134	56
Average sail height [m]	3.1	2.5
Average keel depth [m]	11.0	7.6
Ratio of the maximum keel to maximum sail	3.6	3.1
Average CL thickness [m]	1.9	2.5
Average porosity of the unconsolidated part of the sail	0.20	0.22
Average porosity of the unconsolidated part of the keel	0.27	0.21
Average vertical size of voids in the sail [m]	0.24	0.14
Average vertical size of voids in the keel [m]	0.39	0.20
Average ratio between the CL thickness and total ice ridge thickness	0.32	0.54
Average thickness of solid ice blocks in the ice ridge sail [m]	0.50	0.35
Average thickness of level ice near the ice ridge [m]	1.2	1.7
Average ratio between the CL thickness and the ice block thickness in the ice ridge sail	4.4	8.4
Average sail slope angle [degree]	26	33
Average keel slope angle [degree]	25	29

Paper [201] considers morphometric parameters of the Baydaratskaya Bay ice ridges, which were in fast ice at the time of study and summarizes the results of research for several years from 2005 to 2017. According to their data, average sail height in different years was 0.9...2 m, keel draft – 4...8 m. These values are in good agreement with data from Table 4.3 – 2.5 m sail height and 7.6 m keel draft for ice ridges in fast ice. As for the CL thickness, data from the article do not show a clearly greater

thickness of the CL for ice ridges in fast ice. Studies were carried out for ten years, and the range of values of average CL thickness (1.5...2.4 m) is relatively evenly distributed over the years of research. Porosity of unconsolidated part of the keel also varies extensively – from 0.13 to 0.44, but the most frequent porosity values lie in the range of 0.32 ... 0.36, which also significantly exceeds the values from the Table. Porosity value of 0.74 for 2013, given in [201] and considered as an outlier or a misprint, somewhat reduces the representativeness and confidence in the data presented.

K. Høyland's formula gives a direct correspondence between the porosity of the unconsolidated part of the ice ridge keel, the thickness of level ice surrounding the ice ridge and the CL thickness [149]. At the time of the ice ridge formation, there is presumably no CL and, accordingly, its thickness is zero, and formula is transformed to the form:

$$H_{CL} = \sqrt{\frac{H_{LI}^2 - H_{LI0}^2}{\Theta_{av}}},$$

where H_{CL} – is thickness of the CL, H_{LI0} is thickness of level ice during ridging, H_{LI} is thickness of level ice, Θ_{av} is the average rubble porosity. Taking average thickness of ice blocks in the sail of ice ridges as ice thickness at the time of ridging, as well as using data from Table 4.3, it is possible to calculate the expected thickness of the CL of drifting ice ridges. It turns out to be equal to 2.01 m, which is rather close to average thickness of the CL given in Table 4.3, – 1.90 m. At the same time, for ice ridges in fast ice, such a calculation gives a significantly overestimated thickness of the CL – 3.65 m. The value 2.4 m (see Table 4.3) is obtained only if we take the value 0.45 as porosity of unconsolidated keel. Such porosity for fresh ice ridges in fast ice is unlikely, especially considering that the resulting porosity of ice ridge sails in both groups is almost the same – 0.20 and 0.22 (see Table 4.3). It follows that porosity of the keel of fresh ice ridges should also be in the range of 0.24...0.30. In this case, theoretically, there should be a certain factor limiting the CL growth. According to the authors of the article [201], the most probable factor influencing the CL thickness is a significant snow cover. For

the considered ice ridges in fast ice, average snow cover thickness in the Khatanga Bay was about 0.3 m, in the Shokalsky Strait — within 0.2...0.8 m (although at some points it reached 2.3 m). Thus, the role of snow cover in the specific features of the CL growth for different types of ice ridges seems to be ambiguous. O.M. Andreev (AARI) suggests that the increased geothermal flow affects the slowdown in consolidation of fast ice ridges.

Figure 4.32 shows smoothed distributions of porosity of unconsolidated keel for drifting ice ridges and ice ridges in fast ice obtained according to the averaging procedure described above. The Figure also shows a relative amount of averaged data. Smoothing was performed by moving average with smoothing window of 2 m. Zero of y-axis corresponds to zero distance from the lower edge of keel. Dotted line shows the boundary distance, above which the amount of averaged data does not exceed 5% of total amount. It can be seen that the porosity curve of ice ridges in fast ice in the range of distances up to approximately 9 m is shifted relative to drifting ice ridges towards lower values. Figure 4.32 also shows the difference in values of averaged porosity of drifting ice ridges and ice ridges in fast ice in the most informative range. It follows from the Figure that the porosity of unconsolidated keel of fast ice ridges is on average 8.5% lower than that of drifting ice ridges (with the maximum difference of 12.7%). Average porosity of unconsolidated keel of fast ice ridges is 6% lower than that of drifting ice ridges (see Table 4.3). It should be noted that average porosity values are given for the entire thickness of unconsolidated part of keel, and the above value of 8.5% was obtained only for distances (from the lower edge of keel) in the range of 2–8 m.

The resulting difference can be related to the size of ice blocks composing ice ridges. The rate of water filtration through porous medium depends on the size of pores, in our case, on voids in unconsolidated keel. The size of voids depends on the size of ice blocks that make up the keel [124]. Voids in fast ice ridges are smaller (see Table 4.3), therefore, when the current acts on unconsolidated keel of such an ice ridge, it turns out that under-ice water almost does not penetrate into the keel, but causes keel melting from its outer boundary (mainly from below the ice ridge, where the current intensifies).

Thus, macroporosity Θ_{av} of unconsolidated part of the keel of ice ridges in fast ice decreases, since the most porous lower part of the keel melts or destroys due to erosion.

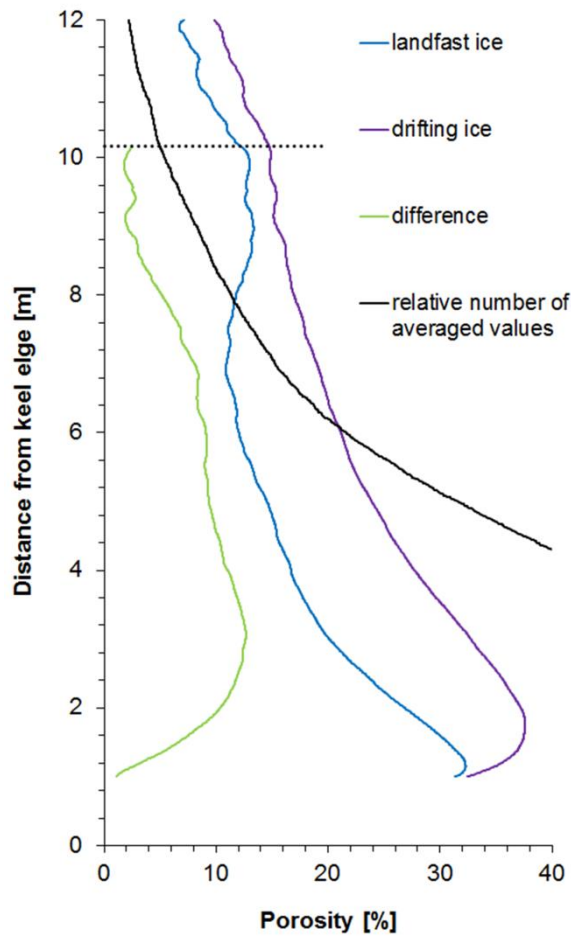


Figure 4.32 – Smoothed averaged porosity of the unconsolidated part of the keel of drifting ice ridges and ridges in the landfast ice, as well as the relative amount of averaged data. Dotted line shows the boundary depth, above which the amount of averaged data does not exceed 5% of the total

To test this assumption, computer simulation of destruction of the lower parts of keel under the action of currents was additionally performed. For 16 unconsolidated keels with a draft of 15 m, porosity distribution was modelled according to formula (4.1) [72]. Then, lower parts of keels of the size from 0.3 to 4.5 m were randomly removed. The remaining fragments of porosity distributions were shifted and averaged according to the above procedure. As a result, the averaged porosity curve

turned out to be shifted towards lower values by about 10% at the maximum value, which is quite consistent with the difference in Figure 4.32.

According to field observations, in the Shokalsky Strait (directly in the area of studying fast ice ridges), there are diurnal tidal currents with average velocity modulus of 0.04 m/s at a depth of 10 m with maximum velocity 0.23 m/s [178]. It is the data of these measurements that indirectly indicate that the main reason for reduced porosity of ice ridge keels in fast ice is the effect of under-ice currents.

Papers [214–215] consider the results of mathematical and laboratory modelling, as well as the results of *in situ* experiments, confirming the effect of sea water penetrating into keels of ice ridges on a decrease in porosity of the unconsolidated part of keel. Generalized plots of porosity in Figure 4.32 and a comparison of average vertical dimensions of voids in the sail and keel for ice ridges of both groups (see Table 4.3) clearly testify in favour of such effect.

The authors of [134] note that the ice ridge, which had been under conditions of heat transfer from the ocean to atmosphere for a long time, showed a decrease in macroporosity of keel. This may be due to the double impact on unconsolidated part of keel, both from the under-ice current described above and the increase in the CL thickness due to its thermodynamic evolution. This is confirmed by field measurements, according to which (see Table 4.3) fast ice ridges, on average, formed earlier than ice ridges on drifting ice. This is indicated by the CL thickness and the size of ice blocks (i.e., a smaller thickness of level ice from which ice ridges formed).

Thus, it follows that fast ice ridges at the time of measurements (April–May) should, on average, be somewhat smaller (due to melting of the lower part of keel) and have a lower porosity of unconsolidated part of the keel than ice ridges on drifting ice.

After the performed analysis, the following conclusions can be drawn:

- ice ridges in fast ice differed from drifting ice ridges by somewhat smaller geometric dimensions and keel/sail ratio (3.1 versus 3.6), but steeper sail and keel slopes;
- CL thickness of the studied drifting ice ridges averaged 1.9 m, and that of ice ridges in fast ice — 2.5 m;

- average consolidation degree of the studied ice ridges, i.e., the ratio of the CL thickness to total ice thickness in the ice ridge was 32% for drifting ice ridges, and 54% for ice ridges in fast ice;
- in fast ice ridges, porosity of unconsolidated part of keel was on average 6% lower than in drifting ice ridges. In the area of keel, which is at a distance less than 8 m from the keel edge, this difference averages 8.5%;
- the conclusion made earlier by other researchers that a decrease in macroporosity of unconsolidated part of the keel of ice ridges occurs gradually and is associated with under-ice currents was confirmed.

Conclusions from the fourth chapter:

1. It is shown that a change in consolidated layer thickness inside the ice ridge is associated with a change in keel thickness. Using the example of statistical processing of data array on geometric characteristics and thickness of consolidated layer of ice ridges, it is illustrated that with distance from the point on cross section of the ice ridge, where keel has the maximum draft, to the periphery of the ice ridge, thickness of consolidated layer also decreases.

2. For the first time it was shown on the diagram that in unconsolidated keel there is a general ice compaction and a decrease in porosity as it approaches water surface (zone of consolidated layer formation). In addition, the character of slope of porosity isolines corresponds to the slope of averaged keel contour, i.e., away from the point of maximum keel, the area of low porosity values (area of compacted ice) narrows towards sea level, and average keel draft also decreases accordingly. It was found that as a result of formation of a typical ice ridge even before formation of consolidated layer, the distribution of ice blocks in the keel was characterized by the following feature: in the area of the largest keel, the zone of low porosity is the most extended in depth, and away from the maximum keel point, this zone narrows.

3. For the first time, based on results of processing and averaging a large number of ice ridge drilling records, the dependence of porosity on depth was presented graphically. There is a general trend of increasing porosity with height in sail and with

depth in the ice ridge keel. At a depth below sea level, which approximately corresponds to average position of the lower boundary of consolidated layer plus its standard deviation, there is a break in porosity line. Above this break, the character of averaged porosity line is determined by distribution of the position of lower boundary of consolidated layer. Below this break — by distribution of ice blocks of unconsolidated part of keel.

4. Porosity of unconsolidated part of ice ridge keel increases with depth. Position and steepness of the exponent approximating the curve of averaged porosity of unconsolidated part of keel is determined by porosity in the lower part of keel and its compactibility. Porosity in the lower part of keel depends on the ratio of length and thickness of ice blocks that make up the ice ridge: the more elongated the blocks, the higher the porosity. Compactibility is determined by thickness and average temperature of ridging ice: the warmer the ice and the smaller its thickness, the higher the compactibility of the forming keel and the greater the slope angle of the approximating straight line.

5. For the first time, twice with an interval of eleven months, internal structure of the ice ridge was investigated by the method of electric thermal drilling with penetration rate recording. This made it possible to clarify some ideas about the evolution of dimensions and structure. Sail height decreases twice as fast as keel draft. Thickness of consolidated ice ridge layer increased by 20%, and ice ridge consolidation increased from 9 to 14%, i.e., by 5% per year. The uniqueness of this result allows considering the investigated ice ridge as a control sample for testing the hypotheses of ice ridge evolution.

6. Ice ridges in fast ice differed from drifting ice ridges by somewhat smaller geometric dimensions and keel/sail ratio (3.1 versus 3.6), but steeper sail and keel slopes. CL thickness of the studied drifting ice ridges averaged 1.9 m, and that of ice ridges in fast ice — 2.5 m; average consolidation degree of the studied ice ridges, i.e., the ratio of the CL thickness to total ice thickness in the ice ridge was 32% for drifting ice ridges, and 54% for ice ridges in fast ice. In fast ice ridges, porosity of unconsolidated part of keel was on average 6% lower than in drifting ice ridges. In the

area of keel, which is at a distance less than 8 m from the keel edge, this difference averages 8.5%.

CONCLUSION

The paper poses and solves the problem of developing special tools and methods that, simultaneously with penetration into the ice ridge, allow obtaining characteristics of its internal structure. On this basis, using statistical methods and numerical modelling, new data, and ideas about the distribution of ice in these ice features and patterns of their structure and evolution were obtained. The results obtained allow drawing the following main conclusions on these two interrelated areas of research.

I. SPECIFIC FEATURES OF THERMAL DRILLING OF ICE RIDGES.

1. A method for determining internal structure of ice ridges is substantiated by means of thermal drilling.

2. With participation of the author, devices for electric and water drilling of boreholes in ice were developed and implemented, which make it possible to record voids with high accuracy.

3. With participation of the author, units for water and electric thermal drilling of ice with recording of drilling parameters were developed, manufactured, and successfully operated for a number of years.

4. A method for determining the boundaries of areas of hard ice, loose ice and voids during thermal drilling of ice ridges and stamukhas from records of the rate of immersion of a thermodrill is proposed.

5. With participation of the author, several methods were proposed for determining the boundaries of consolidated layer: from record of the drill penetration rate, measurement of water pressure in borehole, measurement of melt water salinity, with pumping out melt water by changing from an air-water mixture to constant flow of water.

6. For the first time, the author applied a new procedure for studying the structure of ice ridges, which is drilling boreholes with penetration rate recording along the line perpendicularly cutting the ice ridge crest with borehole spacing of 0.50 or 0.25 m. Processing of records allows getting a visual picture of ice blocks location in the ice ridge body figuratively called an "X-ray" image.

7. With participation of the author, a new technology for comprehensive studies of ridged features was developed, combining thermal drilling with determination of local strength of ice using a borehole jack.

8. Methodological bases for determining generalized characteristics of internal structure of ice ridges, in particular, volumetric content of solid phase of ice, were proposed based on results of averaging thermal drilling data.

9. With participation of the author, two modifications of thermoprobe for express measurement of ice ridge temperature were developed and implemented in order to determine location of the lower boundary of consolidated ice ridge layer.

II. PATTERN OF INTERNAL STRUCTURE OF RIDGED FEATURES AND THEIR EVOLUTION

10. Based on the data of profile drilling with recording of drilling parameters, mass data were obtained on geometric dimensions and internal structure of ice ridges in the Pechora, Okhotsk, Caspian, Kara seas, the Laptev Sea, and central Arctic Basin of the Arctic Ocean. For the first time, with participation of the author, ice ridges in the Taganrog Bay of the Sea of Azov and ice ridges in the Khatanga Bay of the Laptev Sea were studied. For the first time, the author studied ice ridges in the Shokalsky Strait. Their morphometric characteristics and internal structure were determined.

11. It is shown that a change in the CL thickness inside the ice ridge is associated with a change in keel thickness. On the example of statistical processing of the array of data on geometric characteristics and thickness of consolidated layer of ice ridges, it is illustrated that with distance from the point of maximum keel draft to the periphery of ice ridge cross section, thickness of consolidated layer also decreases.

12. For the first time it is shown on diagrams that in unconsolidated keel there is a general ice compaction and a decrease in porosity as it approaches water surface (zone of consolidated layer formation). In addition, the character of the slope of porosity isolines corresponds to the slope of averaged keel contour, i.e., away from the point of the maximum keel, the area of low porosity values (area of compacted ice) narrows towards sea level, and average keel draft also decreases accordingly. It was found that as a result of formation of a typical ice ridge even prior to formation of consolidated

layer, the distribution of ice blocks in keel is characterized by the following feature: in the area of the largest keel, low porosity zone is the most extended in depth, and away from the point of the maximum keel, this zone narrows.

13. For the first time, based on results of processing and averaging a large number of ice ridge drilling records, dependence of porosity on depth is presented in a graphical form. There is a general trend of increasing porosity with height in the sail and with depth in the ice ridge keel. At a depth below sea level, which approximately corresponds to average position of the lower boundary of consolidated layer plus its standard deviation, there is a break in porosity line. Above this break, the character of averaged porosity line is determined by distribution of the position of lower boundary of consolidated layer. Below this break – by distribution of ice blocks of unconsolidated part of keel.

14. Porosity of unconsolidated part of the ice ridge keel reaches its maximum values at the lower edge of the keel and is in the range of 0.450 ± 0.125 with a 90% probability. With increasing draft of keel, its compaction under the action of the Archimedes force occurs to porosity values $0.07 \dots 0.12$. Compaction of keel is determined by thickness and average temperature of ice at the time of ridging. The thinner the ice, the higher the compactibility of keel, and this dependence is non-linear. The warmer the ice, the higher the compactibility of keel.

15. For the first time, twice with an interval of eleven months, internal structure of the ice ridge was investigated by the method of electric thermal drilling with velocity recording. This made it possible to clarify some ideas about the evolution of dimensions and structure. Sail height decreases twice as fast as keel draft. Thickness of consolidated ice ridge layer increased by 20%, and ice ridge consolidation increased from 9 to 14%, i.e., by 5% per year. The uniqueness of this result allows considering the investigated ice ridge as a control sample for testing the hypotheses of ice ridge evolution.

16. A functional relationship between drill penetration rate and local ice strength is presented. The range of local ice strength corresponds to a certain penetration rate of thermal drilling. With increasing ice strength and decreasing drill penetration rate, the

range of changes in characteristics of ice strength increases and the correspondence of strength to drill penetration rate decreases.

Ways for further development of research are:

- a) improvement of thermal drilling equipment and expansion of the number of recorded drilling parameters, use of satellite systems for referencing of boreholes, introduction of developed methods for determining location of different elements of ice ridges, in particular, the consolidated layer;
- b) revealing regional dependences of ice ridge structure on climatic conditions;
- c) implementation of a new technology of integrated studies of ridged features combining thermal drilling with determination of local strength of ice using a borehole jack; use of acoustic tomography;
- d) development of numerical simulation of the dynamics of ice ridge formation processes.

REFERENCES

1. *Alekseev Iu.N., Afanas'ev V.P., Litonov O.E., Mansurov M.N., Panov V.V., Truskov P.A. Ledotekhnicheskie aspekty osvoeniia morskikh mestorozhdenii nefi i gaza.* Ice engineering aspects of the development of offshore oil and gas fields. Ed.: Litonov O.E. and Panov V.V. St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 2001: 360 p.
2. *Andreev O.M. Vliianie vertikal'noi neodnorodnosti zapolneniia kilia torosa na skorost' ego promerzaniia.* Effect of vertical inhomogeneity of the ridge keel filling on its freezing rate. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2013, 2 (122): 63–68.
3. *Andreev O.M. Uchet vnutrennei struktury kilia torosa pri termodinamicheskikh raschetakh evoliutsii konsolidirovannogo sloia.* Accounting of the internal structure of the ice hummock keel in thermodynamic calculations of the evolution of the consolidated layer. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2020, 60 (4): 547–556.
4. *Andreev O.M., Ivanov B.V. Odnomernaia termodinamicheskaia model' evoliutsii torosa.* One-Dimensional Thermodynamic Model of Hummock Evolution. *Meteorologiya i gidrologiya.* Russian Meteorology and Hydrology. 2007, 6: 38–43.
5. *Astafiev V.N., Surkov G.A., Truskov P.A. Torosy i stamukhi Okhotskogo moria.* Ice ridges and stamukhas of the Sea of Okhotsk. St. Petersburg: Progress-Pogoda, 1997: 184 p.
6. *Atlas ledianykh obrazovanii.* Atlas of ice formations. Ed.: V.M. Smolyanitsky. St. Petersburg: AARI, 2019: 232 p.
7. *Beketsky S.P. Morfologicheskie i prochnostnye parametry torosistykh obrazovaniy Okhotskogo moria.* Morphologic and strength parameters of ice pressure ridges in the sea of Okhotsk. Doctoral thesis (geography). 1996. SakhalinNIPImorneft, Okha, Russia.
8. *Bogorodsky V.V., Gavriilo V.P. Led: Fizicheskie svoistva. Sovremennye metody gliatsiologii.* Ice. Physical properties. Modern methods of glaciology. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1980: 384 p.
9. *Bogorodsky V.V., Gavriilo V.P., Nedoshivin O.A. Razrushenie l'da. Metody, tekhnicheskie sredstva.* Ice destruction. Methods, technical means. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1983: 232 p.

10. *Bolgov M.V. et al. Kaspiiskoe more: ekstremal'nye gidrologicheskie sobytiia.* Caspian Sea: extreme hydrological events. Ed.: Khublarian M.G. Moscow: Nauka, 2007: 381 p.
11. *Borisenko N.I. Instrumental'nye tverдые сплавы. Лабораторный практикум.* Tool hard alloys. Laboratory practice. Moscow: Pavlov GOU PK No. 8, 2009: 174 p.
12. *Borodachev V.E., Beketsky S.P., Truskov P.A. O morfologicheskikh kharakteristikakh stamukh.* About morphological characteristics of stamukhas. *Trudy Arkticheskogo i antarkticheskogo nauchnoy-issledovatel'skogo instituta.* Proc. of AARI. 1990, 418: 116–128.
13. *Borodachev V.E., Gavriilo V.P., Kazansky M.M. Slovar' morskikh ledovykh terminov.* Glossary of sea ice terms. St. Petersburg: Gidrometeoizdat. 1994: 128 p.
14. *Borodkin V.A., Guzenko R.B., Kovalev S.M., et al. Sposob opredeleniia fiziko-mekhanicheskikh i morfometricheskikh kharakteristik ledovykh torosistykh obrazovaniy* (Method for determining the physico-mechanical and morphometric characteristics of ice hummock formations). Patent RF, no. 2730003, 2020.
15. *Briazgin N.N. Snezhnyi pokrov morskikh l'dov (Morskoi led. Sbor i analiz dannykh nabliudeniy, fizicheskie svoystva i prognozirovaniye ledovykh usloviy (spravochnoe posobie)).* Snow cover of sea ice (Sea ice. Collection and analysis of observational data, physical properties and prediction of ice conditions (reference manual)). St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 1997: 177–185.
16. *Bukharitsin P.I. Issledovaniia Kaspiiskikh l'dov.* Research of the Caspian ice. Palmarium Academic Publishing, 2019: 122 p.
17. *Bukharitsin P.I. Osobennosti protsessov torosheniia ledianogo pokrova severnoi chasti Kaspiiskogo moria.* Features of the processes of ice-ridging in the northern part of the Caspian Sea. *Vodnye resursy.* Water resources, 1984, 6: 115–123.
18. *Bushuev A.V., Volkov N.A., Loschilov V.S. Atlas ledovykh obrazovaniy.* Atlas of ice features. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1974: 140 p.

19. Vasil'ev N.I., Dmitriev A.N., Krasilev A.V., Zubkov V.M., Shashkin V.M. *Teplovaia koronka termoburovogo probootbornika*. Thermal crown of the thermoburic sampler. Patent RF no. 2232269, 2004.

20. Vasil'ev N.I., Dmitriev A.N., Zubkov V.M., Krasilev A.V. *Teplovaia koronka termoburovogo probootbornika*. Thermal crown of the thermoburic sampler. Patent RF no. 2002130417/03(032130), 2004.

21. Gavrilov V.P., Gristshenko V.D., Loschilov V.S. *K voprosu o naturnykh issledovaniiah morfologii torosov na arkticheskikh l'dakh i vozmozhnosti modelirovaniia protsessov torosheniia*. On the question of in situ studies of ice ridges morphology on the Arctic ice and possibility to model the ridging processes. *Trudy Arkticheskogo i antarkticheskogo nauchnoy-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of AARI, 1974, 316: 70–76.

22. Gaitskhoki B.Ya., Spitsyn V.A. *Nekotorye rezul'taty izmereniia temperatury l'da na dreifuiushchei stantsii «Severnyi polius – 13f»*. Some results of ice temperature measurement at the drifting station "North Pole – 13f". *Trudy Arkticheskogo i antarkticheskogo nauchnoy-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of AARI, 1970, 295: 154–158.

23. Gordienko E.V. *Eksperimental'noe izuchenie protsessa razvitiia odnoletnikh torosov i otsenka vliianiia etogo protsessa na raschet sooruzhenii shel'fa*. *Trudy RAO*. Investigation of first-year ridges development and estimation of influence of this process on designation on offshore constructions. Proc. of RAO–03, St. Petersburg, Russia, 2003, 444–448.

24. Grishchenko V.D. *Morfometricheskie kharakteristiki griad torosov na l'dakh Arkticheskogo basseina*. Morphometric characteristics of ice ridges in the Arctic Basin. *Trudy Arkticheskogo i antarkticheskogo nauchnoy-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of AARI, 1988, 401: 46–55.

25. Grishchenko V.D. *Opyt issledovaniia podvodnoi chasti dreifuiushchikh l'dov*. Experience of studying the lower part of drifting ice. *Trudy Arkticheskogo i antarkticheskogo nauchnoy-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of AARI, 1973, 307: 164–168.

26. Gudoshnikov Yu.P., Zubakin G.K., Naumov A.K. *Morfometricheskie kharakteristiki ledianykh obrazovaniy Pechorskogo moria po mnogoletnim ekspeditsionnym dannym*. *Trudy RAO*. Morphometric characteristics of ice features of the Pechora Sea based on multiyear expedition data. Proc. RAO, St. Petersburg, Russia, 2003: 295–299.

27. Gudoshnikov Yu.P., Zubakin G.K., Naumov A.K. *Statisticheskie kharakteristiki elementov torosistykh obrazovaniia (Lediane obrazovaniia morei Zapadnoi Arktiki)*. Statistical characteristics of the elements of hummock formations (Ice formations of the seas of the Western Arctic). St. Petersburg: AARI, 2006: 88–99.

28. Guzenko R.B., Mironov Ye.U., Kharitonov V.V., et al. *Kompleksnoe issledovanie starykh torosov v Severnom Ledovitom okeane*. Comprehensive study of old hummocks in the Arctic Ocean. *Led i sneg*. Ice and Snow, 2020, 60(3): 431–444.

29. Guzenko R.B., Kharitonov V.V., Mironov Ye.U. *Osobennosti vnutrennei struktury torosov i stamukh v arkticheskikh moriakh. Trudy II Vserossiiskoi konferentsii «Gidrometeorologiya i ekologiya: dostizheniia i perspektivy razvitiia»*. Features of the internal structure of hummocks and stamukhas in the Arctic seas. Proc. of the II All-Russian Conference "Hydrometeorology and Ecology: achievements and development prospects". St. Petersburg, December 19–20 2018: 206–208.

30. Doronin N.Yu., Speransky D.A., Stepanyuk A.I., Vasiliev N.I. *Razrabotka i ispol'zovanie termicheskikh igl dlia bureniia ledovykh obrazovaniia na shel'fe zamerzaiushchikh morei. Trudy RAO*. Design and usage of thermal needle for drilling ice formation on the shelf of freezing seas. Proc. of RAO'01, St. Petersburg, Russia, 2001: 302–304.

31. Doronin Yu.P. *K voprosu o narastanii morskogo l'da*. On the issue of sea ice buildup. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. St. Petersburg, 1959, 1: 78–83.

32. Zheltov Yu.P. *Razrabotka neftiannykh mestorozhdenii*. Oil field development. Moscow: Nedra, 1998: 208 p.

33. Zotikov I.A. *Teplofizika lednikovyykh pokrovov*. Thermophysics of glacial covers. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1985: 288 p.

34. Zubakin G.K., Gudoshnikov Yu.P., Naumov A.K., Stepanov I.V., Kubyshekin N.V. *Osobennosti stroeniia i svoistv torosov v vostochnoi chasti Barentseva moria po dannym ekspeditsii 2003 g.* Features of the structure and properties of hummocks in the eastern part of the Barents Sea according to the expedition of 2003. *Trudy Arkticheskogo i antarkticheskogo nauchnoy-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of AARI, 2004, 449: 180–196.

35. Zubov N.N. *L'dy Arktiki*. Arctic Ice. Moscow: Izdatel'stvo Glavsevmorputi, 1945: 360 p.
36. Isachenko V.P., Osipova V.A., Sukomel A.S. *Teploperedacha*. Heat transfer. Moscow: «Energii», 1975: 488 p.
37. Kovalev S.M., Kharitonov V.V., Shushlebin A.I. *Sposob opredeleniia prochnosti l'da v torosakh i stamukhakh*. Method for determining the strength of ice in hummocks and stamukhas. Patent RF no. 2717261, 2020.
38. Komarovskiy V.A. *Obrazovanie, stroenie i morfometricheskie kharakteristiki griady torosov iz molodogo l'da*. Formation, structure and morphometric characteristics of ice ridges formed from young ice. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic, 1984, 58: 92–94.
39. Korn G., Korn T. *Mathematical handbook*. 2nd ed. New York, San Francisco, Toronto, London, Sidney, 1968. (Russ, ed.: Aramanovich I.G. *Spravochnik po matematike dlia nauchnykh rabotnikov i inzhenerov*. Moscow: Nauka, 1978: 832 p.).
40. Koshkin N.I., Shirkevich M.G. *Spravochnik po elementarnoi fizike*. Handbook of Elementary Physics. Moscow: Nauka, 1976: 256 p.
41. Kudriashov B.B., Vasil'ev N.I., Dmitriev A.N., Krasilev A.V., Zubkov V.M. *Koronka dlia bureniia-plavlennia l'da*. Crown for drilling-melting ice. Patent RF no. 2209918, 2003.
42. Kudriashov B.B., Chistiakov V.K., Litvinenko B.S. *Burenie skvazhin v usloviakh izmeneniia agregatnogo sostoianiia gornyykh porod*. Drilling boreholes in conditions of changes in the aggregate state of rocks. Moscow: Nedra, 1991: 295 p.
43. Lavrov V.V. *Deformatsiia i prochnost' l'da*. Deformation and strength of ice. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1969: 208 p.
44. *Ledianye obrazovaniia morei zapadnoi Arktiki*. Ice formations of the seas of the western Arctic. Ed.: Zubakin G.K. St. Petersburg: AARI, 2006: 272 p.
45. Mironov Ye.U., Gudoshnikov Yu.P., Smirnov V.N. *Sovremennyye metody ledovykh issledovaniy i izyskaniy na shel'fe arkticheskikh morei*. Current methods of ice studies and explorations on the shelf of the Arctic seas. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. St. Petersburg, 2015, 1(103): 57–68.

46. Mironov Ye.U., Lebedev A.A., Spichkin V.A., Tiuriakov A.B. *Izuchennost' ledovykh uslovii shel'fa iugo-vostoka Barentseva i iugo-zapada Karskogo morei*. Study of ice conditions of the shelf of the south-east of the Barents and south-west of the Kara Seas. *Trudy Arkticheskogo i antarkticheskogo nauchnoy-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of AARI, 2001, 444: 59–72.

47. Mironov Ye.U., Kliachkin S.V., Porubaev V.S. *Morfometricheskie kharakteristiki griad torosov i stamukh po dannym naturnykh nabliudenii i model'nykh raschetov v severo-zapadnoi chasti Kaspiiskogo moria*. Morphometric characteristics of the ridges of hummocks and stamukhs according to field observations and model calculations in the northwestern part of the Caspian Sea. *Trudy RAO*. Proc. of 9th Int. Conf. RAO'09, St. Petersburg, 15–18 September 2009: 280–286.

48. Mironov Ye.U., Kovalev S.M., Makarov Ye.I. *Ledovye izyskaniia i issledovaniia na shel'fe arkticheskikh i zamerzaiushchikh morei Rossii*. Ice surveys and research on the shelf of the Arctic and freezing seas of Russia. *Materialy XII obshcherossiiskoi konferentsii izyskatel'skikh organizatsii «Perspektivy razvitiia inzhenernykh izyskaniy v stroitel'stve v Rossiiskoi Federatsii»*. Proc. of the XII All-Russian conference of survey organizations "Prospects for the development of engineering surveys in construction in the Russian Federation". Moscow, December 07–09 2016. Publishing house: Geomarketing LLC, 580–584.

49. Mironov Ye.U., Morev V.A., Porubaev V.S., Kharitonov V.V. *Metod vodianogo termobureniia dlia issledovaniia vnutrennei struktury ledianykh obrazovaniy*. Study of Geometry and Internal Structure of Ice Ridges and Stamukhas using Thermal Water Drilling. *Trudy RAO*. Proc. of the 17th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. Trondheim, Norway, 2003: 623–634.

50. Mironov Ye.U., Porubaev V.S. *Morfometricheskie parametry torosov i stamukh po dannym ekspeditsionnykh issledovaniy v severo-zapadnoi chasti Kaspiiskogo moria*. Morphometric parameters of hummocks and stamukhs according to the data of expedition studies in the north-western part of the Caspian Sea. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology, 2011, 5: 68–76.

51. Mironov E.U., Porubaev V.S. *Otsenka vozrasta griad torosov v zamerzaiushchikh moriakh*. Estimation of the age of ice hummocks in the freezing seas. *Led i Sneg*. Ice and Snow, 2019, 59 (3): 355–362.

52. Mironov E.U., Porubaev V.S. *Statisticheskaiia model' morfometrii griady torosa v iugo-zapadnoi chasti Karskogo moria*. Statistical model of ice ridge morphometry in the southwestern part of the Kara Sea. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. St. Petersburg, 2011, 3(89): 49–61.

53. Mironov E.U., Porubaev V.S. *Formirovanie griad torosov v pribrezhnoi chasti Karskogo moria i ikh morfometricheskie kharakteristiki*. Formation of ice ridges in the coastal part of the Kara Sea and their morphometric characteristics. *Sovremennye problemy nauki i obrazovaniia*. Modern problems of science and education. 2012, 4, URL: <http://science-education.ru/ru/article/view?id=6707> (accessed 16.09.2020).

54. Mironov Ye.U., Smirnov V.N., Tiuriakov A.B., Verbitskaia O.A. *Issledovanie ledianykh obrazovaniia i parametrov ekzaratsii morskogo dna v Baidaratskoi gube dlia obespecheniia stroitel'stva podvodnogo truboprovoda*. Investigation of ice formations and parameters of seabed exaration in the Baydaratskaya Bay to ensure the construction of an underwater pipeline. *Trudy RAO*. Proc. RAO'11, 13–16 September 2011, St. Petersburg: 185–190.

55. *Elektrotermobury dlia bureniia skvazhin v lednikovom pokrove*. Electric thermal drill for drilling boreholes in the ice sheet. *Materialy gliatsiologicheskikh issledovaniia. Khronika, obsuzhdenie*. Materials of glaciological studies. Chronicle, discussion, 1976, 28: 118–120.

56. Morev V.A., Kharitonov V.V. *Nakonechnik dlia vodianogo termobura*. Water thermal drill tip. Patent RF no. 2684537, 2019.

57. Morev V.A., Morev A.V., Kharitonov V.V. *Sposob opredeleniia struktury torosov i stamukh, svoistv l'da i granitsy l'da i grunta*. Method of determining structure of ice hummocks and grounded ice hummocks, properties of ice and boundaries of ice and ground. Patent RF no. 2153070, 2000.

58. Morev V.A., Morev A.V., Kharitonov V.V., Nikiforov A.G. *Ustroistvo dlia bureniia skvazhin v ledianykh obrazovaniikh*. Device for drilling boreholes in ice formations. Patent RF no. 52068, 2005.

59. Morev V.A., Kharitonov V.V. *Vodianoi termobur dlia bureniia skvazhin v ledianykh obrazovaniikh*. Water thermodrill for drilling boreholes in ice bodies. Patent RF no. 2640605, 2018.

60. Morev V.A., Kharitonov V.V., Savin R.A., Seifulin D.E. *Vodianoi ledorez dlia prigotovleniia prorezei v ledianykh obrazovaniikh*. Water ice cutter for making slots in ice formations. Patent RF no. 2639730, 2017.

61. Morev V.A., Kharitonov V.V. *Sposob opredeleniia raspolozheniia granitsy l'da i grunta pri burenii stamukh goriachei vody*. Method of determining ice boundary and ground while burning stamukh of hot water. Patent RF no. 2647545, 2018.

62. Morev V.A., Kharitonov V.V. *Sposob opredeleniia raspolozheniia nizhnei granitsy konsolidirovannogo sloia torosov i stamukh pri elektrotermoburenii*. Method of determining location of bottom boundary of toros and hummock consolidated layer in electro-thermal drilling. Patent RF no. 2630017, 2017.

63. Morev V.A., Kharitonov V.V. *Sposob opredeleniia raspolozheniia nizhnei granitsy konsolidirovannogo sloia torosov i stamukh po solenosti taloi vody pri elektrotermoburenii*. Method of location of lower boundary of consolidated layer of ridge and hummock based on water melt salt content in thermal electric drilling. Patent RF no. 2643376, 2018.

64. Morev V.A., Kharitonov V.V. *Termozond dlia izmereniia profilia temperatury sredy*. Thermosonde for measuring the temperature profile of the medium. Patent RF no. 128323, 2012.

65. Morev V.A., Kharitonov V.V. *Ustroistvo dlia elektrotermicheskogo bureniia skvazhin v kholodnom l'du*. Device for electrothermal drilling of boreholes in cold ice. Patent RF no. 164818, 2016.

66. Nazintsev Yu.L., Panov V.V. *Fazovyi sostav i teplofizicheskie kharakteristiki morskogo l'da*. Phase composition and thermophysical characteristics of sea ice. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 2000: 84 p.

67. Naumov A.K. *Morfometricheskie kharakteristiki ledianykh obrazovaniy Barentseva moria*. Morphometric characteristics of ice formations of the Barents Sea. PhD thesis. St. Petersburg, 2010: 12 p.
68. Naumov A.K., Vinogradov R.A. *Sravnenie razlichnykh metodov izmereniia osadki ledianykh obrazovaniy*. Comparison of different methods for measuring the ice formations draft. *Trudy Arkticheskogo i antarkticheskogo nauchnoy-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of AARI, 2009, 450: 137–141.
69. Novitskii P.V., Zograf I.A. *Otsenka pogreshnostei rezul'tatov izmerenii*. Estimation of measurement result errors. Leningrad: Energoatomizdat. 1991: 304 p.
70. *Novye materialy v tekhnike*. New materials in technology. Ed.: Trostianskaia E.B., Kolachev B.A., Sil'vestrovich S.I. et al. Moscow: Khimiia. 1964: 656 p.
71. Ogorodov S.A., Shestov A.S., Arkhipov V.V. [i dr.] *Sovremennyi ledovo-ekzaratsionnyi rel'ef na shel'fe zapadnogo Yamala: naturnye issledovaniia i modelirovanie*. Modern ice-exaration relief on the shelf of Western Yamal: field studies and modeling. *Vestnik NGU. Serii: Matematika, mekhanika, informatika*. Bulletin of the NSU. Series: Mathematics, Mechanics, Computer science. 2013, 13(3): 77–89.
72. Oleinikov A.I., Skachkov M.N. *Model' uplotniaemykh sypuchikh tel i nekotorye ee prilozheniia*. Model of compacted bulk solids and some of its applications. *Informatika i sistemy upravleniia*. Computer science and control systems. 2011, 4(30): 48–57.
73. Ostroumov G.A. *Svobodnaia konvektsiia v usloviakh vnutrennei zadachi*. Free convection in the conditions of an internal problem. M.-L.: Gosudarstvennoe izdatel'stvo tekhniko-teoreticheskoi literatury. Moscow–Leningrad: State Publishing House of Technical and Theoretical Literature, 1952: 256 p.
74. *Otchet o NIR «Ledoissledovatel'skie raboty v fevrale 2008 goda v raione mestorozhdeniia im. V. Filanovskogo v severo-zapadnoi chasti Kaspiiskogo moria»*. R&D report "Ice exploration works in February 2008 in the area of the V. Filanovsky field in the northwestern part of the Caspian Sea". St. Petersburg, AARI funds, 2008: 325 p.
75. *Otchet o NIR «Provedenie ledovykh i gidrometeorologicheskikh issledovaniy v more Laptevykh v zimnii period 2017 g. (Ekspeditsiia «Khatanga–zima–2017»)»*. R&D report

"Conducting ice and hydrometeorological studies in the Laptev Sea in winter 2017 (Expedition "Khatanga–winter–2017)"). St. Petersburg, AARI funds, 2017, 2: 182 p.

76. *Otchet o rabote po proektu «Predostavlenie uslug provedeniia nadlednykh issledovaniï» (itogovyi)*. Report on the work on the project "Provision of services for conducting above-ice research" (final). St. Petersburg, AARI funds, 2013: 286 p.

77. *Pavlov V.A., Kornishin K.A., Efimov Ia.O. [i dr.] Osobennosti razvitiia konsolidirovannogo sloia griad torosov v moriakh Karskom i Laptevykh*. Peculiarities of consolidated layer growth of the Kara and Laptev Sea ice ridges. *Neftianoe khoziaistvo*. Oil industry. 2016, 11: 49–54.

78. *Peschanskii I.S. Ledovedenie i ledotekhnika*. Ice science and ice engineering. Leningrad: Hydrometeorological Publishing House, 1967: 464 p.

79. *Popov N.I., Fedorov K.N., Orlov V.M. Morskaia voda. Spravochnoe rukovodstvo*. Sea water. Reference Guide. Ed.: member-correspondent USSR Academy OF Sciences Monin A.S. Moscow: Nauka, 1979: 328 p.

80. *Porubaev V.S. Maksimal'naia osadka kilei griad torosov v glubokovodnoi chasti Severnogo Ledovitogo okeana*. Maximum draft of keels of ridges of hummocks in the deep part of the Arctic Ocean. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research, 2014, 2(100): 75–81.

81. *Predvaritel'nyi otchet o NIR «Izuchenie geometrii griad torosov i prochnosti l'da v ramkakh proekta Sakhalin–5»*. Preliminary research report on "Studying the geometry of hummock ridges and ice strength within the Sakhalin–5 project". St. Petersburg, AARI funds, 2006: 303 p.

82. *Romanov I.P. Ledianoi pokrov Arkticheskogo basseina*. Ice cover of the Arctic basin. St. Petersburg: Reprint of AARI, 1992: 211 p.

83. *Svod pravil 38.13330.2018. Nagruzki i vozdeistviia na gidrotekhnicheskie sooruzheniia (volnovye, ledovye i ot sudov)*. SNIIP 2.06.04-82*. Code of Rules 38.13330.2018. Loads and impacts on hydraulic structures (wave, ice and from ships). SNIIP 2.06.04-82*. Moscow: Ministry of Construction of Russia, 2018: 122 p.

84. *Skachkov M.N. Plotnost' i davlenie sypuchikh sred v pole tiagoteniia*. Density and pressure of bulk media in the field of gravity. *Fiziko-tekhnicheskie problemy razrabotki poleznykh iskopaemykh*. Physico-technical problems of mineral development, 2011, 1: 34–41.

85. *Smirnov V.N., Sheikin I.B., Shushlebin A.I. [i dr.]. Izmereniia krupnomasshtabnoi prochnosti torosov: Sakhalin 1998*. Measurements of large-scale strength of hummocks: Sakhalin 1998. *Trudy shestoi Mezhdunarodnoi konferentsii po sudam i morskim konstruktsiiam v kholodnykh regionakh*. Proc. of 6th Int. Conf. On Ships and Marine Structures in Cold Regions ICETECH'2000. 12–14 Sept., 2000: 512–518.

86. *Smirnov V.N., Kovalev S.M., Borodkin V.A., Niubom A.A., Shushlebin A.I. Instrumental'nyi monitoring i kratkosrochnyi prognoz iavlenii szhatiia i torosheniia v morskikh l'dakh*. Instrumental monitoring and short-range forecast of phenomena of compression and ridging in sea ice. St. Petersburg: AARI, 2017: 174 p.

87. *Smirnov V.N., Shushlebin A.I., Kovalev S.M., Sheikin I.B. Metodicheskoe posobie po izucheniiu fiziko-mekhanicheskikh kharakteristik ledianykh obrazovaniia kak iskhodnykh dannykh dlia rascheta ledovykh nagruzok na berega, dno i morskije sooruzheniia*. Methodological aid for study of physical-mechanical characteristics of ice features as initial data for calculation of ice loads on shores, seabed and offshore structures. St. Petersburg: AARI, 2011: 178 p.

88. *Stepanov I.V., Likhomanov V.A., Nikolaev P.M. Fizicheskoe modelirovanie evoliutsii torosistogo obrazovaniia*. Physical modeling of the evolution of a hummock formation. *Trudy Arkticheskogo i antarkticheskogo nauchnoy-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of AARI, 2004, 449: 90–103.

89. *Surkov G.A. Vnutrennee stroenie torosistykh obrazovaniia shel'fa Severnogo Sakhalina*. Internal structure of the hummock formations of the Northern Sakhalin shelf. *3-ia mezhdunarodnaia konferentsiia «Osvoenie shel'fa arkticheskikh morei»*. 3rd Int. Conf. "Development of the Arctic Seas shelf". September 23–26 1997, Abstracts of reports: 181.

90. *Surkov G.A. Nauchno-metodicheskie osnovy rascheta nagruzok ot ledianykh torosov na morskije neftegazopromyslovye sooruzheniia*. Scientific and methodological bases for calculating loads from ice hummocks on offshore oil and gas facilities. Abstract of the diss. ...Dr. technical sciences. Moscow, 2001: 37 p.

91. Sukhanov L.A. *Kompleksnoe primeneniie metodov elektromagnitnogo zondirovaniia i termoelektrobureniia dlia issledovaniia neodnorodnykh gornyykh lednikov*. Complex application of electromagnetic sensing and thermo-electric drilling methods for the study of heterogeneous mountain glaciers. PhD thesis. Moscow, 1979: 20 p.

92. Sukhanov L.A. *Sposob opredeleniia plotnosti snezhno-ledianogo pokrova*. Method for determining the density of snow and ice cover. Patent RF no. 468133, 1975.

93. Teleshev V.I., Vatin N.I., Marchuk A.N., Komarinskii M.V. *Proizvodstvo gidrotekhnicheskikh rabot. Chast' 1. Obshchie voprosy stroitel'stva. Zemlianye i betonnye raboty. Uchebnik dlia vuzov*. Production of hydraulic engineering works. Part 1. General construction issues. Excavation and concrete works. Textbook for universities. Moscow: ASV Publishing House. 2012: 488 p.

94. *Tekhnicheskii otchet (1997v) po rezul'tatam kompleksnykh inzhenernykh izyskatel'skikh rabot v Pecherskom more po proektu Prirazlomnogo NM (Pechora 97). Stadiia «Proekt»*. Technical report (1997 c) on the results of complex engineering survey work in the Pechora Sea under the Prirazlomnoye NM project (Pechora 97). The "Project" stage. Ed.: Zubakin G.K. St. Petersburg, AARI funds, 1997: 364 p.

95. *Tekhnicheskii otchet po rezul'tatam kompleksnykh ledoissledovatel'skikh rabot v Pecherskom more v aprele 1999 goda («Pechora 99»)*. Technical report on the results of complex ice exploration in the Pechora Sea in April 1999 ("Pechora 99"). Ed.: Zubakin G.K. St. Petersburg, AARI funds, 1999: 196 p.

96. Tyshko K.P. *Formirovanie i konsolidatsiia torosov v odnoletnem ledianom pokrove arkticheskikh morei kak rezul'tat laboratornykh i naturnykh issledovaniia*. Formation and consolidation of hummocks in the first-year ice cover of the Arctic seas as a result of laboratory and field studies. *Meteorologiya i gidrologiya*. Russian Meteorology and Hydrology. 2009, 8: 71–79.

97. Tyshko K.P., Kovalev S.M. *Rol' vodno-shugovykh sloev v narastanii odnoletnego ledianogo pokrova i konsolidatsii torosov*. Role of water-shuga layers in the growth of first-year ice cover and consolidation of ice ridges. *Meteorologiya i gidrologiya*. Russian Meteorology and Hydrology. 2006, 8: 72–82.

98. Tyshko K.P., Kharitonov V.V. *Nekotorye osobennosti formirovaniia odnoletnikh torosistykh obrazovaniï pri mnogokratnykh podvizhках ledianykh polei*. Some features of one-year ice hummock formation at multiple ice field motions. *Meteorologiya i gidrologiya*. Russian Meteorology and Hydrology. 2011, 10: 53–57.

99. Kharitonov V.V. *Vodianoe i elektrotermoburenie. Chto predpochtitel'nee?* / Water and electro-thermal drilling. Which is preferable? *Rossiiskie poliarnye issledovaniia*. Russian Polar research. 2013, 1(11): 36–37.

100. Kharitonov V.V. *Issledovaniia stroeniia torosov proliva Shokal'skogo*. Studies of the structure of hummocks of the Shokalsky Strait. *Rossiiskie poliarnye issledovaniia*. Russian Polar research. 2016, 3(25): 11–13.

101. Kharitonov V.V. *O poristosti nekonsolidirovannoi chasti kilia torosov*. On the Porosity of the Unconsolidated Part of Ice Ridge Keel. *Meteorologiya i gidrologiya*. Russian Meteorology and Hydrology. 2021, 46: 280–285.

102. Kharitonov V.V. *Osobennosti stroeniia torosov Baidaratskoi guby, issledovannykh vesnoi 2010 g.* Peculiarities of internal structure of the Baydaratskaya bey first-year ice ridges in spring 2010. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research, 2011, 4(60): 21–26.

103. Kharitonov V.V. *Raspredelenie poristosti nekonsolidirovannoi chasti kilia torosov*. Trends in porosity changes of the unconsolidated part of ice ridge keel. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research, 2021, 67(1): 44–59.

104. Kharitonov V.V. *Rezul'taty issledovaniia torosov na dreifuiushchikh stantsiiakh vo vremia Mezhdunarodnogo poliarnogo goda (Okeanografiia i morskoi led)* Results of the study of hummocks at drifting stations during the International Polar Year (Oceanography and sea ice). Moscow: Paulsen, 2011: 385–394.

105. Kharitonov V.V. *Sezonnaia izmenchivost' temperatury l'da po rezul'tatam izmerenii na dreifuiushchei stantsii «Severnyi polius – 38»*. Seasonal variability of ice temperature according to the results of measurements at the drifting station "North Pole – 38". *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research, 2017, 4(114): 66–75.

106. Kharitonov V.V. *Torosy proliva Shokal'skogo (arkhipelag Severnaia Zemlia)*. Ice ridges in the Shokalsky strait, the Severnaya Zemlya archipelago. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2019, V. XXIII, 3: 52–60.

107. Kharitonov V.V. *Ekspperimental'nye issledovaniia vnutrennego stroeniia torosov i stamukh s pomoshch'iu elektrotermobureniia*. Experimental studies of the internal structure of hummocks and stamukhas using electric thermal drilling. PhD thesis. St. Petersburg, 2005: 26 p.

108. Kharitonov V.V., Andreev O.M. *K voprosu ob otlichii dreifuiushchikh torosov i torosov v pripae*. On the difference between drifting ice ridges and ice ridges in the landfast ice. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2022, V. XXVI, 3: 43–50.

109. Kharitonov V.V., Borodkin V.A. *Stamukhi: terminy i metody issledovaniia*. Stamukhas: research methods and terminology. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2020, V. XXIV, 4: 17–22.

110. Kharitonov V.V., Klein A.E., Guzenko R.B. *Osobennosti morfometrii torosistykh obrazovaniï so smeshchennymi parusom i kilem*. Features of morphometry of hummock formations with displaced sail and keel. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research, 2008, 3(80): 131–135.

111. Kharitonov V.V., Morev V.A. *Vodianoi ledorez s avtomaticheskimi forsunkami dlia prigotovleniia prorezei v ledianykh obrazovaniïakh*. Water ice breaker with automatic nozzles for preparation of slots in ice formations. Patent RF no. 2724700, 2020.

112. Kharitonov V.V., Morev V.A. *Metod issledovaniia vnutrennego stroeniia torosov i stamukh s pomoshch'iu tekhnologii termobureniia*. Method of investigation of internal structure of ice hummocks and stamukhas using the thermal drilling technique. *Meteorologïia i gidrologïia*. Russian Meteorology and Hydrology. 2011, 7: 49–58.

113. Kharitonov V.V., Morev V.A. *Torosy v raione dreifuiushchei stantsii «Severnyi polius – 35»*. Hummocks near the North Pole 35 Drifting Station. *Meteorologïia i gidrologïia*. Russian Meteorology and Hydrology. 2009, V. 34, 6: 379–383.

114. Kharitonov V.V., Morev V.A., Kuznetsov V.L. *O rezul'tatakh issledovaniia evoliutsii konsolidirovannogo sloia mladogo torosa v vysokoshirotnoi arkticheskoi ekspeditsii na dreifuiushchei stantsii «Severnyi polius – 33»*. On the results of the study of the evolution of the consolidated layer of the young hummock in the high-latitude Arctic expedition at the drifting station "North Pole – 33". *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research, 2007, 75: 119–122.

115. Morev V.A., Poliakov S.P. *Termozond dlia izmereniia profilia temperatury sredy*. Thermosonde for measuring the temperature profile of the medium. Patent RF no. 97524, 2010.
116. Kharitonov V.V., Shushlebin A.I. *Analiz rezul'tatov sovmestnogo primeneniia zond-indentora i teplovogo bureniia v ledovykh issledovaniikh*. Analysis of the joint application results of a borehole jack and thermal drilling in ice research. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research, 2018, 64(2): 157–169.
117. Cherepanov N.V. *Klassifikatsiia l'dov prirodnykh vodoemov*. Classification of ice of natural water bodies. *Trudy Arkticheskogo i antarkticheskogo nauchnoy-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of AARI, 1976, 331: 77–99.
118. Cherepanov N.V., Fedotov V.I., Tyshko K.P. *Kristallichesкое stroenie morskogo l'da (Morskoi led. Sbor i analiz dannykh nabliudenii, fizicheskie svoistva i prognozirovanie ledovykh uslovii (spravochnoe posobie))*. Crystal structure of sea ice (Sea ice. Collection and analysis of observational data, physical properties and prediction of ice conditions (reference manual)). Ed.: Frolov I.Ye., Gavrilov V.P. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 1997: 36–67.
119. Chistiakov V.K., Salamatin A.N., Fomin S.A., Chugunov V.A. *Teplomassoperenos pri kontaktnom plavlenii*. Heat and mass transfer during contact melting. Kazan: Kazan University Press, 1984: 176 p.
120. Shevchenko G.V., Tambovskii V.S. *Dinamika dreifa l'da na severo-vostochnom shel'fe ostrova Sakhalin po dannym izmerenii radiolokatsionnymi stantsiiami*. Dynamics of ice drift on the northeastern shelf of Sakhalin Island according to radar measurements. Iuzhno-Sakhalinsk: IMGiG DVO RAN, 2018: 136 p.
121. Shestov A.S., Marchenko A.V., Ogorodov S.A. *Matematicheskoe modelirovanie vozdeistviia ledianykh obrazovaniu na dno Baidaratskoi guby Karskogo moria*. Mathematical modeling of the impact of ice formations on the bottom of the Baydaratskaya Bay of the Kara Sea. *Trudy TsNII im. akad. A.N. Krylova*. Proc. of the Central Research Institute named after Academician A.N. Krylov. 2011, 63(347): 105–118.
122. Amundrud, T.L. Geometrical constraints on the formation and melt of ridged sea ice: Thesis for the degree of Doctor of Philosophy / T.L. Amundrud. The University of British Columbia, 2004. – 165 p.

123. Amundrud, T.L. Geometrical constraints on the evolution of ridged sea ice / T.L. Amundrud, H. Melling, R.G. Ingram // *J. Geophys. Res.* – 2004. – Vol. 110. – P. C06005.
124. Amundrud, T.L. The effect of structural porosity on the ablation of sea ice ridges / T.L. Amundrud, H. Melling, R.G. Ingram, S.E. Allen // *J. Geophys. Res.* – 2006. – V. 111, – P. C06004.
125. API RP 2N. Recommended Practice for Planning, Designing and Constructing Structures and pipelines for Arctic Conditions. Second Edition, December 1, 1995. American Petroleum Institute, Washington, DC 20005.
126. Beketsky, S.P. Method of ice ridge age definition / S.P. Beketsky // *Proc. of 13th Int. Symp. on Okhotsk Sea & Sea ice. Mombetsu, Hokkaido, Japan.* – 1998.
127. Beketsky, S.P. Internal Structure of Ice pressure ridges in the sea of Okhotsk / S.P. Beketsky, P.A. Truskov // *Proc. of the 13th Int. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions.* August 15–18, Murmansk, Russia. – 1995. – V. 1, – P. 109–111.
128. Blanchet, D. Ice loads from first-year ice ridges and rubble fields / D. Blanchet // *Canadian Journal of Civil Engineering.* – 1998. – V. 25, – P. 206–219.
129. Bonath, V. Morphology, internal structure and formation of ice ridges in the sea around Svalbard / V. Bonath, C. Petrich, B. Sand [et al.] // *Cold Regions Science and Technology.* – 2018. – V. 155, – P. 263–279.
130. Bonnemaire, B. An ice ridge in the Barents Sea, part I: morphology and physical parameters in-situ / B. Bonnemaire, K.V. Høyland, P. Liferov, P.O. Moslet // *Proc. of the 17th Int. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions.* June 16–19, Trondheim, Norway. – 2003.
131. Botton, M. Quasistatic rheology and microstructural description of sheared granular materials composed of platy particles / M. Botton, E. Azéma, N. Estrada [et al.] // *Physical Review E, American Physical Society.* – 2013. – 87 (032206). – P. 1–15.
132. Crocker, G. Some Observations of Ice Features in the North Caspian Sea / G. Crocker, A. Ritch, R. Nilsen // *Proc. of the 21st Int. Conf. on POAC'11.* July 10–14, Montréal, Canada. – 2011.

133. Ekeberg, O.-C. Ice ridge keel geometry and shape derived from one year of upward looking sonar data in the Fram Strait / O.-C. Ekeberg, K. Høyland, E. Hansen // *Cold Regions Science and Technology*. – 2015. – 109. – P. 78–86.

134. Ervik, Å. On the decay of first-year ice ridges: Measurements and evolution of rubble macroporosity, ridge drilling resistance and consolidated layer strength / Å. Ervik, K.V. Høyland, A. Shestov, T.S. Nord // *Cold Regions Science and Technology*. – 2018. – V. 151. – P. 196–207.

135. Flato, G.M. Ridging and strength in modeling the thickness distribution of Arctic sea ice / G.M. Flato, W.D. Hibler // *J. Geophys. Res. Oceans*. – 1995. – V. 100(C9), – P. 18611–18626.

136. Fomin, S.A. Contact melting materials with non-linear properties / S.A. Fomin, T.S. Saitoh, V.A. Chugunov // *Heat and Mass Transfer*. – 1997. – V. 33, – P. 185–192.

137. Fomin, S.A. Contact melting by a non-isothermal heating surface of arbitrary shape / S.A. Fomin, P.S. Wei, V.A. Chugunov // *Int. J. Heat and Mass Transfer*. – 1995. – V. 38. – No. 17. – P. 3275–3284.

138. Frederking, R. Review of first-year ridge geometries and properties in Sakhalin region / R. Frederking, G.W. Timco, K. Kamesaki, H. Tada // *Proc. of the Int. Workshop on Rational Evaluation of Ice Forces on Structures, Mombetsu, Japan, February 2–4*. – 1999. – P. 21–33.

139. Geisel, F.A. Proposed standard methods for measuring and reporting arctic pressure ridges / F.A. Geisel // *Proc. of the 7th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition, POAC'83*, – 1983. – V. 3. – P. 122–131.

140. Guzenko, R.B. Complex Study of Large Ice Features and Assessment of Morphometric, Physical-strength and Age Characteristics of a Composite Ice Ridge / R.B. Guzenko, Ye.U. Mironov, V.V. Kharitonov [et al.] // *Proc. of the 30th (2020) Int. Ocean and Polar Engineering Conf. Shanghai, China, October 11–16*. – 2020. – P. 765–772.

141. Guzenko, R.B. Morphometric Particularities of Ice Ridges with the Greatest Thickness of the Consolidated Layer and Other Statistical Patterns of Morphometry of First-year Ice Ridges. / R.B. Guzenko, Ye.U. Mironov, R.I. May [et al.] // *Proc. of the 31st (2021) Int. Ocean and Polar Engineering Conf., Rhodes, Greece, June 20–25, 2021*.

142. Guzenko, R.B. Morphometry and Internal Structure of Ice Ridges in the Kara and Laptev Seas / R.B. Guzenko, Ye.U. Mironov, V.V. Kharitonov [et al.] // *Int. J. of Offshore and Polar Engineering*. – 2020. – Vol. 30. – No. 2. – P. 194–201.

143. Guzenko, R.B. Morphometry and Internal Structure of Ice Ridges in the Kara and Laptev Seas / R.B. Guzenko, Ye.U. Mironov, R.I. May [et al.] // *Proc. of the 29th (2019) Int. Ocean and Polar Engineering Conference ISOPE'19, Honolulu, Hawaii, USA, June 16–21. – 2019. – P. 647–654.*

144. Guzenko, R.B. Regional Differences and General Patterns of Ice Ridges Morphometric Characteristics Distribution in the Kara and Laptev Seas / R.B. Guzenko, Ye.U. Mironov, V.V. Kharitonov [et al.] // *Proc. of the 30th (2020) Int. Ocean and Polar Engineering Conf. Shanghai, China, October 11–16, – 2020. – P. 789–795.*

145. Guzenko, R.B. Study of morphometry and internal structure of ice ridges and stamukhas by means of the improved technology of water thermal drilling / R.B. Guzenko, Y.U. Mironov, V.V. Kharitonov [et al.] // *Proc. of the 19th Int. Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2019, Sofia, Bulgaria, 30 June – 6 July. – 2019. – V. 19. – №1.2. – P. 1089–1098.*

146. Hopkins, M.A. Four stages of pressure ridging / M.A. Hopkins // *J. Geophys. Res.* – 1998. – V. 103. – No. C10. – P. 21883–21891.

147. Hopkins, M.A. On the ridging of intact lead ice / M.A. Hopkins // *J. Geophys. Res.* – 1994, – Vol. 99. – C8. – P. 16351–16360.

148. Hopkins, M.A. Rafting and ridging of thin ice sheets / M.A. Hopkins, J. Tuhkuri, M. Lensu // *J. Geophys. Res.* – 1999. – V. 104. – No. C6. – P. 13605–13613.

149. Høyland K.V. Consolidation of first-year sea ice ridges / K.V. Høyland // *J. of Geophys. Res.* – 2002. – V. 107 (C6, 10.1029/2000JC000526). – P. 15,1–15,15.

150. Høyland, K.V. Morphology and small-scale strength of ridges in the North-western Barents Sea / K.V. Høyland // *Cold Regions Science and Technology*. – 2007. – V. 48. – P. 169–187.

151. Høyland, K.V. Ridges in the Barents Sea / K.V. Høyland // *Proc. of the 18th Int. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC)*. Potsdam, New York, 26–30 June. – 2005. – Vol. 2. – P. 949–959.

152. Høyland, K.V. Seasonal development of ice ridge consolidation, macro-porosity and keel development / K.V. Høyland // SAMCoT oral presentation: [site], – 2018. – URL:www.ntnu.edu/samcot (accessed 01.09.2020).

153. Høyland, K.V. The consolidation in second- and multi-year sea ice ridges. Part II: Review and speculations / K.V. Høyland // Proc. of the 19th IAHR Int. Symp. on Ice “Using New Technology to Understand Water–Ice Interaction” . Vancouver, British Columbia, Canada, July 6 to 11. – 2008. – P. 1451–1457.

154. Høyland, K.V. Mechanical properties of ice ridges and level ice, in-situ and laboratory testing 2003 / K.V. Høyland, M. Bjerck, S. Vernyayev // Proc. IAHR 17th Int. Symp. on Ice, Saint Petersburg, Russia, 21–25 June. – 2004. – Vol. 1. – P. 69-75.

155. Høyland, K.V. On the initial phase of consolidation / K.V. Høyland, P. Liferov // Cold Reg. Sci. Technol. – 2005. – V. 41(1). – P. 49–59.

156. Høyland, K.V. Experiments and preliminary simulations of the consolidation of a first-year sea ice ridge / K.V. Høyland, S. Løset // Proc. of the 15th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition, POAC`99. – 1999. – Vol. 1. – P. 49–59.

157. Høyland, K.V. Measurements of temperature distribution, consolidation and morphology of a first-year sea ice ridge / K.V. Høyland, S. Løset // Cold Regions Science and Technology. – 1999. – V. 29. – P. 59–74.

158. http://wikipedia.moesalih.com/Ice_drilling (accessed 23.06.2021)

159. <https://dic.academic.ru> (accessed 23.06.2021)

160. <https://kovacsicedrillingequipment.com> (accessed 23.06.2021)

161. <https://gnomrov.ru/products> (accessed 23.06.2021)

162. ISO 19906 TC 67. Petroleum and natural gas industries — Arctic offshore structures. International Organization for Standardization. – 2010.

163. Johnston, M. A decade of probing the depths of thick multi-year ice to measure its borehole strength / M. Johnston // Cold Regions Science and Technology. – 2014. – V. 99. – P. 46–65.

164. Johnston, M. Seasonal changes in the properties of first-year, second-year and multi-year ice / M. Johnston // Cold Regions Science and Technology. – 2017. – V. 141. – P. 36–53.

165. Johnston, M. Microstructure of first year sea ice ridges / M. Johnston, A. Barker // Technical Report HYD-TR-043. – 2000. – P. 1–63.
166. Johnston, M. Multi-year ice thickness: knowns and unknowns / M. Johnston, D. Masterson, B. Wright // Proc. of the 20th Int. Conf. On Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, – 2009 (June 9-12, Luleå), Sweden.
167. Kamesaki, K. Experimental study for first year ridge load / K. Kamesaki, Y. Yamauchi // Proc. Of the 9-th Int. Offshore and Polar Eng. Conf. (ISOPE'99), Brest. – 1999. – P. 518–522.
168. Kankaanpää, P. Structure of first-year ridges in the Baltic Sea / P. Kankaanpää // Proc. of the 10th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition, POAC'89. – 1989. – Vol. 1. – P. 87–102.
169. Keinonen, A. Measurements of physical characteristics of ridges on April 14 and 15 1977 / A. Keinonen // Research Report. Finish Board of Navigation. Helsinki, Finland. – 1977. – No. 22. – P. 1–9.
170. Kharitonov, V.V. Distribution of ice volume content in sea ice ridges / V.V. Kharitonov // Proc. of the 22nd Int. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC). June 9–13, 2013. Espoo, Finland.
171. Kharitonov, V.V. Estimate of vertical distribution of ice presence probability within ice ridge keel by thermal drilling data / V.V. Kharitonov // Proc. of the 19th Int. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC). Dalian, China, June 27–30, 2007. – P. 504–509.
172. Kharitonov, V.V. Ice ridges in landfast ice of Shokal'skogo Strait / V.V. Kharitonov // Geography, environment, sustainability. – 2019. – 12(3). – P. 16–26.
173. Kharitonov, V.V. Internal structure and porosity of ice ridges investigated at «North Pole 38» drifting station / V.V. Kharitonov // Cold Regions Science and Technology. – 2012. – V. 82. – P. 144–152.
174. Kharitonov, V.V. Internal structure of ice ridges and stamukhas based on thermal drilling data / V.V. Kharitonov // Cold Regions Science and Technology. – 2008. – V. 52/3. – P. 302–325.

175. Kharitonov, V.V. On the results of studying ice ridges in the Shokal'skogo Strait, part II: Porosity / V.V. Kharitonov // *Cold Regions Science and Technology*. – 2019. – V. 166. – P. 102842.

176. Kharitonov, V.V. On the results of studying ice ridges in the Shokal'skogo Strait, part III: New data / V.V. Kharitonov // *Cold Regions Science and Technology*. – 2020. – V. 178 – P. 103124.

177. Kharitonov, V.V. Peculiarities of Fractional Composition of the Pechora Sea First-Year Ridges / V.V. Kharitonov // *Proc. of the 18th Int. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC)*. Potsdam, New York, 26–30 June 2005. – Vol. 2. – P. 907–916.

178. Kharitonov, V.V. On the results of studying ice ridges in the Shokal'skogo Strait, part I: Morphology and physical parameters in-situ / V.V. Kharitonov, V.A. Borodkin // *Cold Regions Science and Technology*. – 2020. – Vol. 174. – P. 103041.

179. Kharitonov, V.V. Computer recording of hot water drilling of ice ridges and stamukhas / V.V. Kharitonov, V.A. Morev // *Proc. of the 20th Int. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC)*. Luleå, Sweden, June 9–12, 2009.

180. Kharitonov, V.V. Research of the Internal Structure of Ridges in the Central Arctic by Electrothermal Drilling Method / V.V. Kharitonov, V.A. Morev // *Proc. of the 18th Int. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC)*. Potsdam, New York, 26–30 June 2005. – V. 2, – P. 917–926.

181. Kovacs, A. Characteristics of Multi-year pressure ridges / A. Kovacs // *Proc. of the 7th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition, POAC`83*. – 1983. – Vol. 3. – P. 173–182.

182. Kovacs, A. The bulk salinity of arctic and antarctic sea ice versus thickness / A. Kovacs // *Proc. of the 16th Int. Conference on Offshore Mechanics and Arctic Engineering OMAE-97*. – 1997. – V. 4. – P. 271–281.

183. Kovacs, A. Electromagnetic Sounding of Sea Ice Thickness and a Concept for the Remote Estimate of Its Strength / A. Kovacs, D. Diemand, J.J. Bayer Jr. // *Proc. of the 15th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition, POAC`99*. – 1999. – Vol. 1.

184. Kovalev, S.M. Application of a borehole jack for determination the local strength of fresh and sea ice / S.M. Kovalev, V.G. Korostelev, V.A. Nikitin [et al.] // Proceedings of the 17th International Symposium on Ice. St. Petersburg, IAHR. – 2004. – P. 147–153.
185. Leppäranta, M. The Drift of Sea Ice, 2nd ed. / M. Leppäranta. – Heidelberg: Springer-Verlag. 2011.
186. Leppäranta, M. The structure and strength of first-year ice ridges in the Baltic Sea / M. Leppäranta, R. Hakala // Cold Regions Science and Technology. – 1992. – Vol. 20. – P. 295–311.
187. Leppäranta, M. The life story of a first-year sea ice ridge / M. Leppäranta, M. Lensu, P. Kosloff, B. Veitch // Cold Regions Science and Technology. – 1995. – V. 23. – P. 279–290.
188. Lytle V.I. Sea-ice pressure ridges in East Antarctica / V.I. Lytle, A.P. Worby, R.A. Massom // Int. Symp. Antarct. and Glob. Change: Interact. and Impacts, Hobart, Tasmania, July 13–18, 1997. – Cambridge, Ann. Glaciol. – 1998. – Vol. 27. – P. 449–454.
189. Marcellus, B. Old ice floe and ridge statistics from submarine upward looking sonar data for the Beaufort, Chukchi and Arctic seas / B. Marcellus, R. McKenna, D. McGonigal, R. Pilkington // Proc. of the 21th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition, POAC`11, July 10–14, 2011 Montréal, Canada, POAC11–144.
190. Marchenko, A. Thermodynamic consolidation of sea ice ridges / A. Marchenko, A. Makshtas, Yu. Gudoshnikov, G. Zubakin // Proc. of the 17th Int. Symp. On Ice, St. Petersburg. – 2004. – V. 2. – P. 282–288.
191. Melling, H. The underside topography of sea ice over the continental shelf of the Beaufort Sea in the winter of 1990 / H. Melling, D.A. Riedel // J. Geophys. Res. – 1995. – V. 100(C7), – P. 13,641–13,653.
192. Metzger, A.T. The Average Shape of Sea Ice Ridge Keels / A.T. Metzger, A.R. Mahoney, A.F. Roberts // Geophysical Research Letters, 2021, 48(24).
193. Mironov, Ye.U. Morphometric Parameters of Stamukhas in the Laptev Sea / Ye.U. Mironov, R.B. Guzenko, V.S. Porubaev [et al.] // Int. J. of Offshore and Polar Engineering, 2019, Vol. 29, No. 4, P. 383–390.

194. Mironov Ye.U. Study of Geometry and Internal Structure of Ice Ridges and Stamukhas using Thermal Water Drilling / Ye.U. Mironov, V.A. Morev, V.S. Porubaev, V.V. Kharitonov // Proc. of the 17th Int. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. Trondheim, Norway, June 16–19, 2003. – P. 623–634.

195. Mironov Ye.U. Winter 1998 Study of Ice Ridge Geometry Offshore Sakhalin Island / Ye.U. Mironov, J.P. Poplin, A.T. Wang [et al.] // Proc. of the 15th Int. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. Espoo, Finland, August 23–27, 1999. – P. 60–69.

196. Mironov, Ye.U. Structural peculiarities of ice features on the offshore of the Caspian Sea, the Sea of Okhotsk and the Pechora Sea / Ye.U. Mironov, V.S. Porubaev // Proc. of the 18th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition. (POAC). Potsdam, New York, 26–30 June 2005. – Vol. 2, – P. 483–492.

197. Mironov, Ye.U. The main results of five year long ice studies for the support of designing the facilities of oil and gas fields development in the North-Western Caspian Sea / Ye.U. Mironov, V.N. Smirnov, V.A. Nikitin, V.S. Porubaev // Proc. of 7th Int. Conf. “Development of Russian Arctic Offshore”, RAO’05, St. Petersburg. – 2005, – P. 293–298.

198. Morev V. Definition of the Internal Structure of Large Ice Features by Thermal Drilling Methods / V. Morev, V. Kharitonov // Proc. of the 16th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition. POAC’01. Aug. 12–17, 2001. Ottawa, Ontario, Canada. – Vol. 3, – P. 1465–1472.

199. Morev, V.A. Equipment and technology for drilling in temperate glaciers / V.A. Morev, V.A. Pukhov, V.S. Zagorodnov, V.M. Yakovlev // Proc. of 2nd Int. Workshop on ice drilling technology, Calgary, Special Report, New Hampshire. – 1984. – P.125–127.

200. Naumov, A.K. Determination of the design ice ridge based on data of expedition studies in the northeastern Barents Sea / A.K. Naumov, Yu.P. Gudoshnikov, E.A. Skutina // Proc. of the 16th Int. Offshore and Polar Engineering Conf., Lisbon, Portugal, July 1–6 2007.

201. Naumov, A.K. Peculiarities of morphometric features and inner structures of the ridged formations in the Ob’ Bay / A.K. Naumov, E.A. Skutina, N.V. Golovin [et al.] // Proc. of the 29th (2019) Int. Ocean and Polar Engineering Conference ISOPE’19, Honolulu, Hawaii, USA, June 16–21, 2019. – P. 684–690.

202. Nortala-Hoikkanen, A. Offshore ice data collection expeditions in Russia / A. Nortala-Hoikkanen, M. Backstrom, A. Uuskallio, G. Wilkman // Proc. of 4 Int. Conf. "Development of Russian Arctic Offshore", RAO'99, St. Petersburg. – 1999. – V. 1. – P. 275–282.
203. Palosuo, E. The formation and structure of ice ridges in the Baltic. Winter Navigation Research Board / E. Palosuo // Report Nr. 12. University of Helsinki, Department of Geophysics. – 1975.
204. Parmerter, R.R. Model of pressure ridge formation in sea ice / R.R. Parmerter, M.D. Coon // J. of Geophys. Res. – 1972. – V. 77(33), – P. 6565–6575.
205. Perovich, D. K. Temporal evolution of Arctic sea-ice temperature / D.K. Perovich, B.C. Elder // Annals of Glaciology. – 2001, – Vol. 33, – № 1, – P. 207–211.
206. Poplin, J.P. A thermal ice drill for profiling thick multiyear ice / J.P. Poplin, T.D. Ralston, W.St. Lawrence // Cold Regions Science and Technology. – 1987. – V. 14. – P. 1–11.
207. Rahli, O. Experimental analysis of the porosity of randomly packed rigid fibers / O. Rahli, L. Tadriss, R. Blanc // C. R. Acad. Sci., Ser. Iib. – 1999. – 327 (8). – P. 725–72.
208. Reimnitz, E. Geological evidence for 60 m deep pressure ridge keels in the Arctic Ocean / E. Reimnitz, P.W. Barnes, R.L. Phillips // Proc. Int. Symp. On Ice, Hamburg. – 1984. – V. 2. – P. 189–206.
209. Salganik, E. Thermodynamics and Consolidation of Ice Ridges for Laboratory Scale / E. Salganik, K. Høyland, A.S. Shestov // Proc. of the 24th Int. Conf. On Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. June 11–16, 2017. Busan, Korea.
210. Salganik, E. Consolidation of fresh ice ridges for different scales / E. Salganik, K. Høyland, S. Maus // Cold Reg. Sci. Technol. – 2020. – 171. – P. 102959.
211. Sand, B. Three years of measurements of first year ridges in the Barents Sea and Fram Strait / B. Sand, V. Bonath, D. Sudom, C. Petrich // Proc. of the 23th Int. Conf. on Port and Ocean Eng. under Arctic Conditions. (POAC). June 14–18, 2015.
212. Schwerdtfeger, P. The thermal properties of sea ice / P. Schwerdtfeger // J. of Glaciology. – 1963. – Vol. 4. – № 36. – P. 789–807.

213. Shestov, A.S. Properties of Ice Ridge Keels and Sea Currents in their Vicinity in the Barents Sea / A.S. Shestov, A.V. Marchenko // Proc. of the 22th IAHR International Symposium on Ice. – 2014 (Singapore, August 11 to 15).

214. Shestov, A.S. The consolidation of saline ice blocks in water of varying freezing points: laboratory experiments and computer simulations / A.S. Shestov, A.V. Marchenko // Cold Reg. Sci. Technol. – 2016. – 122. – P. 71–79.

215. Shestov, A.S. Thermodynamic consolidation of ice ridge keels in water at varying freezing points / A.S. Shestov, A.V. Marchenko // Cold Reg. Sci. Technol. – 2016. – 121. – P. 1–10.

216. Shestov, A.S. Thermodynamic consolidation of ice rubble in the small scale in-situ experiment. Van Mijen Fiord, Spitsbergen, March 2016 / A.S. Shestov, E. Salganik // Proc. of the 24th Int. Conf. On Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. June 11–16, 2017, Busan, Korea.

217. Skachkov, M. Density and pressure in granular media in the gravity field / M. Skachkov // J. of Mining Science. – 2011. – 47(1). – P. 30–36.

218. Strub-Klein, L. A review of the morphological and mechanical properties of first-year ice ridges / L. Strub-Klein // Proc. of the 21st Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC). Montreal, Canada. 2011. Paper № POAC11–042.

219. Strub-Klein, L. Physical properties and comparison of first- and second-year sea ice ridges / L. Strub-Klein, S. Barrault, H. Goodwin, S. Gerland // Proc. of the 20st Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC). June 9–12, 2009. Luleå, Sweden.

220. Strub-Klein, L. One season of a 1st year sea ice ridge investigation – winter 2009 / L. Strub-Klein, K. Høyland // Proc. of the 21st Int. Conf. on POAC'11. Montréal, Canada. – 2011. Paper № POAC11–043.

221. Strub-Klein, L. A comprehensive analysis of the morphology of first-year sea ice ridges / L. Strub-Klein, D. Sudom // Cold Reg. Sci. and Tech. – 2012. – V. 82, – P. 94–109.

222. Sudom, D. Analysis of first-year and old ice ridge characteristics / D. Sudom, G. Timco, B. Sand, L. Fransson // Proc. of the 21st Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC). Montreal, Canada. – 2011. Paper No. POAC11–164.

223. Sudom, D. Knowledge gaps in sea ice ridge properties / D. Sudom, G. Timco // Proc. of the 22nd Int. Conf. on POAC, June 9–13, 2013, Espoo, Finland.
224. Surkov, G.A. Consolidated layer of hummocks on the North Sakhalin Offshore / G.A. Surkov // Proc. 12-th Int. Symp. on Okhotsk Sea & Sea Ice, Mombetsu, Japan. – 1997. – P. 53–58.
225. Surkov, G.A. Internal Structure of First-Year Hummocks / G.A. Surkov // Proc. of the 11th (2001) ISOPE, Stavanger, Norway, June 17–22, 2001. – V. I, – P. 796–798.
226. Surkov, G.A. Strength parameters of first-year hummock / G.A. Surkov // Proc. 15-th Int. Symp. on Okhotsk Sea & Sea Ice, Mombetsu, Japan. – 2000. – P. 179–184.
227. Surkov, G.A. Thickness of the consolidated layer in first-year hummocks / G.A. Surkov // Proc. 16-th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, August 12–17, 2001, Ottawa, Ontario, Canada. – P. 245–252.
228. Surkov, G. Ice pressure ridges and stamukhas offshore of Sakhalin / G. Surkov, P. Truskov // Proc. of the Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. St. Petersburg, Russia. – 1995. – Vol. 2. – P. 140–142.
229. Surkov, G. Morphometric parameters of ice pressure ridges in the sea of Okhotsk / G. Surkov, P. Truskov // Proc of the Int. Conf. on Offshore Mechanics and Arctic Engineering (OMAE'99). July 11–16, 1999. St. John's, Newfoundland, Canada. OMAE99–1128.
230. Surkov, G. Geometry of ice pieces on the North Sakhalin offshore / G. Surkov, P. Truskov, S.V. Zemlyuk [et al.] // Proc. 16-th Int. Symp. On Okhotsk Sea & Sea Ice, Mombetsu, Japan. – 2001. – P. 149–152.
231. Surkov, G.A. Ratio of first-year hummock sails and keels / G.A. Surkov, S.V. Zemlyuk, P.A. Khlebnikov, A.M. Polomoshnov // Proc. 17-th Int. Symp. On Okhotsk Sea & Sea Ice, Mombetsu, Japan. – 2002, – P. 350–353.
232. Surkov, G.A. Stamukha morphometry / G.A. Surkov, S.V. Zemlyuk, P.A. Khlebnikov [et al.] // Proc. 17-th Int. Symp. on Okhotsk Sea & Sea Ice, Mombetsu, Japan. – 2002. – P. 312–316.
233. Taylor, Ph.L. A Hot Water Drill for Temperate Ice / Ph.L. Taylor // CRREL Special Report 84–34. – 1984. – P. 105–117.

234. Timco, G.W. Why Does Ice Fail the Way it Does? / G.W. Timco // Proc. 19th IAHR Int. Symp. on Ice. Vancouver, British Columbia, Canada, July 6 to 11, 2008. – P. 743–763.
235. Timco, G.W. An analysis of the shapes of sea ice ridges / G.W. Timco, R.P. Burden // Cold Reg. Sci. and Tech. – 1997. – 25. – P. 65–77.
236. Timco, G.W. Ice rubble consolidation / G.W. Timco, L.E. Goodrich // Proc. IAHR Symp. on Ice Problems, Sapporo. Hokkaido University. – 1988. – Vol. 1. – P. 427–438.
237. Tin, T. Morphology of deformed first-year sea ice features in the Southern Ocean / T. Tin, M.O. Jeffries // Cold Reg. Sci. and Tech. – 2003. – 36. – P. 141–63.
238. Tucker, W.B. III. Morphological investigations of first-year sea ice pressure ridge sails / W.B. Tucker III., J.W. Govoni // Cold Reg. Sci. and Tech. – 1981. – 5(1981). – P. 1–12.
239. Tuhkuri, J. Laboratory tests on ridging and rafting of ice sheets / J. Tuhkuri, M. Lensu // J. of Geophys. Res. – 2002. – 107(C9). – P. 3125.
240. Tuhkuri, J. Laboratory and field studies on the mechanics of ice ridge formation / J. Tuhkuri, M. Lensu, S. Saarinen // Proc. of the 15th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. Espoo, Finland, August 23–27, – 1999. – P. 1118–1129.
241. Vasiliev, N.I. Deep drilling at Vostok station, Antarctica: history and recent events / N.I. Vasiliev, P.G. Talalay, N.E. Bobin [et al.] // Ann. Glaciol. – 2007. – V. 47(1). – P. 10–23.
242. Vershinin, S.A. Geometrical and physical parameters of pressure ice ridges / S.A. Vershinin, P.A. Truskov, K.V. Kouzmitchev // Proc. of the 17th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. June 16–19, 2003, Trondheim, Norway.
243. Wang, A.T. Sakhalin multiyear physical environmental surveys (1995–1999) / A.T. Wang, J.P. Poplin, J.C. Heideman, S.P. Beketsky // Proc. of 4 Int. Conf. “Development of Russian Arctic Offshore”, RAO’99, St. Petersburg. – 1999. – V. 1. – P. 261–267.
244. Weeks, W.F. Pressure ridge characteristics in the Arctic coastal environment / W.F. Weeks, A. Kovaks, W.D. Hibler III // Proc. of the 7th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition, POAC’71. – 1971. – Vol. 1. – P. 152–183.
245. Wilkman, G. New development in modeling technology of first-year ridges / G. Wilkman, A. Nortala-Hoikkanen // Proc. of the 13th Int. Conf. on Port and Ocean

Engineering under Arctic Conditions. August 15–18, Murmansk, Russia. – 1995. – V. 4. – P. 117–125.

246. WMO Sea Ice Nomenclature, 1989: Terminology, codes and illustrated glossary. Word Meteorological Organization. WMO No. 259.TP. 145. Geneva. (Supplement No. 5).