

## Предисловие

Ледотехническим аспектам строительства гидротехнических сооружений в последнее время уделяется все больше внимания ввиду растущего объема деятельности человека в северных широтах. Одной из причин повышенного интереса к Крайнему Северу является его богатый ресурсный потенциал. В российском сегменте Крайнего Севера расположены крупнейшие мировые запасы природного газа. При этом большая его часть залегает на шельфе арктических морей. Помимо природного газа в арктической зоне сосредоточены большие запасы драгоценных и редкоземельных металлов, железа, фосфора, медно-никелевых руд и других важных ресурсов [1]. Еще одним важным аспектом растущей деятельности в северных широтах является восстановление Северного морского пути, связывающего страны Европы и европейскую часть России с Дальним Востоком и азиатскими рынками, что в последние годы стало технически и экономически обоснованным [2].

Арктика интересна России как с экономической, так и с геополитической и хозяйственной точек зрения. Для освоения ее ресурсов и обеспечения круглогодичной навигации по Северному морскому пути требуются развитие инфраструктуры, модернизация и возведение новых портовых сооружений, строительство уникальных ледостойких нефтегазопромысловых гидротехнических сооружений и других объектов.

Большую часть года в акваториях Крайнего Севера присутствуют ледовые образования различных форм. Методы прогнозирования ледовых условий и алгоритмы определения нагрузок от ледовых воздействий в этом случае становятся важными факторами обеспечения безопасности морских операций.

Освоение территорий Крайнего Севера связано со значительными затратами и высокой степенью риска. Экономичность и надежность гидротехнических сооружений в значительной мере зависят от корректности определения нагрузок, которые они воспринимают в течение всего срока эксплуатации. Как правило, в северных районах ледовые нагрузки превышают значения суммы всех остальных нагрузок и являются определяющими при проектировании конструкций гидротехнических сооружений.

Многочисленные лабораторные и полевые испытания физико-механических и других свойств льда, проведенные за последние годы, в некоторой степени пролили свет на физику льда, его прочность и механику разрушения.

Различными специалистами в области изучения льда был предложен ряд эмпирических формул для определения ледовых нагрузок. Многие из этих формул до сих пор используются в инженерной практике для определения расчетных ледовых нагрузок. С активным развитием компьютерных технологий и программ на базе метода конечных элементов стало возможным сделать следующий шаг в области исследования ледовых процессов и воздействий на гидротехнические сооружения путем комплексного анализа, учитывающего физику льда, характеристики сооружения, гидродинамические эффекты и другие условия.

В пособии дается общая информация о физике и механике льда, изложены основные положения по расчету ледовых нагрузок, принятые в российских нормах, а также представлен краткий анализ мероприятий, направленных на снижение ледовых нагрузок и воздействий.

# 1. ЛЕД. ЕГО ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ И ХАРАКТЕРИСТИКИ

## 1.1. Общие положения

Для качественной оценки воздействия льда на гидротехнические сооружения требуется различная ледовая информация, характерная для конкретного района [3]. В течение нескольких последних десятилетий проведено большое количество исследований по сбору данных о льдах в ключевых арктических районах. Результаты исследований опубликованы в многочисленных научных журналах, сборниках конференций, ежегодных обзорах гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане, выполняемых институтом ААНИИ. В приложении к международному стандарту ISO 19906 [4] также представлена некоторая информация о ключевых параметрах льда для основных мировых акваторий.

Основной перечень исследуемых параметров ледового покрова для различных стадий освоения шельфовых районов определен нормативными документами СП 11-114—2004 [5] и ISO 19906 [4], однако он может быть расширен в соответствии с требованиями организаций, осуществляющих проектирование шельфовых сооружений. Данные нормативы выделяют следующие ключевые характеристики льда:

- морфометрические параметры (размеры, толщины льдин; габариты торосов и др.) и внутреннюю структуру ледовых образований;
- динамические характеристики ледового покрова (скорости и розы дрейфа льда) и пространственные распределения ледовых образований;
- физико-механические свойства льда.

Важным также является исследование возможности появления в акватории айсбергов, установление их морфометрических и динамических параметров.

К современным методам наблюдений за морфометрическими характеристиками ледового покрова в первую очередь относят методы сбора информации с помощью снимков различного расширения искусственных спутников Земли, аэрофотосъемки, лазерного профилирования верхней и нижней поверхности льда, а также прямых измерений [6; 7]. Определение динамических характеристик ледяного покрова (скорости и направления дрейфа ледовых полей и айсбергов) выполняется, как правило, при помощи высокоточной спутниковой навигационной системы путем опре-

деления географических координат льдины или айсберга через равностоящие интервалы времени [8]. Физико-механические свойства льда определяются при помощи полевых испытаний.

Согласно положениям ISO 19906 [4], в случае отсутствия данных по некоторым ледовым параметрам для рассматриваемого района в целях предварительных расчетов могут быть приняты (или экстраполированы) результаты исследований, выполненных в районах со схожими климатическими, гидрологическими и ледовыми условиями. Полезным инструментом для восполнения отсутствующих данных может быть также численное моделирование, которое предоставляет возможность получить отдельные ледовые характеристики с использованием системы моделей циркуляции океана и гидротермодинамических моделей динамики ледового покрова [9–11].

## 1.2. Структура льда. Процессы образования льда

### 1.2.1. Структура льда

Лед состоит из тех же базовых элементов, что и обычная вода ( $H_2O$ ), т.е. из молекул водорода и кислорода. Форма льда, которая встречается в природе на планете Земля, называется Ih (обычный гексагональный кристаллический лед). Каждый атом кислорода O находится в центре тетраэдра с еще четырьмя атомами кислорода, расположенными в вершинах тетраэдра, как показано на рис. 1. Кристаллы льда расположены в параллельных базисных плоскостях, расстояние между которыми составляет примерно 7,37 ангстрема (рис. 2, а). Главная ось симметрии кристалла (ось C) перпендикулярна базисным плоскостям. Она, как правило, имеет вертикальное направление и совпадает с направлением теплового потока. Гексагональная структура расположения атомов льда внешне напоминает медовые соты, аккуратно положенные друг на друга (рис. 2) [12].

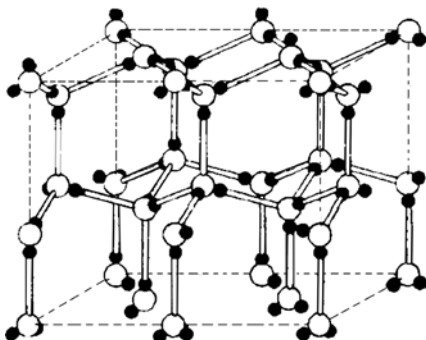


Рис. 1. Атомная структура обычного льда Ih [12]

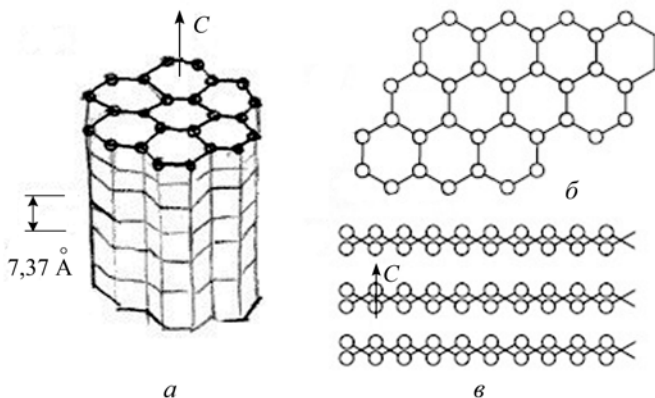


Рис. 2. Схематическая структура кристаллов льда: *а* — изометрия; *б* — вид сверху; *в* — вид сбоку [13]

Как видно из рис. 1 и 2, *в*, связей между базисными плоскостями относительно немного. Поэтому лед наиболее слабый между его базисными плоскостями. Иногда кристаллическую структуру льда сравнивают с колодой карт, плохо склеенных друг с другом. Карты можно сдвинуть относительно друг друга достаточно небольшим усилием, но если сжимать колоду, она проявляет большую прочность [13]. В итоге, это приводит к анизотропии прочностных характеристик льда (в основном прочности на сжатие  $\sigma_c$ ). К примеру, при испытаниях на сжатие образцов морского льда на шельфе о. Сахалин [14], выпиленных перпендикулярно и параллельно поверхности льда, коэффициент анизотропии, а именно отношение прочности первого рода образцов ко вторым, изменялся в диапазоне 1,7–3,0. Такого рода анизотропия свойственна призматическому (столбчатому) льду с вертикальными вытянутыми кристаллами столбчатой формы, как на рис. 2, *а*.

Но бывает лед, в группе соседствующих кристаллов которого главные оси ориентированы случайным образом. Такой лед называют зернистым (снежным). Он образуется, когда снег, наледь или снежура смерзаются. Такой лед, как правило, образует верхний слой ледового поля (до 20–25 % толщины) и ледники. Поскольку ось *С* в этом поликристалле ориентирована случайным образом, прочность зернистого льда не зависит от направления приложения нагрузки.

Согласно отечественным нормам СП 38.13330.2012 [15], структура ледового поля (речного и морского) определяется по данным кристаллографического исследования, но при их отсутствии допускается принимать, что:

- ледяной покров открытых озер, водохранилищ и крупных рек состоит из зернистого и призматического льдов;
- ледяной покров морей и устьевых участков рек, впадающих в моря, состоит из зернистого и волокнистого льдов.

При этом толщина слоя зернистого льда, располагающегося в верхней части ледяного покрова, относится к толщине слоя призматического или волокнистого льда как 1:3.

СП 38.13330.2012 [15] выделяет третью категорию льда (по структуре) — волокнистый лед, характерный для морского льда. Он отличается от призматического тем, что в нем присутствуют полости с воздухом и соевым раствором (рис. 3). Данные полости образуются из-за того, что кристаллы льда в процессе роста вытесняют из своей структуры соль, которая в виде соляной суспензии концентрируется в небольших вертикальных каналах и со временем уходит из тела льда из-за большего, чем у льда, удельного веса. Наличие данных полостей и, соответственно, большей пористости, делает морской лед менее прочным, чем пресный.

### 1.2.2. Процессы образования льда

На рис. 3 схематично показан поперечный разрез типичного однолетнего морского льда [12]. Под слоем свежего снега лежит зернистый лед, образовавшийся в процессе таяния снега. Кристаллы льда небольшие и имеют случайную ориентацию. Под зернистым льдом находится волокнистый лед. Между кристаллами волокнистого льда располагаются продолговатые вертикальные полости и солевые каналы, которые образуются в процессе роста кристаллов при постепенном вытеснении соли.

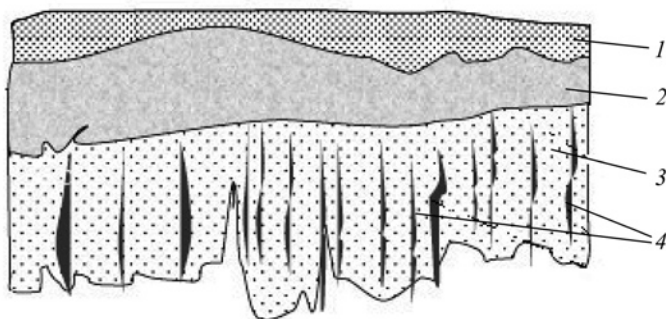


Рис. 3. Поперечный разрез типичного однолетнего льда [12]:  
 1 — снег; 2 — зернистый лед; 3 — волокнистый лед;  
 4 — полости с воздухом и соевым раствором

Образование льда на поверхности морской воды происходит, когда температура падают ниже нуля. Начинают появляться первые кристаллы льда, которые образуют тонкий эластичный слой. Толщина льда в течение зимнего периода непрерывно нарастает, вплоть до начала разрушения ледяного покрова в весенний период. Нарастание льда вызвано в основном двумя факторами: *термическим* и *динамическим*. Толщина термического (ровного) льда постепенно увеличивается в течение зимы и к началу таяния может достигать 1,6 м [14] и более. Толщина льда, образовавшегося под воздействием динамических факторов — *наслоения* и *торошения*, может быть значительно больше.

**Термическое нарастание льда.** Когда нет открытой воды, толщина льда постепенно увеличивается за счет разницы тепловых потоков между льдом, водой и атмосферой. Поток тепла, проходящий в атмосферу через лед от морской (или пресной) воды, пропорционален теплопроводности льда и температурному градиенту, а теплоота, выделяющаяся в процессе кристаллизации, пропорциональна образовавшейся массе льда. Замедлять теплопередачу может слой снега, который довольно часто образуется на поверхности льда. Снег — слабый проводник тепла с теплопроводностью в случае свежего несляжавшегося снега — 0,086 Вт/(м·К) и плотного снега — 0,34 Вт/(м·К), что на порядок меньше теплопроводности льда, которая составляет 2,2 Вт/(м·К). Эта характеристика равна количеству теплоты, проходящей через однородный образец льда единичной длины и единичной площади за единицу времени при единичной разнице температур (1 К). В системе СИ единицей измерения коэффициента теплопроводности является Вт/(м·К). Таким образом, снег изолирует лед от температурных перепадов. Этот эффект частично нивелируется, когда снег тает и потом замерзает, превращаясь в зернистый лед [12]. Приведенное ниже уравнение, представленное в международном стандарте ISO 19906, является примером эмпирической формулы для нахождения толщины льда с учетом влияния температуры воздуха и толщины снега на поверхности льда:

$$h = -m + [(m + h_0)^2 - 405 \sum T_a]^{1/2},$$

где  $T_a$  — средняя дневная температура воздуха, °С;

$m$  — эмпирический коэффициент, зависящий от толщины снега;

$h_0$  — толщина льда в начале ледового сезона (в случае однолетнего льда  $h_0 = 0$ ), м;

$h$  — толщина льда в конце ледового периода, м.

**Динамическое нарастание льда.** Лед редко бывает стационарным. Ветер и течения, которые воздействуют на лед, во-первых, вызывают в нем напряжения, которые, в свою очередь, могут стать причиной образования трещин и разрушения льда; во-вторых, заставляют льдины сталкиваться друг с другом. При столкновении льдин друг с другом могут происходить такие динамические процессы, как *наслоение* льда и *торошение* (рис. 4).

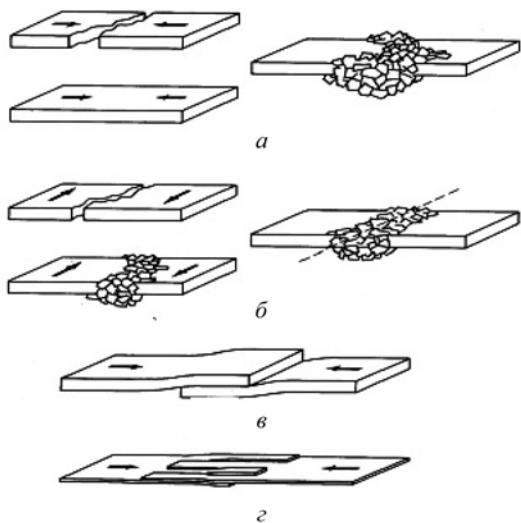


Рис. 4. Формы динамического нарастания льда:  
 а, б — торошение; в — плоское наслоение ровного льда;  
 г — пальчиковое наслоение ровного льда [13]

**Наслоение льда.** Когда льдины имеют еще относительно небольшую толщину (до 0,5 м), они часто наслаиваются друг на друга. Обычно имеют место два различных типа наслоения: плоское и пальчиковое [16]. В первом случае, когда две льдины встречаются, одна из льдин целиком наваливается сверху на другую льдину. Наслоение льдов значительно увеличивает их толщину. Во втором случае ледовое наслоение получило термин пальчиковое, так как процесс наслоения очень напоминает скрещивание пальцев. При этом процессе могут образовываться ледовые пальцы иногда длиной до 100 м. Интересным феноменом является тот факт, что иногда достаточно толстый лед также может наслаиваться друг на друга. Этот процесс пока слабо изучен.

**Торошение.** При взаимодействии двух льдин может происходить не только их наложение друг на друга, но и деформация. В арктических районах торосы встречаются очень часто. Они могут вызывать основную



нагрузку на морские сооружения, и это должно учитываться в процессе проектирования. Важно заметить, что молодые торосы имеют небольшую прочность ввиду слабого сцепления между отдельными ледовыми обломками. Но со временем ледовые блоки смерзаются, и торос становится все более и более прочным. Многолетние торосы также встречаются в водах арктических районов. Они могут иметь весьма большую толщину и прочность льда.

При проведении ледовых наблюдений, как правило, определяют даты следующих ледовых фаз [5]:

- первого ледообразования (первое появление льда);
- начала устойчивого ледообразования (устойчивое появление льда);
- первого образования припая (неподвижного морского льда, образующегося вдоль берега);
- начала устойчивого образования припая;
- начала весеннего взлома или первой весенней подвижки припая;
- окончательного разрушения припая;
- окончательного очищения акватории ото льдов.

## 1.3. Типы льда. Морфометрия льда

### 1.3.1. Типы льда

В замерзающих акваториях под воздействием отрицательных температур воздуха в течение зимнего периода происходят процессы формирования различных типов ледовых образований. На эти процессы оказывают существенное влияние конфигурация береговой линии, наличие заливов и бухт, островов и отмелей, географическое положение замерзающих акваторий, погодные условия, соленость воды и содержание в ней инородных частиц.

Можно выделить две основные классификации льда: *первая* — припайный и дрейфующий, *вторая* — однолетний и многолетний.

Припайный лед представляет собой сплошной, устойчивый ледяной покров, примерзший к берегу или располагающийся на грунте. Простирание припайного льда от берега зависит от глубины воды, локального географического расположения, скоростей ветра и течений и может составлять от нескольких метров до сотен километров. Обычно припайный лед образуется из однолетнего льда, но многолетние припайные льды также встречаются. Места их нахождения в основном сконцентрированы на северных арктических островах Канады.

Припайный лед в случае температурного расширения может оказывать силовое воздействие на прибрежные гидротехнические сооружения. Но в большинстве случаев основные ледовые нагрузки гидротехни-

ческие сооружения испытывают от *дрейфующих льдов*, доминирующих в той или иной акватории. Данные виды ледовых образований находятся в состоянии дрейфа под действием морских течений и ветров. В тех случаях, когда эти природные факторы совпадают по времени и направлению, скорости дрейфа ледовых образований в условиях открытого моря могут достигать 1–3 м/с [4].

Среди наиболее распространенных дрейфующих льдов выделяют следующие:

- ровный лед (однолетний/многолетний);
- однолетние торосы;
- многолетние торосы;
- наслоенный лед;
- стамухи;
- айсберги.

Ровный лед можно определить как лед с недеформированной верхней и нижней поверхностями. Нарастание толщины ровного льда происходит термически без динамических процессов. Данного рода лед обычно формируется в зоне припая. Далее ледяной покров периодически отрывается и продолжает свое существование в свободном дрейфе. При дальнейшем воздействии отрицательных температур воздуха рост толщины льда продолжается в течение всего зимнего сезона.

Другие типы льда, в основном, представляют собой различные формы деформированного льда. Однолетние торосы обнаруживаются везде, где формируется однолетний лед, являющийся достаточно мобильным для их образования. В зависимости от интенсивности взаимодействия ровных ледовых полей могут формироваться как одиночные торосы, так и поля торошения. В тех акваториях, где имеется только однолетний лед, воздействие торосов на гидротехнические сооружения часто является основным расчетным сценарием при оценке ледовых воздействий. Многолетние торосы отличаются большим разнообразием размеров и форм в отличие от однолетних и являются более прочными ледовыми образованиями ввиду монолитного смерзания ледовых обломков в нижней части тороса (киле).

В отдельных случаях нередко происходят подсовы небольших по площади льдин под ровные ледовые поля, что приводит к удвоению толщины на локальных площадях, и образуется наслоенный лед. Отдельные торосы при подходе к мелководью садятся на мель. В результате появляется новый тип ледового образования, который называется стамухой.

Айсберги представляют собой отколовшиеся от ледника массивные глыбы льда различной формы, выступающие над уровнем моря более чем на 1–5 м и находящиеся на плаву или сидящие на мели. Около 90 % объема айсберга находится под водой. В российской Арктике крупные айсбер-

ги могут достигать сотен метров в поперечнике, возвышаться над уровнем моря, более чем на 25 м, их осадка может составлять до 200 м [17]. В тех случаях, когда в акватории есть вероятность появления айсбергов, они представляют наибольшую угрозу гидротехническим сооружениям.

Полная ледовая терминология, включающая все существующие виды льда, представлена на сайте Международной метеорологической организации [18] и переведена на русский язык институтом ААНИИ [19].

### 1.3.2. Морфометрия льда

В процессе проведения наблюдений за морфометрическими характеристиками дрейфующего льда и припая в состав работ, как правило, включают определение следующих параметров:

- границ дрейфующего льда и припая;
- сплоченности, возраста, торосистости и разрушенности льда;
- размеров льдин;
- толщины ровного льда и слоя снега на поверхности льда;
- протяженности (ширины) припая, ее изменения, включая острова припая;
- положения, количества и размеров стамух.

При расчетах силового воздействия, которое может оказывать ровное ледовое поле на гидротехническое сооружение, основными морфометрическими (геометрическими) параметрами являются площадь льдины  $A$ ,  $m^2$ , и ее толщина  $h$ , м. Максимальные значения данных параметров определяются на основе обработки статистических данных многолетних наблюдений.

Как одиночные торосы, так и поля торошения состоят из трех частей: надводная часть — *парус*, средняя — *консолидированный слой* и нижняя часть — *киль*. Геометрические формы торосов варьируются. При расчетах может быть принято симметричное поперечное сечение тороса, как показано на рис. 5 [15].

В средней части тороса непосредственно после окончания процесса торошения происходит постепенное сmerzание обломков льда и воды, заполняющей пустоты между ними. Таким образом формируется самая прочная часть тороса — консолидированный слой.

Надводная часть (парус) возвышается над поверхностью окружающего торос ровного ледяного поля. Обычно высота надводной части зависит от толщины обломков льда, из которых сформировалось тело тороса. Пористость надводной части тороса зависит от распределения размеров обломков, слагающих ее. Нагрузкой от паруса часто пренебрегают при расчетах ввиду ее незначительности по сравнению с нагрузкой от консолидированного слоя и киля тороса.

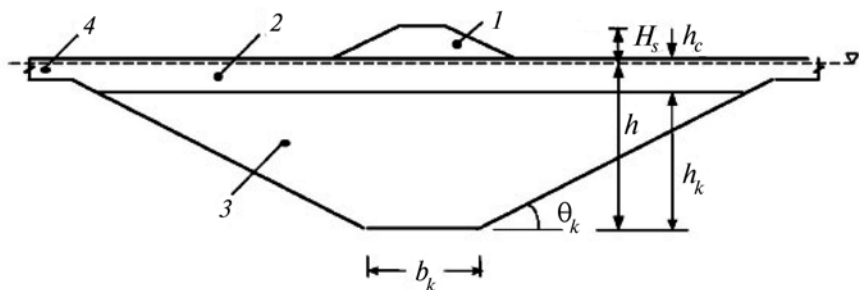


Рис 5. Идеализированная форма однолетнего тороса:

- 1 — парус; 2 — консолидированный слой; 3 — киль тороса; 4 — ровный лед;  
 $\theta_k$  — угол килея;  $H_s$  — высота паруса;  $h$  — заглубление (осадка) килея;  
 $h_c$  — толщина консолидированного слоя;  $h_k$  — расстояние между нижней частью консолидированного слоя и основанием килея (глубина килея);  
 $b_k$  — ширина основания килея [15]

Подводная часть тороса (киль) плотно примыкает к средней консолидированной части. Степень смерзания обломков льда, слагающих киль тороса, существенно отличается по глубине (в сторону уменьшения). Обломки льда в нижней части килея тороса имеют практически нулевую степень смерзания.

Одной из показательных характеристик геометрических параметров торосистых образований является соотношение глубины килея к высоте паруса  $h_k/H_s$ . По результатам исследований однолетних торосов, выполненных в ходе экспедиции 2013–2014 гг. в Карском и Лаптевых морях [17], выявлено распределение отношений  $h_k/H_s$ , которое лежит в диапазоне 2–4,8, что свидетельствует о достаточно устойчивой связи глубины килея с высотой паруса.

Формы и размеры однолетних торосов весьма разнообразны. Глубина их килей доходит до 50 м, а измеренная высота паруса — до 12,8 м. Однако киль тороса глубже 30 м встречается редко [14]. Многолетние торосы отличаются от однолетних тем, что имеют очень низкую пористость и соответственно большую прочность. Размеры и форма многолетних торосов также отличаются. Отношение глубины килея к высоте паруса обычно не превышает 3,3 [14].

При проведении полевых испытаний чаще всего определяются следующие параметры торосов:

- высота, длина и ширина паруса;
- осадка килея;
- горизонтальные размеры ледяного образования;
- толщина ровного льда и консолидированного слоя тороса;
- размеры ледяных блоков, слагающих торос;

- глубина залегания и размеры пустот в толще льда;
- физико-механические свойства льда в киле, парусе и консолидированном слое.

Морфометрические характеристики ледяного покрова получают с помощью снимков искусственных спутников Земли различного расширения, аэрофотосъемки ледяных полей и айсбергов, лазерного профилирования верхней поверхности льда, радиолокационного зондирования ледников и айсбергов, сонарной съемки нижней поверхности ледяных полей и айсбергов. Данные методы позволяют получить информацию в цифровом виде (сплоченность льда, размеры полей, высота паруса торосов, осадка килей, частота гряд торосов и т.д.) на значительных площадях в короткие промежутки времени. Методы прямых измерений параметров ледяного покрова, такие как топографическая съемка гряд торосов, сквозное бурение ровного и деформированного льда, позволяют, с одной стороны, верифицировать данные дистанционных измерений, с другой — получить представление о внутренней структуре ледяного покрова [20; 21].

## 1.4. Динамика ледяного покрова

Ветер, волны, течения оказывают влияние на дрейф льда (на скорость и направление). Хотя скорости дрейфа льда обычно составляют менее 1 м/с, скорости 3 м/с и более наблюдаются в регионах с сильными приливными течениями [4].

Ветровой коэффициент (влияние ветра на дрейф льда) зависит от толщины льда, его сплоченности и скорости ветра и лежит в пределах 0–0,35 [4]. Однако наиболее велика повторяемость значений 0,02–0,06. При этом, чем больше толщина льда, тем меньшее воздействие на скорость его дрейфа оказывает ветер.

Определение динамических характеристик ледяного покрова (скорости и направления дрейфа ледяных полей и айсбергов) выполняется, как правило, при помощи высокоточной спутниковой навигационной системы путем определения географических координат льдины или айсберга через равностоящие интервалы времени [8].

Непрерывные масштабные движения льдов вызываются существующими системами морских течений, приливно-отливными течениями и преобладающими ветрами с устойчивым направлением. Главная черта генеральной схемы дрейфа льда российских арктических морей, характерная как для зимнего, так и для летнего периодов, — вынос льда на север и включение его в трансарктический дрейф, направленный из Арктического бассейна в Атлантический океан [17].

Временные и непродолжительные движения льдов в том или ином направлении могут вызывать ветер, волны и течения во время шторма. Оценка движения льда, скорости и направления перемещения льдов весьма чувствительна к временному интервалу между регистрациями параметров, так как динамика льда не является постоянной.

В отчетах об исследованиях ААНИИ [22] говорится, что по данным автоматических дрейфующих буев в Северном Ледовитом океане установлены структурные элементы крупномасштабного поля дрейфа льда. В поле дрейфа обнаружены зоны повышенных и пониженных скоростей, зоны вихревых и грибовидных движений. Вихревые движения льдов установлены в основном в зонах редких и разреженных льдов или на границах между сплоченными и разреженными льдами. Мезомасштабные вихри, выявленные по аэрофотоснимкам, имеют, главным образом, форму спиралей. К примеру, на рис. 6 представлены траектории перемещения льда в районе Приразломного нефтяного месторождения при слабых ветрах (6-7 м/с) различных румбов, характерные для периодов неустойчивого дрейфа [23].

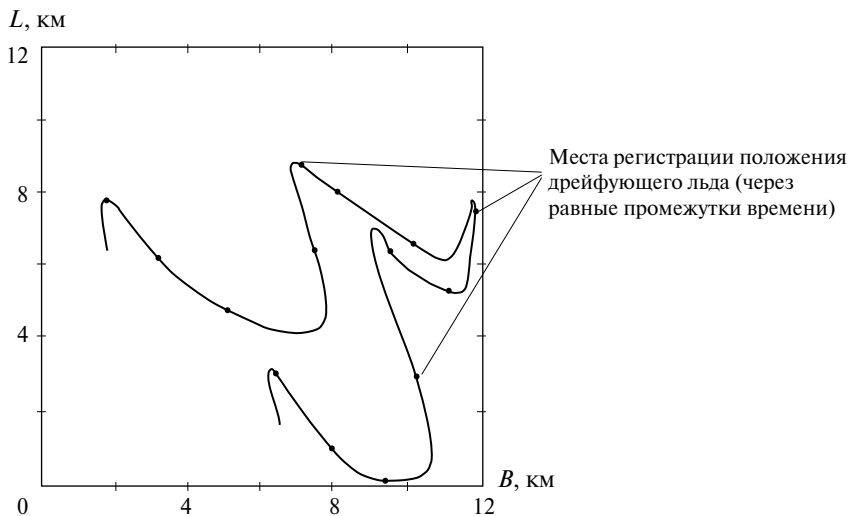


Рис. 6. Траектории перемещения льда в районе Приразломного нефтяного месторождения:

$L$  — протяженность района суточного дрейфа льда;

$B$  — ширина района суточного дрейфа льда.

Суточные измерения проведены 27.04.1997 г.

## 1.5. Физико-механические свойства льда

### 1.5.1. Общая характеристика льда как твердого тела

Как природный материал лед относится к классу твердых тел и характеризуется рядом следующих физических и механических свойств:

*физические свойства:*

- температура;
- соленость;
- пористость и объем солевого раствора во льду;
- удельный вес, плотность;
- коэффициент трения между льдом и другими материалами;
- коэффициент температурного расширения;
- упругие и пластические свойства, в том числе модуль упругости  $E$ ;

*механические свойства:*

- прочность на сжатие (при одноосном, а также при двух- и трехосном напряженно-деформированном состояниях);
- прочность на растяжение;
- прочность на изгиб;
- трещиностойкость;
- анизотропия прочностных свойств льда.

При определении характеристик прочности тороса также учитывают коэффициент сцепления между обломками льда  $C$  и угол внутреннего трения  $\phi$  по результатам испытаний по критерию Кулона — Мора.

На прочностные свойства льда существенное влияние оказывают температура  $T$ , ориентация, размеры и форма кристаллов (зернистый / призматический / волокнистый лед), скорость деформирования льда, а также, в случае с морским льдом, — соленость  $S$  (доля массы соляного раствора) [24].

Соленость и температура льда изменяются по толщине льда, что вызывает анизотропию прочностных свойств льда, при этом наименее прочным является нижний слой льда. Ввиду разной ориентации кристаллов, как уже было отмечено в подразд. 1.2, прочность льда по направлению, перпендикулярному поверхности ледового поля, больше прочности льда, параллельного поверхности, в среднем в 1,5–3 раза [14].

Температура морского льда сильно варьируется под воздействием температуры воздуха, морской воды и снежного покрова. В зимнее время температурный градиент однолетнего или многолетнего льда можно принимать линейным, температура которого на нижней грани льда равна температуре замерзания воды ( $t = -1,8\text{ }^\circ\text{C}$  в случае морской воды), на верхней поверхности равна средней температуре воздуха. Наличие снежного покрова влияет на температуру верхней поверхности льда, так как снег играет роль изоляционного слоя. В летнее время температур-

ный градиент по толщине льда имеет параболическую форму, так как температура на поверхности льда стремительно возрастает [25].

Когда кристаллы морской воды растут, все примеси, включая растворенную во льду соль, отвергаются. Как результат данного процесса внутри льда образуются полости между кристаллами с соленой водой. После первого месяца роста однолетние льды обычно имеют соленость 3–6 ‰. Во время летнего сезона таяния некоторое количество содержащегося солевого раствора выталкивается из льда. Многолетний лед имеет соленость 1–2 ‰. Чем глубже лед, тем он более соленый, как показано на рис. 7 [25].

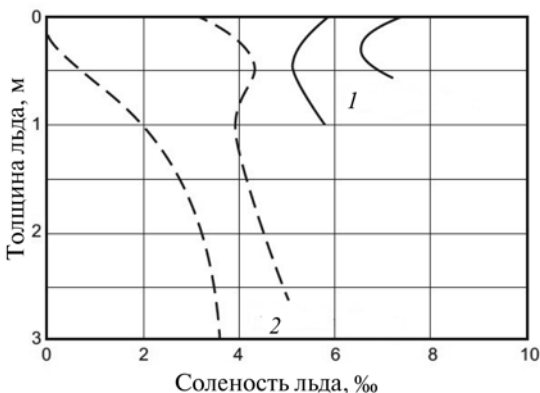


Рис. 7. Типовой профиль соленосодержания во льду для однолетнего (1) и многолетнего (2) льда [25]

Согласно российским нормам [15], при отсутствии опытных данных количество солевого раствора в  $i$ -м слое ледяного поля  $\xi$ , г/кг, можно определить по следующим формулам:

$$\xi_i = -\frac{s_{w,t}(1 - 0,018t_i)}{0,018t_i}, \quad 0^\circ\text{C} < t_i < -7,3^\circ\text{C};$$

$$\xi_i = -s_{w,t} \frac{1,06 - 0,005t_i}{0,03 - 0,014t_i}, \quad -7,3^\circ\text{C} < t_i < -22,4^\circ\text{C}; \quad (1)$$

$$\xi_i = -s_{w,t} \frac{1,17 - 0,005t_i}{2,0 - 0,106t_i}, \quad -22,4^\circ\text{C} < t_i < -30,0^\circ\text{C},$$

где  $s_{w,t}$  — соленость льда, ‰;

$t_i$  — температура льда в середине  $i$ -го слоя, °C.



Обработка данных полевых испытаний физико-механических свойств льда ведется, как правило, по нескольким направлениям [3]:

- статистический анализ, целью которого является определение основных статистических характеристик исследуемых величин (средних значений, стандартных отклонений и т.п.), построение гистограмм и законов распределения;
- оценка прочностных характеристик льда малой повторяемости (в том числе максимальных значений прочности льда малой обеспеченности), необходимых в качестве исходных данных для проектирования;
- использование полевых данных для совершенствования методов расчета ледовых нагрузок на сооружения.

### 1.5.2. Прочность льда на сжатие

В большинстве случаев, когда происходит взаимодействие ровного ледового поля с гидротехническим сооружением, лед разрушается на сжатие. В таких случаях для оценки величины силы воздействия льда требуется определение прочности ледового поля на сжатие. В современной практике имеет место несколько методик определения прочности ледового поля и, соответственно, силы его воздействия на сооружение: 1) на основе испытаний образцов льда (СП 38.13330.2012); 2) на основе масштабных измерений давления ледового поля на сооружения (ISO 19906; API RP 2N).

Исторически так сложилось, что для оценки ледовых нагрузок на гидротехнические сооружения на протяжении долгого времени использовались результаты испытаний небольших ледовых образцов (формула Коржавина) как единственного источника информации о прочности льда. Этой методикой пользуются и по сей день, в том числе при проектировании по российским стандартам [15].

Прочность льда на сжатие по СП 38.13330.2012 [15] предлагается принимать, как среднюю прочность льда по толщине, которая определяется путем условного деления льда на слои и нахождения прочности на сжатие образцов льда каждого слоя:

$$R_c = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (C_i + \Delta_i)^2}, \quad (2)$$

где  $N$  — количество слоев одинаковой толщины, на которое разбивается рассматриваемое ледяное поле, при этом  $N \geq 3$ ;

$C_i$  — значение прочности льда на одноосное сжатие, МПа, в  $i$ -м слое при температуре  $t_i$ ;

$\Delta_i$  — доверительная граница случайной погрешности определений  $C_i$ , МПа, определяемая методами математической статистики.

Конец ознакомительного фрагмента.  
Приобрести книгу можно  
в интернет-магазине  
«Электронный универс»  
[e-Univers.ru](http://e-Univers.ru)