

551.46
1731
И.С. ПЕСЧАНСКИЙ



Ледо

ведение

и ледо

техника

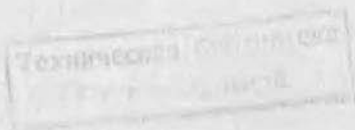
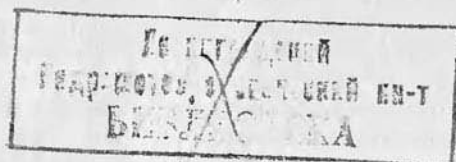
Проф. И. С. ПЕСЧАНСКИЙ

551.46

П

ЛЕДОВЕДЕНИЕ И ЛЕДОТЕХНИКА

*Издание 2-е,
дополненное
и переработанное*



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛЕНИНГРАД • 1967

В книге отражены современные достижения науки о морских льдах, методы исследования ледяного покрова, его разрушение и поведение под нагрузкой. Рассматривается связь вопросов гидротехники, строительства портовых сооружений с ледотехническими расчетами, расчетами воздействия льда на сооружения, а также расчетами грузоподъемности и критических нагрузок на лед.

Монография рассчитана на специалистов океанографов, студентов гидрометеорологических вузов и университетов, а также специалистов морского транспорта, гидротехников и строителей.

ВВЕДЕНИЕ

Первое издание книги «Ледоведение и ледотехника» разошлось чрезвычайно быстро. Недавно изданная книга стала уже библиографической редкостью. Это объясняется тем, что в Советском Союзе лед имеет огромное значение в хозяйственной жизни человека. Поэтому переиздание книги, раскрывающей закономерности ледовых явлений, описывающей методы борьбы со льдом и рассматривающей изменения ледяного покрова, является необходимым и отвечает требованиям практики.

В широком понимании ледоведение — это учение о всех видах льда, какие имеются на земном шаре. Однако такое определение стало правомерным только теперь, когда ледоведение переросло рамки соответствующих разделов геологии, гидрологии, океанологии и стало самостоятельной наукой.

Можно говорить о двух основных разделах этой науки, а именно: ледоведении водоемов и ледоведении материков. Ледоведение водоемов касается вопросов возникновения, развития, распада и исчезновения морских, озерных и речных льдов. Ледоведение материков включает современную гляциологию, историческое оледенение и мерзлотоведение. Составной частью обоих разделов ледоведения является ледотехника. Ледотехника рассматривает технические, инженерные вопросы, которые логически вытекают из ледоведения и связаны с практической деятельностью человека. Круг таких вопросов чрезвычайно широк. Он касается использования льда и ледяного покрова, защиты от его воздействия, отыскания методов разрушения льда, строительства из льда и прогнозирования ледовых явлений.

Будучи наукой географической, изучающей природные закономерности одного из объектов поверхностной оболочки земного шара, ледоведение тесно связано с рядом наук, использует их выводы и методы исследования.

Однако во многих исследованиях прошлых лет часто игнорировался географический фактор, лед отрывался от среды

своего возникновения, а вопросы ледоведения рассматривались либо с чисто физической, либо с технической стороны, что приводило к выяснению только частных результатов.

Общие закономерности, без учета географического фактора, не могли быть раскрыты. Использование выводов смежных наук и их методики исследований особенно важно для ледоведения, так как чисто описательная сторона явлений не дает возможности установить необходимые закономерности. Только при всесторонних исследованиях можно рассчитывать, что такой сложный объект исследований, каким является ледяной покров, может быть изучен с достаточной полнотой и позволит решать практические вопросы.

Данная книга посвящена в основном ледоведению водоемов. Общеизвестна та огромная роль, какую играет лед в природе и жизни человека. Эта роль неизмеримо возрастает в северных районах нашей страны и особенно в Арктике и Антарктике, где лед существует в течение большей части года, или даже круглый год. Без знания основных закономерностей, установленных учением о льдах, в настоящее время невозможно деятельность человека в районах северных морей, рек и озер.

С чувством законной гордости мы считаем основоположником учения о льдах гениального русского ученого М. В. Ломоносова. В сочинении «Краткое описание разных путешествий по северным морям и показание возможного проходу Сибирским океаном в Восточную Индию», записках по организации экспедиций и трактате «Мысли о происхождении ледяных гор в северных морях» Ломоносов заложил основы ледоведения.

Большое участие в исследовании свойств льда и разработке активных методов борьбы с ними принимали выдающиеся русские ученые С. О. Макаров, Д. И. Менделеев, А. Н. Крылов и др. Работы советских экспедиций на дрейфующих льдах в Арктическом (Центральном полярном) бассейне, систематические наблюдения и исследования на научных станциях, летающих обсерваториях, экспедициях, а также и в Антарктике, — все это дало возможность расширить и углубить ледоведение.

Для настоящей книги исходными материалами явились непосредственные работы автора по изучению льда и ледяного покрова, проведенные в различных районах Сибири, на замерзающих морях и в Арктике.

Автором использован также огромный материал, накопленный Арктическим и антарктическим научно-исследовательским институтом, работы Н. Н. Зубова, Б. П. Вейнберга, В. В. Шумейкина, П. А. Шумского, Я. Я. Гаккеля, Б. Л. Савельева, А. Ф. Лактионова, Н. Н. Петруничева, П. В. Проскурякова, К. Н. Коржавина, В. М. Котлякова, А. В. Шнитникова, А. П. Капицы, А. Ф. Трешникова, Г. К. Тушинского и Г. А. Авсюка, а также материалы исследований, проведенных Г. Н. Яковле-

вым, В. В. Лавровым, З. И. Швайштейном, И. Г. Петровым, Н. В. Черепановым, Ю. Л. Назинцевым и др.

Использованы также наиболее интересные работы современных зарубежных ученых.

Полезными также оказались результаты проведенных за последние годы научных конференций и симпозиумов как в СССР, так и за границей. Весьма плодотворным был Международный съезд по морским льдам, состоявшийся в Вашингтоне, 3-й все-союзный симпозиум по гляциологии в Киргизской ССР и ряд координационных совещаний по гидротехнике, касающихся проблем ледоведения.

За помощь в работе по второму изданию автор выражает свою благодарность ст. лаборантам А. В. Камышниковой, Т. П. Федотовой и особую благодарность Г. Н. Яковлеву, любезно согласившемуся быть редактором книги.

Глава I

КЛАССИФИКАЦИЯ ЛЬДА

В настоящее время еще нет общепринятой классификации льдов, удовлетворяющей всем запросам ледотехники. Достаточно большое количество предложенных классификаций исходит из различных принципов. Можно их объединить в следующие группы:

- а) по сфере образования;
- б) географические классификации (по местонахождению на земном шаре);
- в) геохимические классификации (по химическому составу);
- г) морфологические классификации (по внешним формам).

В 1916 г. А. Д. Добровольский высказал основные принципы своей достаточно интересной классификации, основанной на петрографическом делении льдов на группы магматических ледяных горных пород и осадочных ледяных горных пород.

В первую группу входили ледяной покров, донный лед, изморозь, мерзлота и т. д.; во вторую группу — различные стадии метаморфизма снежного покрова: фирновый лед, фирновый снег, паковый лед.

Более поздняя классификация В. Паульке по форме отличалась, но несущественно, от классификации Добровольского.

Н. И. Толстухин дал несколько расширенную классификацию, вначале отвергнув выделенное Добровольским понятие «магматические породы», но затем согласился с тем, что воду следует рассматривать как поверхностный аналог магмы. Б. П. Вейнберг предложил льды, образовавшиеся путем замерзания (магматические), относить к группе так называемых «конжеляционных» льдов.

П. А. Шумский в своем труде «Основы структурного ледоведения» также придерживается деления льдов на две основных группы: льды конжеляционные и льды осадочные.

Можно было бы указать и еще целый ряд классификаций других авторов (В. И. Вернадского, М. И. Сумгина, М. П. Голубкова и др.), основанных на других принципах разделения льдов, но для условий инженерной ледотехники ни одна из предложенных классификаций не подходит. В основе нашего деления льдов, удовлетворяющего современным запросам инженерной ледотехники, лежат следующие принципы:

- 1) среда, в которой образовался лед (атмосфера, гидросфера, литосфера или поверхности их раздела);
- 2) процесс формирования данного вида льда;
- 3) виды воздействия образовавшегося льда на окружающую среду;
- 4) инженерные мероприятия, связанные с решением практических задач (защита ото льда, разрушение его в навигационных целях, использование грузоподъемности и др.).

В связи с изложенным, автор под словом «лед» понимает все виды твердой фазы вод и разделяет льды на следующие виды:

- I. Атмосферные льды.
- II. Поверхностные льды акваторий.
- III. Внутриводные льды.
- IV. Материковые льды.
- V. Мерзлота.
- VI. Погребенные льды.
- VII. Льды, искусственно созданные человеком.

В соответствии с этим делением автор предлагает следующую классификацию льдов.

КЛАСС I. АТМОСФЕРНЫЕ ЛЬДЫ

Атмосферные льды, т. е. льды, образующиеся в атмосфере. Основная особенность — отсутствие (для большинства видов) сплошности и наличие отдельных кристаллов льда. Большая часть твердых атмосферных осадков образуется путем замерзания переохлажденных капель воды, находящихся в атмосфере. Другая часть обязана своим происхождением сублимационному льду, возникающему из пара благодаря наличию в атмосфере уже сформировавшихся ледяных кристаллов. По внешним признакам атмосферные льды можно разделить на две группы.

К первой группе относится лед в виде ярко выраженных правильных скелетных кристаллов. Это основной вид атмосферного льда, имеющий в природе огромное распространение, — снег. Сюда же относится и иней.

Вторая группа атмосферного льда внешне не имеет выраженных кристаллических форм. Представителями такого льда являются град и гололед. Разновидностей атмосферного льда

Метеорологическая классификация видов атмосферного льда¹

Процесс образования	Вид атмосферного льда
I. Отложения льда, образующегося на земных предметах	
1. Обледенение предметов более холодных, чем воздух	
Сублимация пара на радиационно охлажденной поверхности	Радиационный иней
Сублимация пара, поступающего из почвы при адвективном морозе, на поверхности почвы	Инейевые цветы
Сублимация пара на холодных предметах при адвективном потеплении	Кристаллический налет
Намерзание капель тумана на холодные предметы при оттепели	Зернистый налет
Намерзание капель дождя на холодном предмете при оттепели	Ледяной налет
2. Сублимация пара при общем перенасыщении воздуха, но без тумана	
Сублимация пара на предметах без видимых следов тумана	Сибирская изморозь
3. Преобразование переохлажденной воды, находящейся в воздухе	
Сублимация пара на предметах внутри переохлажденного водяного тумана	Кристаллическая изморозь
Намерзание капель переохлажденного тумана на предмет	Зернистая изморозь
Намерзание переохлажденных капель мороси или дождя на предмет при морозе	Гололед
4. Замерзание непереохлажденной воды	
замерзание росы	
Замерзание дождевой или талой воды	Замерзшая роса
Замерзание налипшего мокрого снега	Замерзшая наледь
II. Осадки льда, выпадающего из атмосферы	
1. Сублимация пара при общем перенасыщении воздуха, но без тумана	
Сублимация пара в воздухе без видимых следов водяного облака или тумана	Ледяная пыль, снег без облаков
2. Преобразование переохлажденной воды, находящейся в воздухе	
Сублимация пара внутри переохлажденного облака	Кристаллический снег

¹ Табл. 1 заимствована у А. Д. Заморского.

Процесс образования	Вид атмосферного льда
Намерзание капель переохлажденного облака на кристалл	Снежная крупа, снежные зерна
Намерзание переохлажденных капель мороза или дождя на снежинки или снежную крупу	Град и ледяная крупа
Замерзание капель переохлажденного дождя в морозном воздухе	Ледяной дождь
3. Замерзание непереохлажденной воды	
Оледенение в воздухе подтаявшего снега	Оледенелый снег

достаточно много. Для более полной его характеристики приведем классификацию видов атмосферного льда, принятую в метеорологии (табл. 1).

Исходя из той роли, какую играет в природе снег, следует особо остановиться на его свойствах и особенностях снежного покрова.

Эти особенности определяются как свойствами снега, так и воздействием внешней среды. Г. Д. Рихтер предложил, исходя из условий образования и внешнего вида, следующую классификацию снежного покрова.

1. Свежевыпавший снег состоит из снежинок, которые ложатся друг на друга в разных плоскостях.

Сюда относится снег свежевыпавший сухой (плотность 0,01—0,20) и влажный. Существуют следующие разновидности этой группы.

Пушистый снег выпадает при полном безветрии и температурах, близких к 0°, состоит из звездочек с мало нарушенной ветвистостью и снежных хлопьев, очень рыхлый и подвижный.

Игольчатый снег образуется при низких температурах (ниже —15°), состоит из тончайших игл.

Порошковидный снег выпадает при низких температурах и состоит из мелких кристалликов различной формы — пластинок, призм, игл.

Мучнистый снег (снег-крупa) выпадает при температурах, близких к 0°; он менее подвижен, рассыпчатый и состоит из белых непрозрачных снежных или ледяных зерен.

Снег-изморозь образуется оседанием из тумана на холодную снежную поверхность, состоит из разветвленных кристаллов, спаянных между собой, но рыхлых.

Свежевыпавший влажный снег (плотность 0,10—0,30) образуется при температурах, близких к 0°, из крупных влажных хлопьев (слипшихся снежинок). Он возникает также при оттепелях как вторичное образование из сухого свежевыпавшего снега.

II. Уплотненный снег (плотность 0,20—0,60) образуется за счет оседания снега, частично утратившего свою первичную структуру. Уплотнение свежевыпавшего снега происходит под влиянием повышения собственной тяжести и под воздействием ветра. Форма снежинок сильно изменена, но все же сохраняет первичную кристаллическую структуру. К разновидностям этой группы снега относятся следующие виды.

Осевший сухой снег уплотнен под влиянием силы тяжести, рыхлый и рассыпчатый.

Осевший влажный снег уплотнен под воздействием повышения температуры, теплого влажного ветра и дождя. Тончайшие разветвления снежинок оплавлены, снег превратился в однородную бесструктурную снежную массу.

Метелевый снег образуется из перенесенного ветром и переотложенного снега, состоит из мелких обломков кристаллов.

III. Старый снег, полностью утративший свою первичную структуру и формы кристаллов снежинок и под воздействием возгонки и сублимации или таяния и повторного замерзания перекристаллизованный в более или менее крупные зерна (фирн). Плотность 0,30—0,70. П. П. Кузьмин различает следующие виды фирнизованного снега.

Мелкозернистый снег состоит из мелких ледяных зерен диаметром до 1 мм.

Среднезернистый снег состоит из бесформенных ледяных зерен диаметром от 1 до 2 мм.

Крупнозернистый снег состоит из угловатых зерен диаметром 2—5 мм.

Снег-плывун (глубинный иней) состоит из крупных прозрачных ледяных кристаллов большей частью в виде остросереберных прямоугольных пластинок длиной до 10—15 и шириной до 5 мм, образуется обычно в нижних слоях снежного покрова у поверхности земли или под ледяными прослойками в снегу, где процесс возгонки превалирует над обратным процессом сублимации.

В снежном покрове встречаются ледяные корки и уплотненные слои снега или насты. Г. Д. Рихтер выделяет следующие их виды.

Солнечная корка — тонкая непрозрачная белая и матовая, толщиной в несколько миллиметров ледяная корка, образующаяся в ясные морозные дни путем оплавления поверхностных слоев снега солнечными лучами.

Обволакивающая корка — очень тонкая и хрупкая, лежащая на поверхности снега, но отделенная от него воздушным пространством ледяная корка, образующаяся в ясную и тихую погоду при резких колебаниях температуры днем и ночью.

Перфорированная корочка — очень хрупкая и ломкая, испещренная мелкими отверстиями ледяная корка, образующаяся в результате испарения снега под воздействием солнечных лучей.

Бороздчатый снег — покрывающие поверхность снега и разделенные бороздками, расположенные наклонно и обращенные приподнятой стороной на юг (к солнцу) ледяные пластинки, образующиеся весной при таянии снега.

Дождевая корка — тонкая прозрачная ледяная корка, образующаяся на поверхности снега в результате выпадения дождя.

Температурная корка — плотная белая корка из мелких ледяных кристаллов, образующаяся при замерзании оттаявшего в оттепель снега.

Ветровой наст — уплотненный ветром небольшой слой (до 3 см толщиной) малоскользкого, плотного, матово-белого снега.

Ветровые бороздки — образующийся при метелях за счет развевания поверхности наста бороздчатый снег. Бороздки ориентированы по направлению ветра. С наветренной стороны под поверхностной коркой видны пустоты.

Ветровая доска — образующийся при низовых метелях на наветренных склонах под влиянием ветрового уплотнения слой (более 3 см толщиной) наметенного плотного снега.

Под влиянием внешних условий в толще снежного покрова происходит процесс превращения и перехода от одного вида снега к другому. Снежному покрову свойственно слоистое строение.

В промежутки между снегопадами свежеснеженный снег изменяет свои свойства, и новый слой снега оказывается отделенным от предыдущего достаточно четкой границей. Чаще всего этой границей служат корки и насты.

Процессы, происходящие в снежном покрове. В результате теплообмена снежного покрова с окружающей средой в нем происходит процесс, носящий название *фирнизации*. В результате этого процесса отдельные ледяные кристаллы, представляющие бесформенную массу, превращаются сначала в мелкие, затем в крупные ледяные зерна.

Фирнизация снега идет путем режеляции, рекристаллизации, возгонки или сублимации.

Режеляция (повторное смерзание) заключается в явлении плавления и последующего смерзания тех частей ледяных кристаллов, которые находятся в местах повышенных удельных давлений.

При увеличении давления на одну атмосферу температура плавления понижается на $0,0075^{\circ}$; поэтому, если температура на глубине z будет выше, чем

$$\Theta_z = 0,0075 \frac{z}{h_a},$$

где h_a — высота слоя снега, производящего давление в одну атмосферу, то часть снега должна расплавляться за счет тепла, заимствованного от остального снега, пока распределение температуры не станет соответствующим уравнению, определяющему величину Θ_z .

Упавшая на землю снежинка будет неустойчива в тех нижних частях, где температура выше, чем

$$\Theta_s = - \frac{0,0075 F_N}{S} = 0,0075 P_N,$$

где F_N — составляющая веса снежинки в направлении нормали к поверхности соприкосновения, S — площадь этой поверхности соприкосновения, $P_N = \frac{F_N}{S}$ — соответствующее давление.

Вода, возникающая от плавления на поверхности соприкосновения, выдавливается в соседние места, имея низкую температуру относительно имеющегося там давления, оказывается переохлажденной и потому, соприкасаясь со льдом, снова замерзает.

Режеляция протекает с заметной интенсивностью при температурах, близких к 0° . При более низких температурах для ее осуществления требуется большое удельное давление. Так, например, чтобы понизить температуру плавления на 1° , необходимо создать давление в 133,3 атм.

Рекристаллизация — переход молекул с кристаллической решетки одного кристалла на решетку другого, в результате чего происходит срастание отдельных кристаллов. Характер и скорость процесса рекристаллизации зависят от ориентации пространственных решеток.

Снег состоит из ледяных кристаллов, беспорядочно расположенных и имеющих неодинаковые размеры. Свежевыпавший снег быстро утрачивает первичную структуру. Бесформенные зерна различной величины образуются в нем через 2—5 суток.

Механизм укрупнения зерен состоит в следующем. Внутренние молекулярные силы стремятся параллельно расположить молекулы, находящиеся в соприкосновении кристаллов, т. е. заменить две кристаллические решетки одной. Крупные зерна будут постепенно приспосабливать кристаллические решетки находящихся рядом малых зерен к своей собственной, пока не окажется достигнутой полная параллельность, т. е. пока два кристалла не сольются в один. Однако фирнизация происходит не только за счет поглощения мелких кристаллов крупными. Рост зерна регулируется взаимным обменом частиц в месте соприкосновения двух кристаллов. Если оси последних одинаково наклонены в отношении плоскости раздела обоих зерен, изменений не происходит, так как вещество построено симметрично. Но если ось одного кристалла параллельна плоскости

раздела, а ось другого образует с нею угол, то первый кристалл будет притягивать к себе и поглощать частицы второго независимо от их размеров.

Возгонка и сублимация. Помимо рекристаллизации снежные зерна могут переходить в фирновые путем сублимации и возгонки, т. е. поглощения и отдачи молекул воды водяному пару без перехода в жидкую фазу. Упругость насыщенного водяного пара неодинакова над остро изломанными и над тупыми частями снежинки. Силы поверхностного натяжения уменьшаются с уменьшением радиуса частиц по закону, определенному формулами Томсона. Образовавшийся над выступами снежинок водяной пар попадает во впадины, где он пересыщается и осаждается. Происходит миграция вещества, снежные кристаллы сглаживаются и округляются.

Возгонка и сублимация сопровождаются поглощением и выделением тепла. В результате температурный градиент в толще снега уменьшается, и прекращается процесс миграции водяного пара из одного слоя в другой. В зимних условиях источником, обеспечивающим приход тепла, служат более нагретые нижние слои. Приход тепла обеспечивает процесс возгонки. Отвод тепла, обеспечивающий сублимацию, происходит за счет теплопередач в воздух.

Замерзание и повторное таяние. Фирнизация снега ускоряется повторным таянием и замерзанием. В течение зима фирнизация идет в нижних слоях снежного покрова. Она значительно ускоряется и захватывает верхние слои снега в период таяния. Кристаллы снежинок из первоначальных игольчатых форм переходят в округлые зерна с большим содержанием воздуха.

Сублимационные процессы играют решающую роль в фирнизации снега в зимних условиях, когда имеют место отрицательные температуры и температурные перепады. Наоборот, в период оттепелей, когда происходит колебание температур около 0° , преобладающим процессом является повторное таяние и замерзание. Большое влияние на фирнизацию снега оказывает теплообмен снежного покрова с атмосферой и подстилающей поверхностью.

Свойства снежного покрова. Плотность снега изменяется в широких пределах (от $0,01$ до $0,70 \text{ г/см}^3$). Она зависит от температуры, влажности, структуры и от воздействия ветра. Значительную роль в изменении плотности играет и время, в течение которого снежный покров накапливался. С течением времени плотность повышается. Под влиянием собственного веса происходит постепенный излом отдельных снежинок и уплотнение за счет заполнения свободных пространств между ними. Ветер при переносе ломает снежинки, а затем откладывает их более плотным слоем в зонах затишья.

Первые работы по определению плотности проводились в России Г. Ф. Абельсом в 1893 г.

В табл. 2 приведены данные о плотности снегового покрова, полученные разными авторами.

Таблица 2

Плотность снега по исследованиям ряда авторов

Автор	Плотность (г/см ³)			Примечания
	максимальная	минимальная	средняя	
Свежевыпавший снег				
А. А. Шепелевский	0,05	0,02	—	Очень рыхлый
	0,10	0,06	—	Рыхлый
	0,13	0,04	—	Выпал при слабом ветре
	0,18	0,12	—	Выпал при метели
	0,23	0,15	—	Выпал при буране
Р. Г. Розенталь	—	—	0,13	Выпал мокрым
	0,27	0,16	—	Выпал с дождем
	0,066	0,044	0,056	Крупные снежинки
	0,118	0,078	0,098	Средние снежинки
	0,141	0,130	0,136	Мелкие снежинки
В. Н. Оболенский	0,233	0,075	0,154	Выпал при температуре ниже —10°
	0,295	0,087	0,191	Выпал в диапазоне температур —10÷—5°
	0,258	0,035	0,104	Выпал в диапазоне температур —5÷—2°
	0,455	0,043	0,128	Выпал при температуре выше 0°
	0,588	0,158	0,196	
Снег уплотненный (лежалый)				
Н. Г. Ефимов	0,191	0,146	0,158	Рыхлый лежалый
			0,400	Погребенная снежная корка
			0,535	Она же, перешедшая в лед
			0,388	Ветровая доска

Плотность снежного покрова резко увеличивается в период снеготаяния.

Водные свойства. Сухой снежный покров является двухфазной системой, и соотношение воздуха и кристаллов льда в нем зависит от плотности. Мокрый снег представляет собой уже трехфазную систему. Наибольшее количество воды, которое может содержаться в снежном покрове при условии полного заполнения пор, определяет влагоемкость снежного покрова. Свойства влагоемкости зависят от ряда внешних факторов, в первую очередь, от интенсивности источника, питающего снег влагой, размера и формы ледяных частиц и самих пор. Однако

вопрос о поведении влаги в снежном покрове изучен в настоящее время недостаточно.

Пористость. Снежный покров весьма порист. Он сплошь пронизан большим числом сообщающихся между собой пор. Верхний предел пористости снежного покрова достигает 98,9% при плотности 0,01. Однако пористость может быть и значительно ниже, до 23,5% при плотности 0,7.

Воздухопроницаемость. Способность снежного покрова пропускать сквозь себя воздух зависит от давления воздуха и размеров самих пор. Чем крупнее поры, тем больше их пропускная способность. Кроме воздуха в порах находится также и водяной пар. (табл. 3).

Таблица 3

Соотношение между количествами воздуха и льда, содержащимися в снежном покрове, при разных плотностях снега

	Плотность (г/см ³)								
	0,01	0,05	0,10	0,20	0,30	0,40	0,50	0,60	0,70
Объем воздуха (пористость), см ³	0,989	0,945	0,891	0,782	0,672	0,563	0,455	0,345	0,235
Объем льда (см ³)	0,011	0,055	0,109	0,218	0,328	0,437	0,545	0,655	0,765
Отношение веса воздуха к весу льда (%)	12,7	2,7	1,2	0,5	0,3	0,2	0,1	0,07	0,04

Водопроницаемость снежного покрова зависит от количества, размеров и формы пор в снежном покрове, степени его слоистости, видов включений и пустот. Просачивание сопровождается поглощением воды и фильтрацией. Исследование коэффициента фильтрации на снежных образцах было проведено В. В. Коровниковой. Ею получено среднее значение коэффициента фильтрации, равное 0,047 см/сек. Многие авторы исследовали в натурных условиях стекание по ледяной корке воды, прошедшей сквозь снег. Следует указать на работы А. Г. Ковзаль, С. Н. Боголюбова, П. А. Урываева и др. Значения скорости, полученные в опытах, колебались в пределах 0,12—0,57 см/сек.

Водоудерживающая способность. Наибольшее количество воды, которое снег может удержать, определяется его водоудерживающей способностью. Эта характеристика зависит от структуры и плотности снежного покрова. Она

изменяется в достаточно широких пределах. Так, по опытам П. П. Кузьмина и А. Я. Ойя получены следующие данные:

Снег	Плотность (м/см ³)	Водоудерживающая способность (%)
Свежевыпавший	0,13—0,21	35—55
Мелкозернистый и среднезернистый .	0,20—0,32	25—35
Перекристаллизованный крупнозернистый	0,34—0,45	15—25

Как указывает П. П. Кузьмин, в период снеготаяния водоудерживающая способность обычно составляет 15—20%. Эта величина достаточно постоянная и не имеет колебаний в течение суток.

Влажность снега. Под этой характеристикой следует понимать количество воды, находящейся в снежном покрове в данный момент. Согласно исследованиям С. И. Савинова, значения этой величины не превышали 24%. По данным В. И. Рутковского они составляли 40—45% для свежевыпавшего снега, 20% — для крупнозернистого снега и 13% — для снега в разгар таяния. Значение этой величины необходимо знать при расчетах снеготаяния.

Тепловые свойства снега в значительной степени определяют нарастание и таяние ледяного покрова. К ним относятся теплопроводность, теплоемкость, теплота кристаллизации воды, теплота испарения, возгонки и сублимации.

Процессы теплопередачи в снежном покрове в основном осуществляются с помощью теплопроводности и излучения. Конвекционная (турбулентная) теплопередача, связанная с перемещением масс, характерным для жидкого и газообразного состояния вещества, может иметь место при метелевом переносе снега. Для снежного покрова решающее значение имеет не этот вид теплопередачи, а процессы фазового перехода воды.

Значения коэффициентов теплопроводности и температуропроводности снега в зависимости от плотности могут быть определены по формулам Г. Ф. Абельса, Янсона и А. С. Кошдратьевой. Эти данные приведены в табл. 4.

Теплоемкость. Объемная теплоемкость сухого снежного покрова равна сумме объемных теплоемкостей, содержащихся в сухом снеге веществ, а именно: льда, воздуха и водяного пара. Это справедливо, когда отсутствует фазовый период. Теплоемкостями воздуха и пара можно пренебречь ввиду их малости.

Объемная теплоемкость чистого снежного покрова зависит от плотности снега. Она может характеризоваться следующими значениями (табл. 5):

Коэффициент теплопроводности (кал/см сек. град.) и температуропроводности (см²/сек.)

Коэффициент	Плотность (г/см ³)									
	0,10	0,15	0,20	0,25	0,30	0,35	0,40	0,50	0,60	0,70
По данным Г. Ф. Абеляса										
теплопроводности · 10 ⁻⁴	0,680	1,53	2,72	4,25	6,12	8,34	10,9	17,0		
температуропроводности · 10 ⁻³	1,33	2,00	2,66	3,33	4,00	4,66	5,32	6,65		
По данным Янсона										
теплопроводности · 10 ⁻⁴	2,41	3,38	4,40	5,48	6,69	8,05	9,64	13,8		
По данным А. С. Кондратьевой										
теплопроводности · 10 ⁻⁴							13,6	21,3	30,6	41,6
температуропроводности · 10 ⁻³							6,60	8,25	9,90	11,6

Таблица 5

Зависимость теплоемкости (кал/см³ град.) снега от его плотности

Плотность (г/см ³)	0,1	0,2	0,3	0,4	0,50	0,60	0,70
Объемная теплоемкость (кал/см ³ град.)	0,50	0,10	0,15	0,20	0,25	0,30	0,35

Радиационные свойства снега. Снежный покров излучает длинноволновую радиацию и поглощает встречное излучение атмосферы. Эти процессы зависят от радиационных свойств снежного покрова, к которым относятся лучеиспускание, отражательная и поглощательная способность и его прозрачность. Способность снежного покрова рассеивать и поглощать солнечную радиацию имеет большое практическое значение. С учетом этих свойств в настоящее время разработан один из методов активной борьбы со льдами.

Относительная излучательная способность снега была измерена Г. Фалькенбергом и оказалась близкой к излучению черного

цвета (0,995). П. П. Кузьмин объясняет это особенностью состояния поверхности снежного покрова, наличием большого числа мелких кристаллов, разделенных воздушными промежутками, играющими роль черных поглотителей и излучателей длинноволновой радиации.

При укрупнении кристаллов укрупняются и воздушные промежутки, которые утрачивают эту способность, и излучательная способность несколько уменьшается. По мере старения снежного покрова излучательная способность его тоже уменьшается. Опыты В. Л. Гаевского это подтвердили. Так, для свежевыпавшего снега относительная излучательная способность составила 0,986, а для загрязненного — 0,963.

Снежный покров в природе является лучшим излучателем и поглотителем длинноволновой радиации, которая поглощается самым тонким верхним слоем (толщиной в несколько миллиметров). Коротковолновая радиация, проникающая в толщу покрова, вызывает там таяние снега даже при отрицательной температуре. В зависимости от состояния снега, его структуры, плотности и влажности коротковолновая радиация может проникать до глубины 70 см. Для мокрого снега проникновение радиации ограничивается глубиной 10—30 см.

Отражение солнечной радиации. В природе имеют место два вида отражений: зеркальное и диффузное. При первом виде отражения угол падения равен углу отражения, при втором виде — свет рассеивается более или менее равномерно во все стороны. Поверхность снежного покрова представляет собой совокупность различно ориентированных кристалликов льда (элементарных поверхностей), где имеют место в основном диффузное и частично-зеркальное отражения. Для расчетов радиационного баланса снежного покрова необходимо определить величины спектрального и интегрального коэффициентов отражения. Они вычисляются в первом случае как отношения полного потока монохроматической солнечной радиации, во втором — как отношения интегральной, отраженной от поверхности во всех направлениях радиации к полному потоку той или другой радиации, упавшей на данную поверхность.

Согласно исследованиям Н. Н. Калитина, спектральный коэффициент можно характеризовать для снежного покрова следующими данными (табл. 6).

В этой таблице характерным является уменьшение коэффициента отражения по мере старения снега и заполнения его водой.

Коэффициент отражения снежного покрова весьма изменчив и в зависимости от возраста и состояния снежного покрова колеблется в широких пределах от 0,98 до 0,30. Он имеет также дневной ход.

Спектральный коэффициент отражения снежного покрова

Состояние поверхности снега	Длина волны (мк)					
	0,380	0,450	0,550	0,612	0,660	0,900
Снег чистый сухой	0,91	0,95	0,94	0,95	0,88	—
Снег мокрый	0,70	0,77	0,78	0,80	0,73	—
Снег засоренный мокрый	0,56	0,63	0,65	0,67	0,58	0,46
Снег пятнистый (80%), старая трава (20%)	0,31	0,49	0,50	0,53	0,40	0,31
Снег пятнистый (20%), старая трава (80%)	0,08	0,21	0,26	0,29	0,21	0,22

Представляют интерес непосредственные данные измерений этого коэффициента. Так, по данным П. П. Кузьмина, измерения (табл. 7) дали следующие результаты.

Таблица 7

Коэффициент отражения снежного покрова

Состояние поверхности	Высота солнца (град.)	Коэффициент отражения
Снег плотный, сухой, чистый	30,3	0,86
	29,7	0,88
	25,1	0,95
Снег чистый, влажный, мелкозернистый	33,3	0,64
	34,5	0,63
	35,3	0,63
Снег чистый, влажный, зернистый	33,7	0,61
	32,0	0,62
Снег пористый, сильно влажный, сероватого цвета	35,3	0,47
	36,3	0,46
	37,3	0,45
Снег сильно пористый, серого цвета, пропитан водой, обнажается морской лед	32,8	0,43
	31,7	0,43
Снег сильно пористый, светло-бурого цвета, сильно пропитан водой	29,7	0,31
Снег сильно пористый, грязноватый, сильно пропитан водой, обнажается морской лед	37,3	0,29

Величина коэффициента отражения меняется и в течение зимы. По данным Н. Т. Черниговского, эти изменения можно характеризовать следующими данными (табл. 8).

Представляют интерес данные о коэффициенте отражения со снежной поверхности в период ее таяния.

Коэффициент отражения снежного покрова (в течение зимы)

Коэффициент	III	IV	V	VI	VII
Береговая полоса					
Средний	0,87	0,87	0,83	0,81	0,52
Максимальный	0,96	0,95	0,92	0,95	0,80
Минимальный	0,82	0,74	0,67	0,54	0,40
Акватория моря					
Средний	0,87	0,87	0,83	0,80	0,60

По данным М. И. Новиковой (табл. 9), значение этого коэффициента падает до 0,32.

Таблица 9

Коэффициент отражения тающего снега в зависимости от состояния его влажности, степени загрязненности поверхности и размеров снежных зерен

Структура снега	Состояние влажности и степень загрязненности поверхности снега	Коэффициент отражения
Свежевыпавший	Сухой, чистый	0,86
	Влажный, чистый	0,82
Мелкозернистый	Сухой, чистый	0,78
	Влажный, чистый	0,74
	Влажный, серый	0,70
Среднезернистый	Сухой, чистый	0,70
	Влажный, чистый	0,66
	Влажный, серый	0,62
Крупнозернистый	Сухой, чистый	0,62
	Влажный, серый	0,56
	Влажный, грязноватый	0,50
	Влажный, грязный, намечаются проталыны	0,44
	Сильно грязный, пестрый ландшафт	0,38
	На сходе отдельных пятен снега	0,32

Проникновение радиации сквозь снег. Для характеристики проникновения радиации в снег приходится прибегать к коэффициенту экстинкции, т. е. ослаблению радиации по мере прохождения через толщу снега.

По данным Ф. Заубера (табл. 10), имеются достаточно большие колебания в проникновении радиации через снежный и ледяной покров.

Пропускание (%) снегом и льдом радиации различных длин волн

Толщина слоя (см)	Длина волны (мк)							
	0,332	0,332	0,346	0,366	0,392	0,416	0,438	0,448
Снега, 1	12	14	14	15	16	17	19	20
Льдины, 107	46	—	46	51	52	54	52	55

По наблюдениям коэффициент прозрачности равен для льда 0,98—0,96, сухого снега 0,93—0,80, для мокрого снега 0,89—0,64.

Поглощение солнечной радиации. Чем менее прозрачен снег и чем больше коэффициент ослабления, тем интенсивнее процесс поглощения проникшей в снег радиации. Это положение может хорошо характеризоваться следующими данными, заимствованными у П. П. Кузьмина (табл. 11).

Таблица 11

Послойное поглощение суммарной (прямой и рассеянной) солнечной радиации при различных значениях коэффициента ослабления

Коэффициент ослабления (см ⁻¹)	Толщина слоя снега (см)									Коэффициент прозрачности
	0—5	5—10	10—15	15—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60	
0,051	22,7	17,4	13,6	10,5	14,4	8,6	5,1	3,1	4,6	0,95
0,073	30,3	21,2	14,8	10,2	12,1	5,9	2,8	1,4	1,3	0,93
0,083	34,4	22,4	14,9	9,7	10,7	4,6	2,0	0,9	0,4	0,92
0,094	37,6	23,5	14,6	9,2	9,2	3,6	1,4	0,5	0,4	0,91
0,105	41,0	24,2	12,2	8,5	7,9	2,8	1,0	0,3	0,1	0,90
0,117	44,2	24,6	13,8	7,7	6,7	2,1	0,6	0,2	0,1	0,89
0,128	47,2	24,9	13,2	6,9	5,6	1,6	0,4	0,1	0,1	0,88
0,151	53,0	24,9	11,7	5,5	3,8	0,9	0,2	—	—	0,86
0,175	58,2	24,3	10,2	4,2	2,6	0,4	0,1	—	—	0,84
0,199	62,9	23,4	8,6	3,2	1,6	0,3	—	—	—	0,82
0,223	67,2	22,0	7,3	2,3	1,1	0,1	—	—	—	0,80
0,288	76,3	18,1	4,3	1,0	0,3	—	—	—	—	0,75
0,357	83,2	14,0	2,3	0,4	0,1	—	—	—	—	0,70
0,433	88,4	10,3	1,2	0,1	—	—	—	—	—	0,65

Снежный покров в высоких широтах северного полушария характеризуется довольно большим разнообразием форм. Как указывает Г. Н. Яковлев, из-за неровностей рельефа ледяных полей снежный покров залегает неравномерно. На ровных участках толщина его колеблется от 20 до 40, в пониженных местах доходит до 60, а во впадинах до 180 см. Приводим характерные данные толщины снега и льда (табл. 12).

Толщина снежного покрова и льда (см)

Характер ледяного покрова	Толщина льда	Толщина снега
Замерзшее разводье между старыми полями; лед ровный	130	8—11
Замерзшее разводье между полями; лед ровный; местами надвиги льда; посредине разводья проходит гряда торосов	115—120	На ровных местах 10—20; у торосов до 80
Старое многолетнее поле со средними формами рельефа (бугры до 1 м); отдельные холмы достигают 3 м	От 270 на промерзших снежниках и выше	На буграх снега нет; на ровных местах 10—20; у торосов до 100, во впадинах 14—55
Старое многолетнее поле с сильно развитым рельефом; много сглаженных ледяных холмов и гряд высотой до 3 м	От 260 на промерзших снежниках и выше	На буграх снега нет; на ровных местах 10—20; в понижении рельефа до 40—50; у торосов и холмов до 150

Представляет интерес плотность снежного покрова. Г. Н. Яковлев приводит следующие данные зависимости плотности от высоты снежного покрова и времени (табл. 13).

Таблица 13

Зависимость плотности от высоты снежного покрова (см)

Время наблюдения	Средняя высота	Средняя плотность	Время наблюдения	Средняя высота	Средняя плотность
27 апреля	40	0,32	3 июня	34	0,33
28 "	30	0,34	12 "	27	0,36
2 мая	31	0,31			(снег влажный)
5 "	42	0,34	15 "	33	0,36
15 "	37	0,24			(снег сильно увлажнен)
17 "	34	0,28			0,38
28 "	29	0,32	17 "	28	(снег сильно увлажнен)
31 "	39	0,35			

Снежный покров оказывает существенное влияние на таяние льда. На рис. 1 приведены данные таяния, полученные Г. Н. Яковлевым на опытных площадках.

Благодаря незначительной теплопроводности (средние значения коэффициента теплопроводности $7,28 \cdot 10^{-4}$ кал/см сек. град., коэффициента температуропроводности $3,6 \cdot 10^{-3}$ см²сек.) теплообмен в снежном покрове происходит весьма замедленно. Это, в свою очередь, сказывается и на таянии снега.

Теплофизические свойства арктического снега исследовал ряд авторов (Д. Л. Лайхтман, Н. В. Серова, А. В. Сметанникова, Д. П. Беспалов, А. П. Коптев и др.).

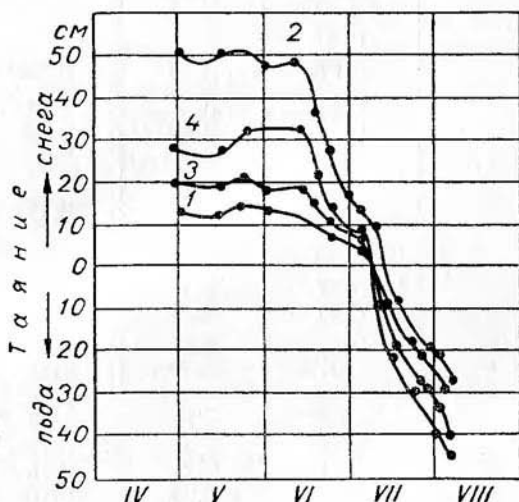


Рис. 1. Таяние снега и льда на опытных площадках 1—4.

А. П. Коптев указывает, что при сопоставлении снежного покрова умеренных и высоких широт наглядной становится нижеследующая разница: в интервале плотностей снега 0,2—0,4 наблюдается различие в коэффициенте теплопроводности, затем это различие постепенно уменьшается.

Приводим теплофизические характеристики снега, заимствованные у А. П. Коптева (табл. 14).

Представляют также интерес исследования альбедо разных поверхностей в арктических условиях (табл. 15).

Роль атмосферного льда и его разновидности — снега в природе и жизни человека огромна. Снег является исходным материалом для образования материковых льдов. Снежные обвалы, снежные заносы — все эти вредные явления обязаны своим происхождением снегу, но, с другой стороны, снег играет

Теплофизические характеристики по данным А. П. Коптева

Месяц	Теплопроводность	Температуропроводность	Объемная теплоемкость	Плотность
Уплотненный мелкокристаллический снег				
Декабрь	0,62	2,82	0,22	0,43
	0,52	2,90	0,18	0,37
	0,83	4,63	0,18	0,37
	0,71	3,40	0,21	0,42
Январь	0,64	3,00	0,21	0,42
	0,68	3,08	0,22	0,45
	0,93	4,22	0,22	0,45
Февраль	0,61	3,40	0,18	0,37
Март	0,60	3,35	0,18	0,35
	0,79	3,40	0,23	0,46
	0,86	3,68	0,23	0,47
	0,80	3,48	0,23	0,46
Апрель	0,62	3,44	0,18	0,35
Свежий метелевый снег				
Январь	0,36	2,28	0,14	0,27
	0,45	3,24	0,14	0,27
Февраль	0,51	2,83	0,18	0,36
	0,61	3,40	0,18	0,36
Март	0,54	2,98	0,18	0,37
	0,55	3,05	0,18	0,37
	0,40	2,67	0,15	0,30
	0,44	2,75	0,16	0,31
	0,52	3,22	0,16	0,32
Апрель	0,48	3,16	0,15	0,30

и положительную роль, например, для защиты посевов от мороза, возможности сохранения влаги для посевов в засушливых районах в весеннее время. Половодье для ряда районов — явление также положительное. Воздействие других видов атмосферного льда в основном приносит вред. Достаточно вспомнить обледенение самолетов, гололед и др. Инженерная ледотехника должна разрешить вопросы очистки от снега больших пространств, на которых происходит хозяйственная деятельность человека, а также вопросы борьбы с обледенением самолетов и использования снега для повышения урожайности. В горных районах особую роль играет прогнозирование снежных обвалов, борьба с ними и защита от них.

Кроме того, в последние годы важную роль стали играть вопросы создания искусственно уплотненного снежного покрова для дорог и аэродромов.

Альbedo снега и льда в зависимости от вида и состояния поверхности

Поверхность		Альbedo по данным						
		Коптева	Брызгина			Яковлева		
характер	состояние, цвет	среднее	среднее	максимальное	минимальное	среднее	максимальное	минимальное
Свежевыпавший	Сухой, ярко-белый, чистый, рыхлый	90	88	98	72	85	95	83
	Влажный, белый		80	85	80	82	88	76
Свеженаметенный снег	Сухой, слабоуплотненный		85	96	70	86	89	84
То же	Влажный, серо-белый		77	81	59			
Метелевый снег	Плотный, сухой	85	80	86	75			
То же	Влажный, серо-белый	78	75	80	56			
Плотный снег	Сухой, чистый	80	77	80	66	76	81	72
Перекристаллизованный снег	Влажный	72				63	75	52
Снег с ледяной коркой (наст)	Замерзший	75				74	81	68
Снег во время таяния (пропитан водой)	Светло-зеленый, загрязненный	40—60	35		28			
Тающий лед	Влажный, серый		60	70	40	69	75	64
Снег и лед	Сухой, серо-белый		65	70	58			
Тающие ледяные бугры	Серо-грязные		55	65	36			
Снежица в первый период таяния	Вода светло-голубая		27	36	24			
Снежица глубокая (30—100 см)	Вода зеленая		20	26	13			
То же (30—100 см)	Вода голубая		22	28	18			
Снежица, покрытая льдом	Гладкий лед, покрытый ледяными цветами из мороза	—	33	37	21			
Наст, покрытый белым снегом	Сухой					77	88	62
Лед, покрытый свежим снегом	Сухой					79	89	74

КЛАСС II. ПОВЕРХНОСТНЫЕ ЛЬДЫ АКВАТОРИИ

Эти льды также имеют огромное распространение в природе. В зимнее время они покрывают океаны, моря, реки, озера и другие водоемы. Основная их особенность, характерная для всех водоемов,—сплошность. Лед состоит из массы соединенных между собой кристаллов. Он образуется на поверхности акватории за счет охлаждения поверхностного слоя воды. Благодаря соприкосновению воды с атмосферой на поверхности

раздела имеют место потери тепла за счет испарения, излучения и теплообмена с воздухом. Все это в соответствии с интенсивностью происходящих процессов вызывает охлаждение воды и затем рост льда.

Толщина образуемого льда зависит от гидрометеорологических условий при ледообразовании, наличия снежного покрова, скорости движения воды и других причин. Основным фактором, определяющим рост льда, является продолжительность и величина отрицательных температур (или, как принято говорить в ледотехнике, «сумма градусодней мороза»). Поверхностные льды в зависимости от географического положения могут достигать толщины от нескольких сантиметров до десятка метров. Этот класс льдов соответственно химическому составу вод, из которых лед образован, подразделяется на два подкласса: 1) льды пресноводные и 2) льды, образовавшиеся из соленых вод.

1. Пресноводные льды, в свою очередь, могут быть подразделены на речные, озерные и льды небольших водоемов. Они имеют разную прочность и свои структурные особенности, вызванные разными условиями ледообразования. Особенностью речного льда заключается в том, что ледообразование происходит при движении воды. Озерные льды образуются как при ветровом волнении, так и при спокойном состоянии поверхности. Льды небольших водоемов большей частью образуются при спокойной поверхности или при небольшом волнении в верхнем слое, существенно не сказывающемся на виде льда. Пресноводные льды существуют только часть года соответственно продолжительности зимы. Многолетних речных и озерных льдов на земном шаре (кроме Антарктиды), очевидно, не встречается.

Поверхностные пресноводные льды по образованию на поверхности водотоков и водоемов делятся на:

а) *поверхностный водный лед* — лед из чистой воды (без примеси иных, образовавшихся видов льда) при понижении температуры поверхностного слоя до точки замерзания и при продолжающейся отдаче тепла водой преимущественно в направлении, перпендикулярном к водной поверхности. Он имеет шестоватое строение и состоит из столбчатых кристаллов различной толщины; оси этих кристаллов расположены нормально к поверхности замерзания;

б) *поверхностный водно-снеговой лед* — лед из смоченного водой снега, выпавшего на поверхности воды или находящегося на ледяном покрове и насыщенного водой (при оттепели или вследствие просачивания через трещины в ледяном покрове). Водно-снеговой лед непрозрачен и имеет кристаллическую структуру с большим количеством полостей;

в) *поверхностный водно-шуговой лед* — лед, возникающий при замерзании воды, содержащей шуговые образования. Он

образуется или непосредственно на поверхности воды в период движения шуги или же путем примерзания последней со стороны нижней поверхности водного или водно-снегового льда при наличии зазора. Водно-шуговой лед менее прозрачен, чем водный, и имеет неправильную структуру.

В пресноводных водоемах наблюдаются некоторые другие ледовые образования и явления, характеристика которых приводится ниже.

Битый лед — льдины неправильной формы и различной крупности, образующиеся при разломе заберегов, ледяных полей. Размеры льдин в поперечнике

Лед	Размеры (м)
Крупнобитый	20—100
Мелкобитый	2—20
Куски	0,5—2,0
Ледяная каша (измельченный и истертый лед)	>0,5

Вскрытие рек и водоемов — процесс разрушения ледяного покрова, происходящий под воздействием тепла и механических сил, возникающих в результате интенсивного притока воды. Разрушающийся ледяной покров водоемов выносится в реки или тает на месте. На реках разрушение ледяного покрова приводит к перемещению льда вниз по течению — ледоходу.

Забереги — полосы льда, окаймляющие берега рек, озер и водохранилищ при незамерзшей остальной части водного пространства или отделившиеся от сплошного ледяного покрова при образовании продольных трещин вследствие колебаний уровня воды. Различают первичные забереги, образующиеся у берегов; наносные забереги, возникающие в результате примерзания льда и шуги во время ледохода; остаточные забереги, остающиеся у берегов весной при таянии льда или отделенные от ледяного поля трещинами. На озерах и водохранилищах они могут нарастать также за счет льдин, пригнанных к берегу ветром.

Зажор — скопление шуги в русле реки, сопровождающееся забивкой некоторой части живого сечения и повышением уровня воды. Частично в состав зазора могут входить отдельные льдины, снежура. «Голова» зазора — участок на месте его первоначального образования; «хвост» зазора — участок в конце его.

Закраина — пространство открытой воды вдоль берегов, образующееся перед вскрытием ледяного покрова в результате таяния льда, отхода его от берегов и повышения уровня воды.

Затор — нагромождение поверхностного льда в русле реки, сопровождающееся уменьшением живого сечения русла и повышением уровня воды в реке (в водотоке) выше затора.

Ледоход — движение по реке различных ледовых образований. Различают осенний ледоход, наблюдающийся перед осенним

ледоставом, и весенний ледоход, наблюдающийся в период вскрытия. В некоторых случаях ледоход наблюдается и зимой при вскрытии рек в период временных оттепелей или на незамерзающих участках реки при образовании шуги.

Ледяная каша — масса мелкораздробленного льда со включением снежур, сала, шуги. Образуется на больших и средних водоемах в пространствах между крупными льдинами и у берегов в период перемещения льдин осенью и весной при их тошении.

Ледяная перемычка — короткий участок ледяного покрова на реке, образовавшийся в местах смыкания заберегов или вследствие остановки и смерзания плывущих льдин и шуги.

Ледяные поля — отделившиеся участки ледяного покрова, окруженные со всех сторон водой. На озерах их размеры от 0,5 до 2 км, на реках — от 0,1 до 0,5 км.

Ледяные валы (местное название *рупасы, сокуи*) — образования в виде гряд, сложенные из масс шуги и обломков льда. Образуются в период осеннего ледохода у волноприбойных берегов озер и водохранилищ при волнении и вдоль берегов рек с быстрым течением, преимущественно незамерзающих. Ледяные валы на озерах достигают высоты 3—4 м и иногда располагаются двумя — тремя параллельными грядами. На реках валы достигают высоты 1 м, а иногда и больше; река при этом течет как бы в ледяных берегах.

Навалы льда — нагромождения льдин у берегов рек, озер, водохранилищ и у гидротехнических сооружений, образующиеся под влиянием ветра и течения.

Наледи — ледяные образования, возникающие в результате замерзания воды, выступающей через трещины на поверхность ледяного покрова. Различают наледи речные, подземных вод, смешанные. По длительности они бывают однолетними, сезонными и многолетними. Наледи образуются также в результате замерзания воды на поверхности сильно охлажденных предметов (камнях, скалах, металлических обшивках щитов и пр.) при последовательном смачивании их водой.

Наслуд — ледяное образование, возникающее в результате замерзания воды, скопившейся на льду при оттепелях, а также на поверхности промоин, проталин и озерков талой воды.

Подвижка льда — небольшое перемещение ледяного покрова на отдельных участках рек и озер.

Полынья — оставшийся не покрытым льдом участок водной поверхности после установления ледяного покрова. Различают полыньи гидромеханического происхождения, образующиеся в местах с быстрым течением, и теплового происхождения, образующиеся вследствие притока теплых грунтовых вод, вод промышленных предприятий, подъема на поверхность придонных теплых слоев воды и т. д.

Промоина — небольшой открытый участок воды, образовавшийся в ледяном покрове под влиянием быстрого течения, а также в местах поступления теплых вод (сбросы вод от промышленных предприятий, грунтовые воды). Промоина отличается от полыньи тем, что образуется уже после установления сплошного ледяного покрова.

Пятры — ледяные образования в виде отдельных конусообразных колонн, поднимающиеся со дна до поверхности, состоящие из донного льда и оканчивающиеся выходящей на поверхность ледяной шапкой.

Разводье — пространство открытой воды в ледяном покрове, образовавшееся в результате подвижек льда.

Снежница — скопление талой воды на льду, образовавшееся в результате таяния снега. Различают следующие стадии развития снежницы.

Пятна мокрого снега — отдельные темные пятна пропитанного водой снега, наблюдаемые на заснеженной поверхности льда.

Лужи на льду — небольшие и неглубокие скопления талой воды на поверхности льда, не имеющие резко выраженных контуров.

Сплошная вода на льду — слой талой воды на значительной площади поверхности льда преимущественно на ровном припае (над водой выступают в виде отдельных островков торосистые образования).

Озерки — углубленные за счет таяния льда водоемы на обсыхающем льду с резко выраженными контурами, часто соединяющиеся между собой протоками. Обсыхающий лед — лед, с поверхности которого в связи с образованием трещин и проталин стекает вода. При обсыхании поверхность льда белеет.

Проталины — сквозные отверстия во льду, часто овальной формы; являются дальнейшей стадией развития озерка.

Снежура — снег, плавающий в воде в виде комковатых скоплений. Снежура образуется в результате обильных снегопадов и представляет собой рыхлую, вязкую массу, внешне похожую на намокшую в воде вату.

Шуга — находящийся в глубине потока или всплывший на поверхность внутриводный лед в виде ледяных пластинок, зерен и их скоплений. Может находиться в состоянии движения или в виде скопления масс под ледяным покровом.

Ранее считалось, что шуга образуется из поверхностных видов льда. Позднейшие исследования установили, что шуга, как и донный лед, обязана своим происхождением переохлажденной воде и является внутриводным льдом. Всплывая, шуга смешивается с ледяным салом и снежурой.

Шуговая дорожка — часть ледяного покрова реки, образо-

вавшаяся из смерзшейся шуги в виде продольной торосистой полосы между заберегами.

Шуговой ковер — поверхностный слой шуги, более или менее ограниченный от расположенной ниже водной массы потока.

Шугоход — ледоход, в котором ледяные образования состоят преимущественно из шуги.

2. Соленоводные льды свойственны акваториям, заполненным морской водой. Льдом покрыты Северный Ледовитый океан и его арктические моря, замерзающие моря северного полушария и северные части Атлантического и Тихого океанов, антарктические моря, а также южные части Индийского, Атлантического и Тихого океанов.

Кроме того, сюда должны быть отнесены соленоводные озера, вода которых, хотя и отличается от морской воды, но также содержит растворенные соли. Льды, образовавшиеся из соленых вод, носят название морских льдов, так как их основная масса покрывает моря и образуется из морской воды.

Морские льды различаются по возрасту, подвижности (припайный неподвижный или дрейфующий лед), строению, состоянию поверхности и стадиям таяния. Дрейфующий лед, кроме того, различается по распределению и сплоченности.

В зависимости от возраста различают следующие стадии развития и виды морского льда.

а) Начальные виды льда.¹ *Ледяные иглы* — кристаллы льда в виде игл или пластинок, образующиеся на поверхности воды или в ее толще.

Ледяное сало — скопление на поверхности воды смерзающихся ледяных игл в виде пятен или тонкого сплошного слоя серовато-свинцового цвета. Поверхность моря, покрытая ледяным салом, имеет матовый оттенок.

Снежура — вязкая, кашеобразная масса, образующаяся при обильном выпадении снега на охлажденную воду.

б) Н и л а с о в ы е (молодые льды). *Блинятый лед* — ледяные образования круглой формы диаметром от нескольких сантиметров до 3—4 м, толщиной до 10 см; обычно серого цвета; каждое из образований, как правило, окаймлено валиком более светлого оттенка. Блинятый лед образуется обычно при слабом волнении из ледяного сала, шуги и снежуры, иногда при штиле из всплывающего внутриводного льда. Нередко блинятым льдом ошибочно называют лед, образовавшийся в результате разлома и окатывания склянки, пиласа и даже молодика. Это ложноблинятый лед. Фактически он является мелкобитым (округлым) льдом соответствующего возрастного вида.

¹ Начальные виды льда характерны также и для пресных водоемов. Для морских и речных льдов к этим видам льда относятся также шуга.

Склянка — тонкий прозрачный лед в виде блестящей хрупкой корки; образуется при спокойном состоянии моря преимущественно в распресненных водах непосредственно из ледяных кристаллов или из ледяного сала. На волне легко разламывается на стекловидные куски.

Нилас — тонкий эластичный лед толщиной по 10 см, легко изгибающийся на волне и зыби. Для него характерны при сжатиях наслоения ступенчатой формы. Различают темный и светлый нилас.

Темный нилас — относительно рыхлый, непрозрачный ледяной покров, без снега, толщиной до 3—5 см, имеет влажную от рассола матовую поверхность. Образуется из ледяного сала. Имеет густой темно-серый цвет и белесоватые полосы в местах наслоений.

Светлый нилас — матовый непрозрачный лед толщиной до 10 см, без снега; имеет влажную от рассола поверхность. Образуется за счет нарастания или наслоения темного ниласа, а также из шуги или снежуры при их смерзании.

в) Серые льды — льды толщиной от 10 до 30 см, являющиеся переходной стадией к белому льду; образуются из ниласа, склянки при их нарастании, а иногда из блинчатого льда при его смерзании.

Серый молодой — лед толщиной от 10 до 15 см, менее эластичен, чем нилас; на волне ломается; при сжатиях преимущественно наслаивается.

Серо-белый молодой — лед толщиной от 15 до 30 см, в отличие от серого при сжатиях чаще всего торосится и в меньшей мере наслаивается.

г) Белый лед — лед толщиной от 30 до 70 см, а в отдельных случаях и больше, являющийся дальнейшей стадией нарастания серых льдов. В отличие от них, он обычно имеет уже устойчивый снежный покров, иногда с застругами и надувами. В неарктических морях белый лед является предельной возрастной стадией льда, поэтому его часто называют «взрослым» льдом.

д) Однолетний (годовалый) лед — так условно именуется в Арктике летом и осенью лед, прошедший цикл нарастания в минувшую зиму и сохраняющийся обычно до начала нового осеннего ледообразования.

е) Двухлетний лед — лед, находящийся во втором годичном цикле нарастания, к концу второй зимы этот лед достигает толщины 2 м и выше, отличается от однолетнего более высокой надводной частью. Озерки, образующиеся при таянии двухлетнего льда, редко протаивают насквозь и обычно имеют голубоватый цвет.

ж) Многолетний лед (арктический пак) — лед, просуществовавший более двух лет. Он имеет толщину от 2,5 м и

более; опреснен. Поверхность льда имеет холмистый характер. При отсутствии или незначительной толщине снежного покрова этот лед имеет различные оттенки голубого цвета. В озерах и снежниках на льду вода пресная.

з) Торосистые нагромождения — взломанные льды, хаотически взгроможденные друг на друга происходящими в море динамическими процессами; имеют большую толщину.

Класс II льдов является основным видом льда, с которым больше всего приходится сталкиваться человеку в его практической деятельности. В природе роль этого льда весьма велика. После своего образования поверхностный лед уменьшает теплообмен между водой и воздухом и является тепловым изолятором. Он предохраняет водоемы от вымерзания, благодаря чему в них сохраняется жизнь.

Меры инженерной ледотехники сводятся к защите сооружений от статического и динамического давления льда, борьбе со льдом и разрушению льда при плавании в ледовитых морях, использованию несущей способности ледяного покрова.

Кроме того, весьма актуальными в настоящее время являются вопросы заблаговременного прогноза ледовых явлений, от которых зависит хозяйственная жизнь человека.

КЛАСС III. ВНУТРИВОДНЫЕ ЛЬДЫ

Эти льды образуются при наличии переохлажденной воды в потоках с достаточно большой скоростью, дающей возможность переохлажденным частицам воды попадать с поверхности в глубь потока. Там частицы замерзают и в сечении самого потока образуют шугу или выпадают на дне в виде донного льда.

При наличии благоприятных условий внутриводный лед в виде пористой массы облепляет находящиеся на дне и в самом потоке предметы. На дне лед остается до тех пор, пока не нарастет слой, плавучесть которого больше веса предмета, к которому он прикрепился. В этом случае вся масса донного льда (иногда вместе с предметом) всплывает на поверхность. Шуга, заполняющая сечение потока, в ряде случаев заполняет его до такой степени, что препятствует движению воды и вызывает зажорные затопления. Это явление свойственно, главным образом, рекам с большими скоростями течения, имеющим порожистые, долго не замерзающие участки. В озерах и морях, где такого интенсивного перемешивания нет, распространение донного льда, образующегося на дне, менее значительно.

Донный лед, благодаря особенностям своей структуры, издавна привлекает внимание ледотехников всего мира. В Канаде

его называют «anchor ice», или «якорный» лед, который находится в прикреплении, «заякорении» ко дну реки или потока состоянии; по-немецки он называется «Grundeis», или «грунтовый лед», по-французски — «glace du fond», или «донный лед», «ground gru», или «донная каша», «lapped ice», или «свернувшийся лед» в Южной Шотландии, «moutonne», или «барашковый лед», — французско-канадское название. Различные названия характеризуют его внешний вид: «кашевидный», «свернувшийся», «барашковый».

Шуга не обладает сплошностью. Донный лед уже обладает некоторой сплошностью. Отдельные пластинки внутриводного льда смерзаются между собой.

Инженерная ледотехника для этого вида льда рассматривает главным образом способы борьбы с ним. Вред от этого вида льда достаточно ощутим. Так, в период ледостава или интенсивного хода шуги забиваются решетки гидростанций и водоприемников. Образование зажоров также является следствием его воздействия.

КЛАСС IV. МАТЕРИКОВЫЕ ЛЬДЫ

Этот класс льда свойствен главным образом горным районам. Снег является основным материалом, из которого формируются материковые льды. Под влиянием процессов метаморфизма выпавший снег превращается в мелкозернистый фирновый снег, переходит в крупнозернистый фирновый снег, затем в фирновый лед и, наконец, в собственно ледниковый лед. В зависимости от географического и высотного положения слой материкового льда может по своей толщине иметь все вышеперечисленные формы от выпавшего снега до ледникового льда; если ледниковый лед сформироваться еще не успел, толща материкового льда заканчивается только фирновыми стадиями. Основным видом материкового льда является ледник.

Как указывает С. В. Калесник, ледник представляет собой естественное скопление льда, возникшее в результате аккумуляции и преобразования различных твердых атмосферных осадков. Он характеризуется постоянным закономерным движением, существует длительное время, имеет определенную форму и значительные размеры. Ледник — континентальное образование, которое зарождается на суше; в отдельных случаях некоторые части ледника могут распространяться в море, залив или озеро.

Ледник как тело, состоящее из различно измененных твердых атмосферных осадков, неоднороден, т. е. слагающее его вещество находится в разных стадиях преобразования. Здесь можно наблюдать всевозможные и постепенные переходы от рыхлого

свежевыпавшего снега к фирну (слежавшемуся снегу, переполненному зернами льда), от фирна — к белому фирновому льду и от него — к голубому, прозрачному (глетчерному) ледниковому льду. Основная масса ледника состоит, как правило, из глетчерного льда, однако в полярных странах есть ледники, состоящие из фирнового льда.

Одним из главных отличий ледника от других естественных скоплений льда является его собственное движение, обусловленное не внешними причинами, а свойствами самого льда. Ледники или части их, прекратившие движение, относятся уже к категориям «мертвых» льдов.

В леднике различают область питания (фирновый бассейн) и область стока. Граница, разделяющая эти области, называется фирновой линией. Выше фирновой линии (в области питания) накопление льда превышает его расход, ниже фирновой линии (в области стока) господствуют процессы уничтожения ледника. Убыль вещества в области стока полностью, частично или с избытком возмещается движением льда из области питания в область стока. В случае полного возмещения размеры области стока не меняются — ледник является стационарным; в случае частичной компенсации область стока уменьшается — ледник отступает, при избыточной компенсации область стока увеличивается, ледник наступает.

В области стока вещество ледника уничтожается различными путями. Главную роль здесь играют климатические факторы, вызывающие таяние льда и его испарение. Уничтожение массы ледника путем испарения и таяния называется абляцией. Из механических факторов убыли вещества ледника наибольшее значение имеют ветер, сметающий с ледника выпавшие на него твердые атмосферные осадки, обвалы концов ледников и, если ледник сползает в какой-нибудь водоем, — образование айсбергов. Ледники, находящиеся на вулканах или в близком с ними соседстве, подвергаются при вулканических извержениях таянию и разрушению вследствие совокупного действия многих причин: соприкосновения лавы и льда, растрескивания льда от сотрясения почвы, мощного напора образовавшихся внезапно огромных масс талой воды и т. д.

Жизнь ледника складывается из накопления, движения и уничтожения льда. Области первого и последнего, как уже отмечено, пространственно разграничены положением фирновой линии. Выше фирновой линии трата вещества ледника хотя и наблюдается, но перекрывается аккумуляцией. Баланс твердых атмосферных осадков положительный. Ниже фирновой линии накопление вещества ледника также наблюдается, но перекрывается расходом льда, вследствие чего образуется отрицательный баланс твердых атмосферных осадков.

Встречаются следующие формы оледенения и типы ледников.

Висячие ледники лежат целиком на склоне горы и к подошве последней не спускаются; форма в плане языковидная.

Каровые ледники занимают нишеобразные вырезки на склонах гор (кары), имеющие вид полуцирков с плоским дном и крутыми стенами (особенно задней); за пределы каров такие ледники не выходят, форма в плане округлая.

Долинные ледники занимают речную долину или часть ее; могут быть простыми (из одного потока льда) или сложными; в последнем случае, кроме главного потока льда, имеются и боковые, впадающие в него ветви (ледники-притоки).

Навешные ледники — смерзшиеся массы снега, навешного ветром в углубления рельефа (овраги, лощины, ущелья) или к подножьям уступов, располагаются обычно ниже снеговой линии (т. е. связаны с орографической снеговой границей).

Ледниковые щиты или *купола* — формы материкового покровного оледенения, при котором весь рельеф оказывается погребенным под массами фирна и льда. Если мощность этого льда велика, то подледниковый рельеф никак не проявляется на поверхности ледникового щита. При относительно малой мощности льда поверхность ледникового щита обладает неровностями, в смягченной форме повторяющими наиболее крупные неровности подледникового рельефа, а отдельные, самые выдающиеся точки последнего иногда и вовсе не покрыты льдом и торчат над ледяным полем в виде скалистых утесов.

В плане ледниковый щит имеет неправильно округлые или неправильно овальные очертания. На окраинах щит либо заканчивается ледяными обрывами, либо спускается к прилегающей (свободной ото льда) местности склонами различной крутизны. В связи с тем что мощность ледникового щита на его периферии наименьшая, здесь почти всегда сказывается влияние подледникового рельефа (если только этот рельеф не равнинный: обнаженные ото льда или скрытые подо льдом неровности создают неровности и на поверхности периферии ледника; иногда разобщают эту периферию на отдельные лопасти, фестоны, вынуждают материковый лед течь по обособленным руслам. Они расчленяют окраину щита, внешне напоминают долинные ледники. Концы этих долинных ледников, выйдя из «долин» на равнину, могут сливаться и образовывать на равнине массы льда, напоминающие так называемые «предгорные ледники».

Движение льда в ледниковом щите происходит от центральных его частей к периферии по радиальным траекториям. Вследствие того что поверхность типичного ледникового щита в его центральной части ровная, а на окраине обладает заметным уклоном, движение льда на окраинах быстрее, чем в центре щита; на окраинах направление движения льда корректируется подледниковым рельефом. С другой стороны, окраины ледниковых

щитов, находящихся в стадии отступления (угасания), избилуют нередко «мертвыми» (неподвижными) льдами.

Помимо приведенной классификации, следует упомянуть о весьма интересном разделении ледников, предложенном Г. Альманом. Он подходит к их оценке с точки зрения трансформации вещества. Следует отметить, что Альман допустил ряд неточностей в оценке мощности фирна, тем не менее приводим его классификацию.

Умеренные ледники с тонким слоем фирна, быстро перекристаллизующегося в лед при температуре плавления.

Полярные ледники с мощным фирном, медленно перекристаллизующимся при постоянных отрицательных температурах. Альман подразделяет их на: а) высокополярные ледники, характеризующиеся мощным фирном в 200 м и более толщиной и полным отсутствием талой воды, б) субполярные ледники, характеризующиеся наличием талой воды летом и небольшой толщиной фирна, всего в несколько десятков метров.

В тех случаях, когда материковый лед соприкасается с береговой чертой, наблюдаются выходы его в море. Встречающиеся в море материковые льды подразделяются на неподвижные и дрейфующие.

Неподвижные материковые льды. *Шельфовый ледник* — огромная по площади плитообразной формы масса материкового льда в прибрежной зоне. Внешний его край находится на плаву. Встречается преимущественно в Антарктике.

Шельфовый лед — лед шельфового ледника, находящийся на плаву. Может в любое время оторваться от ледников и перейти в дрейфующее состояние.

Ледниковый барьер — край шельфового ледника или ледникового языка. Возвышается над уровнем моря от двух до нескольких десятков метров.

Ледниковый язык — часть ледника, сильно выдвинувшаяся в море и находящаяся на плаву. В Антарктике может выдвигаться в море на многие десятки километров.

Дрейфующий материковый лед. Айсберг — отделившаяся часть берегового ледника, дрейфующая в море. Обычно он выделяется своими крупными размерами и имеет высоту, как правило, от 5 до 10 м над уровнем моря.

Столообразный айсберг — плосковершинный айсберг, обычно имеющий большие горизонтальные размеры, особенно в Антарктике, нередко белого цвета, издали кажется вылитым из гипса. Наряду с этим встречаются столообразные айсберги других оттенков: голубого, серого и кремового, характерных для шельфовых ледников.

Пирамидальный айсберг — айсберг имеющий обычно остроконечную, неправильной формы вершину, большую высоту (до нескольких десятков метров) и сравнительно малые горизон-

тальные размеры, цвет его белый, с мягким зеленоватым или голубоватым оттенком.

Иногда отдельные айсберги по виду называются темными или *полосатыми*. Темный имеет однородный темно-голубой или темно-синий цвет, а у полосатого белый цвет с сероватыми или коричневыми прослойками. Издали такие айсберги похожи на торчащие из воды скалы.

Разрушающийся айсберг — айсберг любого вида, подвергшийся таянию и механическому разрушению, имеет самые неопределенные очертания, иногда в нем образуются арки и гроты. Часто подобный айсберг представляет как бы две отдельные ледяные скалы, соединенные между собой низкой или находящейся под водой (незаметной издали) ледяной перемышкой, что придает подобному айсбергу вид плавучего дока. Разрушающийся айсберг может находиться в состоянии неустойчивого равновесия.

Обломок айсберга — значительная глыба льда, отломавшаяся от айсберга или непосредственно от ледника, высотой обычно не выше 5 м над уровнем моря.

Бывают случаи, когда такой обломок весьма схож с массивным торосистым образованием морского льда. Если чисто морское происхождение его при этом не вызывает сомнения; зарубежные мореплаватели обычно именуют подобное образование «флобергом» — термином, применявшимся одно время и у нас, а ныне замененным соответствующим термином «несяк».

Куски айсберга — весьма малые по величине обломки айсберга. Они часто имеют зеленоватый цвет и едва возвышаются над водой.

Ледяные дрейфующие острова — огромные обломки шельфового льда длиной от нескольких сот метров до 30 км и более. Они представляют собой многолетние столообразные айсберги с волнистой поверхностью.

Этот термин в настоящее время применяется к подобным ледовым образованиям, встречающимся в центральной части Полярного бассейна и образовавшимся из шельфовых льдов Канадского арктического архипелага.

Материковые льды воздействуют на окружающую их природу совершенно иначе, чем все перечисленные льды. Воздействие их заключается в оледенении той поверхности земли, которую они покрывают. Огромная площадь Антарктиды (14 млн км²), Гренландия, горные районы Альп, Памира, Тибета, Анд, ряд Арктических островов и островов Канадского архипелага покрыты материковыми льдами. Оледенение фактически прекращает жизнь на тех территориях, которые покрыты льдом, и изменяет окружающий их климат. Достаточно, например, напомнить

измеренную в Антарктиде рекордно низкую температуру — 87,4°, создавшуюся в этих районах именно благодаря оледенению.

Одной из особенностей движения ледников является их периодическое, быстрое и очень интенсивное наступление, затем длительное отступление в течение нескольких лет и опять снова наступление. На примере памирского ледника Медвежий можно проследить эту особенность.

22 апреля 1963 г. скорость движения ледника внезапно возросла более чем в 100 раз (обычно он двигался со скоростью около 200—400 м в год, т. е. 1 м в сутки) и достигла 100 м в сутки. Ледник удлинил свой язык на 2 км. Он подпрудил горные реки, перекрыл долину р. Абдукагор и создал водохранилище глубиной в 80 м. Затем это водохранилище было прорвано, и нарушилась жизнь расположенных ниже селений. К июлю продвижение ледника прекратилось.

В 1953 г. в горах Каракорум, на южных склонах Харамаш на высоте 7397 м ожили сразу три ледника и слившись в один ледник Кутиах, понесли в долину огромные массы льда. Движение происходило с большой скоростью — по 5—6 м в час. Три месяца продолжалось движение, после чего ледник остановился. Основной причиной такого катастрофического движения является потеря равновесия всей массой ледника благодаря излишнему материалу многолетних накоплений. В данном случае аналогично торосистым нагромождениям здесь действует закон изостезии, интерполированный для наклонной плоскости.

Нарисовать картину изменения климата Земли и произошедших ее оледенений в настоящее время довольно трудно, так как сведений для этого недостаточно. Однако некоторые данные главным образом геологического характера, палеонтологические находки и находки ископаемой фауны и флоры, а также литогенетические и морфологические признаки дают основания описать в общих чертах происходящие явления.

М. Шварцбах, обобщив огромное количество работ (свыше 850 названий) по фактическим данным со строгим их отбором, попытался дать такую картину. Используя его результаты, дадим некоторую сводку оледенений Земли в периоды геологических эпох. Эти результаты приводятся в табл. 16 и на рис. 2.

Согласно исследованиям А. В. Шнитникова, эпоха наибольшего развития горного оледенения на земном шаре в стадии фернау (стадии его распада) была от середины XVIII в. до середины XIX в.

В Скандинавии, Исландии и на Аляске максимум был в XVIII в., в Альпах и на Кавказе в середине XIX в., на Алтае в конце XIX в., а в Гималаях в начале XX в. Внутривековая изменчивость горного оледенения характерна тем, что ее стадии возникают на высокоширотных ледниках скорее, но и заканчиваются раньше, чем в низких широтах.

Оледенение Земли в геологические эпохи

Эпоха и абсолютный возраст (лета)	Оледенение	Признаки
Докембрий (архей, альгоник), 1 млрд	Гуронское в Северной Америке	В Северной Америке от оз. Гурон до Кобальта на протяжении 400 км обнаружены ледниковые отложения мощностью в 150 м
	В Южной Америке, под сомнением	Наличие тиллитов в Южной Америке мощностью 650 м (намек на штриховку, угловатость глыб). Т. Гевеэ считает, что они ледникового происхождения. Однако Р. Гейнец и ряд других авторов это оспаривают
	Эокембрийское. Во многих частях земного шара (исключая Южную Америку и Антарктику) следы древних оледенений. Наиболее мощно они развиты в Гренландии и Австралии	Мощные отложения тиллитов толщиной до 500 м в Южной Норвегии, на Шпицбергене, в Гренландии, Северной Америке, Азии (Янцзы, Симла, Енисейский край, Восточный Тянь-Шань), Южной Африке, Южной Австралии
Кембрий, 500 млн	Очевидно, оледенения нет. По всему земному шару однородный теплый климат	Распространение по всему земному шару известковых образований
Нижний силур, 390 млн Верхний силур, 340 млн	Следы оледенений как в северном, так и в южном полушарии недостоверны	Наличие рифов, особенно на о. Гогланд
Девон, 310 млн	Следы оледенения только в Южной Африке	Развитие коралловых рифов далеко на север (Европа, Канада, север Азии)

Эпоха и абсолютный возраст (лета)	Оледенение	Признаки
Карбон, 275 млн	Следы оледенения в Северной Америке недостоверны. В Европе их нет. В южном полушарии (в Австралии и, очевидно, в Южной Америке) начались оледенения	Каменноугольный период. Мощное развитие наземной растительности, главным образом, тропической. Угольные пласты имеют в большинстве возраст карбона. Вблизи Северного полюса в Гренландии, на севере Европы господствовал влажный и теплый климат. Значительные горообразования
Пермь, 225 млн	Пермокарбоновые оледенения занимали в Индии около 3 млн км ² , в Южной Африке 4, Австралии от 5 до 10, в Южной Америке 4 млн км ² . В Антарктиде и Арктике их не было. Оледенение шло из областей современного экватора В Австралии и Южной Америке было несколько оледенений продолжительностью в 10 млн лет. Признаков оледенения в Северном полушарии не обнаружено	Тиллиты мощностью в 30 м, штрихованные валуны диаметром 5 м. В Южной Америке тиллиты мощностью в 300—400 м
Триас, 190 млн	Следы оледенения в Центральной Африке (бассейны рек Луадата и Конго). Для большинства районов земного шара климат теплый засушливый	Образование пестрых песчаников и богатых солевых месторождений
Юра, 140 млн	Климат теплый и сухой. Следы оледенения весьма сомнительны, имеются только в районе Колорадо, Сиерра-Невада	Богатая флора в Арктике и Антарктике. Область очень теплого моря в Европе
Мел, 105 млн	На пространствах земного шара тепло и влажно. Возникает Гольфстрим. Частичное оледенение в Австралии (однако это еще не установлено окончательно)	Осадки края Вилькенсона в Западной и Центральной Австралии расцениваются как морены ледников

Эпоха и абсолютный возраст (млн лет)	Оледенение	Признаки
Третичный, 65 млн	<p>Полюсы (северный и южный) ото льда в третичный период были свободны. Ледники возможны в горах. Климат однообразен и стал теплее. Вопрос о начавшемся оледенении Гренландии в миоцене спорен, достоверных следов оледенения нет.</p> <p>Следов оледенения в материковом масштабе в Антарктике в полиоцене нет.</p>	<p>Следы обмораживания на листьях Зефтенбергских буроугольных лесов, по которым Л. Уэджер (1933 г.) делает предположение о начале оледенения. На основании находки холодолюбивых форм фауны С. Кельви (1931 г.) предположил наличие южно-полярного щита. Большинство ученых, в том числе Тейлор, это оспаривают на основании того, что современные формы этой фауны распространяются далеко на север.</p>
Четвертичный, 0,6—1,0 млн	<p>Носит название «ледникового периода». Всего ледниковые периоды были 3—4 раза. Северную Америку и Северную Европу покрывал огромный ледяной щит. Оледенению подверглось 55—40 млн км². Снежная линия была ниже на 1400—1600 м. Понижение температуры на 10° и более по сравнению с современным.</p>	
Плейстоцен, от 1 млн до 20 000	<p>Оледенение эпохи Гюнц (небрасский период). Затем межледниковый период и далее в ледниковую эпоху Миндель (канзасский период). Далее великая межледниковая эпоха (Миндель). Затем эпоха рисского оледенения (иллинойсский период). Далее Рисс в пермский межледниковый период и Вормское оледенение (висконсинский период).</p>	<p>Древние покровные глетчеры и морены.</p>
От 10 000 до 8000	<p>Древняя эпоха оледенения. Молодая эпоха оледенения с межледниковыми периодами.</p>	<p>Конечные морены в Швеции и Южной Финляндии.</p>

Эпоха и абсолютный возраст (лета)	Оледенение	Признаки
7000—8000	Послеледниковый теплый период. Граница леса выше современной. Повышение летней температуры	Согласно данным Ahern 1944 г., Antevs 1948 г., Post 1946 г., считается, что в Антарктике был теплый период. То же было в Новой Зеландии, где имели место усиленные осадки
2500		
2500	Послеледниковое ухудшение климата	
1400—1600	В Европе и Азии было сухо	По данным Брукса 1952 г. А. Вагнера 1940 г., также по наблюдениям на альпийских ледниках
800	Обилие осадков	
150—100	Новое наступление льда, затем потепление	

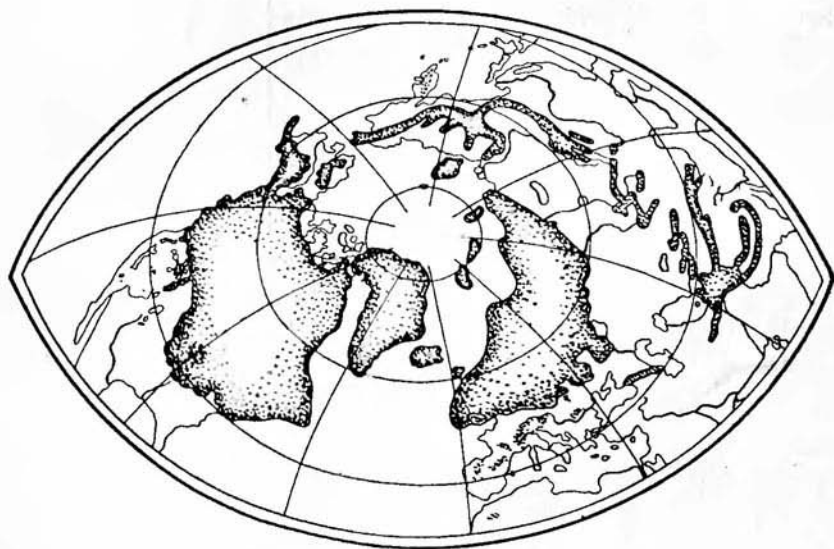


Рис. 2. Максимальное оледенение северного полушария в четвертичный период.

Вопрос об оледенении Антарктиды еще не выяснен. Есть основания полагать, что Антарктический ледяной щит возник в конце третичного, в начале четвертичного периода. Очевидно,

за это время Антарктида также переживала периоды как уменьшения оледенения, так и его увеличения.

По данным П. А. Шумского и А. Н. Кренке, современное оледенение Земли занимает примерно 15 млн км². Некоторые данные о современном оледенении приводятся ниже.

Европа. Ледники распространены на площади 8660 км². В основном это ледники горных районов. Основные районы оледенения в Европе — Альпы и Кавказ. В Альпах существуют долинные и каровые ледники длиной 10—15 км.

Наиболее крупный из них (длиной 25,6 км) Большой Аалечский ледник. Кавказские ледники очень похожи на альпийские, но короче их. Как указывает В. М. Котляков, альпийские ледники занимают площадь 3600, кавказские 1780 км². На Кавказе основными очагами оледенения являются Эльбрус — около 144 и Казбек — 31 км². Более мелкие ледники встречаются в Пиренеях, Аппенинах, на Полярном Урале, Скандинавском полуострове и в Хибинах. В Хибинах и на Полярном Урале имеют место так называемые малые формы оледенения (или, как их раньше называли, эмбриональные, остаточные). Такие ледники занимают небольшую площадь от 0,02 до 0,1 км², толщина их от 5 до 15 м. Они часто располагаются вдоль бровки и подножий гор, образуют груды конечных морен. Раньше считалось, что это остатки исчезающих ледников прошлого оледенения но, согласно последним исследованиям, установлено, что они имеют самостоятельное значение.

Азия. Ледники распространены на площади 114150 км². Они спускаются с высочайших горных хребтов и нагорий Тибета, Гиндукуша, Гималаев, Каракорума, Памира и Тянь-Шаня. Ледники расположены также на Алтае, в Саянах и на Камчатке.

Лед находится и на величайших вершинах мира: Нанга-Парбат (8126 м), Дхаулагири (8172 м), Канченджанга (8583 м), Годуин-Остен (Чогори, 8610 м) и самой высокой вершине мира Эверест (или по-тибетски Джомолунгма, что значит «мать богов», высотой 8882 м).

Характерной особенностью Гималаев является очень высокая граница снеговой линии. Из-за небольшого количества осадков со стороны северных тибетских склонов она проходит на высоте 5600 м, а на южных склонах, спускающихся почти к тропикам, на высоте 4800 м. Накопление осадков на южных склонах происходит быстрее и в значительно большем количестве.

Один из крупнейших долинных ледников мира — ледник Федченко находится на Памире. Длина этого ледника 75 км, а площадь всех входящих в его систему ледников около 980 км². Оледенение Средней Азии (ледники Тянь-Шаня, Памира, Запальского и Джунгарского Алатау) является самым мощным горным оледенением в СССР. Как установили последние

исследования АН Киргизской ССР, оледенение на юге Средней Азии началось с нижнечетвертичного периода, а для Памира — с палеоцена. На основании исследований археологических находок остатков фауны и флоры в четвертичный период также имел место ряд фаз и эпох наступления ледников и их отступления. По данным Р. Д. Забирова, в настоящее время площадь оледенения Гиссаро-Алая составляет 1056 км², а высота снеговой линии 4000 м. На Западном Памире площадь оледенения 6100 км², снеговая линия проходит на высоте 4300 м. На Восточном Памире площадь оледенения меньше 1450 км², но снеговая линия проходит на высоте 5000 м.

В Заилийском Алатау насчитывается в настоящее время более 370 ледников общей площадью оледенения 544 км². Главным в этой группе является Центральный Туяксу́йский ледник, его длина 5 км, площадь 4 км². Остальные ледники (Иглы, Молодежный, Маметовый и др.) меньше. Юго-восточная часть Центрального Тянь-Шаня расположена на левобережном бассейне р. Сарыджаз. Высочайшие хребты Кокшаал-Тау, Меридиональный, Сарыджаз создают благоприятные условия для горного оледенения в этом районе. Здесь общая площадь оледенения 2422 км². Наиболее крупные ледники: Каинды, Южный и Северный Иныльчек, Семенова, Самойловича, Мушкетова, Крыленко и др. В основном это ледники долин и крутых склонов. К числу малоизученных относится ледник Каинды, расположенный в Центральном Тянь-Шане. Как указывает Б. Орозгожоев, в Тянь-Шане в бассейне рек Койлю и Учкель на склонах хребтов Тербский, Ала-Тоо, Койло-Тоо находятся 266 самостоятельных ледников общей площадью оледенения 360 км². Преобладают висячие каровые и переходные формы ледников. Имеется тенденция ледников к сокращению. Это происходит за счет крупных и долинных ледников, языки которых спускаются наиболее низко. Небольшие каровые ледники сохраняются почти без изменений.

На Алтае в настоящее время насчитывается 1026 ледников общей площадью 806 км². По территории Алтая оледенение распределено неравномерно. Основные ледники находятся в районе хребтов Южно-Алтайского, Канткутского и Южного и Северного Чуйских. Характерной особенностью оледенения Алтая являются разнообразие и множество малых форм оледенения (дробность ледников).

В настоящее время имеет место деградация оледенения. Как указывают П. А. Окищев и Я. К. Башлаков, ледники Алтая повсеместно отступают на расстояния от 2 до 30 м в год, а потеря льда составляет от 0,5 до 8%.

По данным М. В. Тронова, алтайские ледники (малые формы оледенения) имеют большое распространение на склонах и водоразделах (от 2600 до 3600 м) и этим отличаются от ураль-

ских. Снеговая линия в районе западных хребтов проходит на высоте 2300, у Белухи — на высоте 2700 и на крайнем востоке Алтая поднимается до высоты 3400 м.

На Камчатке обнаружено 414 ледников общей площадью 871 км², 230 из них находятся на Срединном Камчатском хребте и занимают площадь 470 км². Они главным образом каровые и карово-долинные. Представляют особый интерес ледники ключевской группы вулканов.

Как указывает В. Н. Виноградов, на Камчатке ледники имеют свои особенности: это наличие действующих вулканов и влияние океанических вод.

Африка. Современные ледники располагаются в тропической Африке на вулканах Кении и Килиманджаро и в горной цепи Рувензори. Высота снежной линии проходит здесь на высоте 4500 м. Для этих мест характерно малое количество выпадающего снега. Температура достаточно низкая, но велико влияние солнечной радиации и неравномерное таяние снега.

Общее современное оледенение Африки — 23 км².

Америка. Северная Америка имеет общую площадь современного оледенения 67 700, Южная — 25 000 км².

Ледники расположены на Аляске, в американских Кордильерах, на всем протяжении южноамериканских Анд. Они покрывают вулканы Орисаба, Попокатепетль и Истаксиуатль, поднимающиеся до высоты 5000—6000 м. Снеговая линия проходит на высоте 4000—4500 м.

Имеет место оледенение и в Океании, где его площадь достигает 1000 км².

Сумма даже всей площади современного оледенения на материках в десятки раз меньше оледенения Арктики и Антарктики. В Арктике оледенение имеет место на островах Северного Ледовитого океана и главного района оледенения Гренландии. До недавнего времени встречались в Арктике и шельфовые ледники. Они были в Канадском Арктическом архипелаге в районе о. Элсмир. По последним сведениям этот шельфовый ледник перестал существовать, и только порожденные им отдельные айсберги еще дрейфуют в Арктическом бассейне.

Оледенение Гренландии. О. Кайзер, на основании общих закономерностей развития ледниковых щитов считает, что оледенение Гренландии началось в возвышенных местах. Когда климат стал холоднее, в горных районах возникли сначала снежники, а затем и ледники. Последние стали распространяться в долины и полностью их заполнили.

Постепенно многочисленные отдельные ледники соединились в один сплошной щит. Еще некоторое время возвышались отдельные вершины, но затем и они были покрыты льдом.

Есть все основания полагать, что гренландские ледники, располагаясь в арктическом поясе, образовались раньше, чем

ледники Америки и Европы. В эпоху максимального развития ледник выходил за пределы острова, образуя шельфы и покрывая все вершины высотой до 3000 м. На протяжении четвертичного периода оледенение, очевидно, не было стабильным.

Р. Белкней, на основании геоморфологических данных в районе Суккертоппен, пришел к заключению, что в Гренландии было две стадии оледенения. Очевидно, вторая стадия была максимальной.

По современным подсчетам оледенение в Гренландии (основной ледяной щит) занимает площадь 1640 тыс. км² с объемом 2700 тыс. км³.

Ледниковый щит очень пологий и почти плоский. Он постепенно повышается от краев кверху, достигая в центральной восточной части наибольшей высоты. Отдельные горные вершины теперь поднимаются над ледяным покровом до 1000 м. В меридиональном направлении можно выделить два купола. Наибольшую высоту имеет северный купол. По данным французской экспедиции 1949—1951 гг., высота его достигает 3300 м. Южный купол имеет высоту 2730 м. Мощность ледяного покрова в центре острова достигает 3400 м. Отмечено, что материковые породы, подстилающие ледник, имеют выгнутое основание — очевидно, под тяжестью льда. На юге поверхность ледника имеет более крутой уклон, на севере — более пологий. К краям крутизна поверхности ледника резко увеличивается. Микроформы, возникшие в результате таяния, начинают встречаться на высоте 1800—2000 м. Трещины имеются ниже 1000—1500 м. Высота бугров таяния достигает 3 м. Летом талые воды собираются в реки глубиной 30—40 м с почти отвесными ледяными склонами.

Ф. Нансен встречал такие реки на высоте 800 м, а отдельные ручьи были на высоте до 1500 м. Краевые части ледника (за исключением северного побережья) лежат на высоте около 300—400 м и спускаются к самому морю по фиордовым ущельям. Поверхность этих ледников довольно крутая. Они испещрены массой трещин и порождают много айсбергов. В северной части к морю спускаются мощные ледники Петермана, Ридера, Останфильда, создающие шельфы. Айсберги образуются в основном летом. Зимой чаще всего происходит смерзание ледников с припаем, и айсберги образуются только на западном леднике Большой Карьяк.

Следует несколько остановиться на айсбергах Гренландии, которые в Северной Атлантике представляют основную угрозу для мореплавания. Они неправильной формы, и, в отличие от Антарктики, здесь почти совершенно нет столообразных айсбергов. Высота гренландских айсбергов 60—70 м, редко 100 и, как исключение, 135 м (наивысший айсберг, наблюдавшийся в Дригальским). Больше всего их образуется на западном склоне

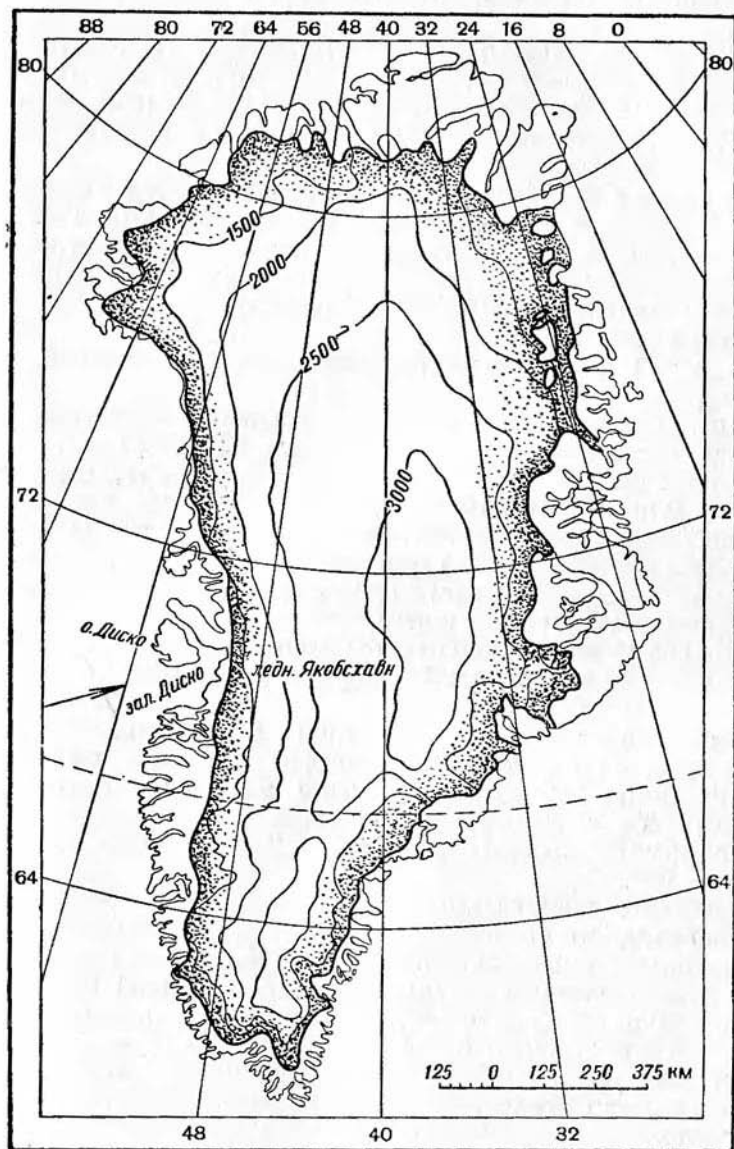


Рис. 3. Карта оледенения Гренландии.

фиордовых ледников. В этом районе, как указывает Смит, имеется около 175 ледников, спускающихся к воде, из них 30 порождают айсберги.

Район заливов Диско и Северо-Восточный отличаются наибольшим количеством айсбергов. Здесь находится знаменитый ледник фиорда Якобсхавн, который рождает до 1350 айсбергов в год. Тут же находится и ледник Горсукатак, дающий 750 айсбергов в год.

Как считает Ф. Лёве, ледники восточного склона Гренландии дают айсбергов в два раза меньше, чем западного. Наиболее продуктивными в этом смысле являются ледники Биструп, Зоранер, Де-Геер, Сторстремен. Для Гренландии характерны покровные ледники, которые занимают около 90% всей области оледенения острова.

На рис. 3 показана карта современного оледенения Гренландии.

Оледенение Антарктиды. Площадь оледенения Антарктиды составляет в настоящее время 13 204 000 км². Объем льда, вычисленный по последним картам рельефа, составляет около 24 млн км³. Гигантский ледяной щит, покрывающий Антарктиду, поднимается в центральной своей части до высоты 3000—3500 м и достаточно круто спускается к краям.

На рис. 4 приведена карта ледового щита Антарктиды, и на рис. 5 даны профили этого щита.

Ледниковый щит заканчивается выводными ледниками, движущимися со значительной скоростью сползания основной массы.

Антарктида характерна обилием шельфовых ледников, далеко распространяющихся в море. Толщина шельфовых льдов достигает 200 м. Над уровнем моря они поднимаются на высоту 20—30 м, образуя ледниковый барьер. Наибольший из шельфовых ледников — ледник Росса имеет площадь в 500 тыс. км².

Шельфовые ледники порождают своеобразные «столообразные» айсберги. Это огромные куски льда с ровной поверхностью, отломившиеся от шельфа. Иногда они достигают длины более 100 км (так, норвежцы обнаружили айсберг длиной 167 км).

В отличие от северного полушария, где снеговая линия в районе Арктики проходит на высоте 200—300 м, в южном полушарии она уже на 60° ю. ш. проходит на уровне моря. Все, что расположено южнее этой широты, расположено выше снеговой линии.

Как показали исследования, южное полушарие холоднее северного в среднем за год на 2,2°. Здесь температура воздуха понижается ниже —75°. Именно в Антарктике на станции Восток в глубине антарктического континента была обнаружена самая низкая температура на земном шаре —87,4°. Представляют

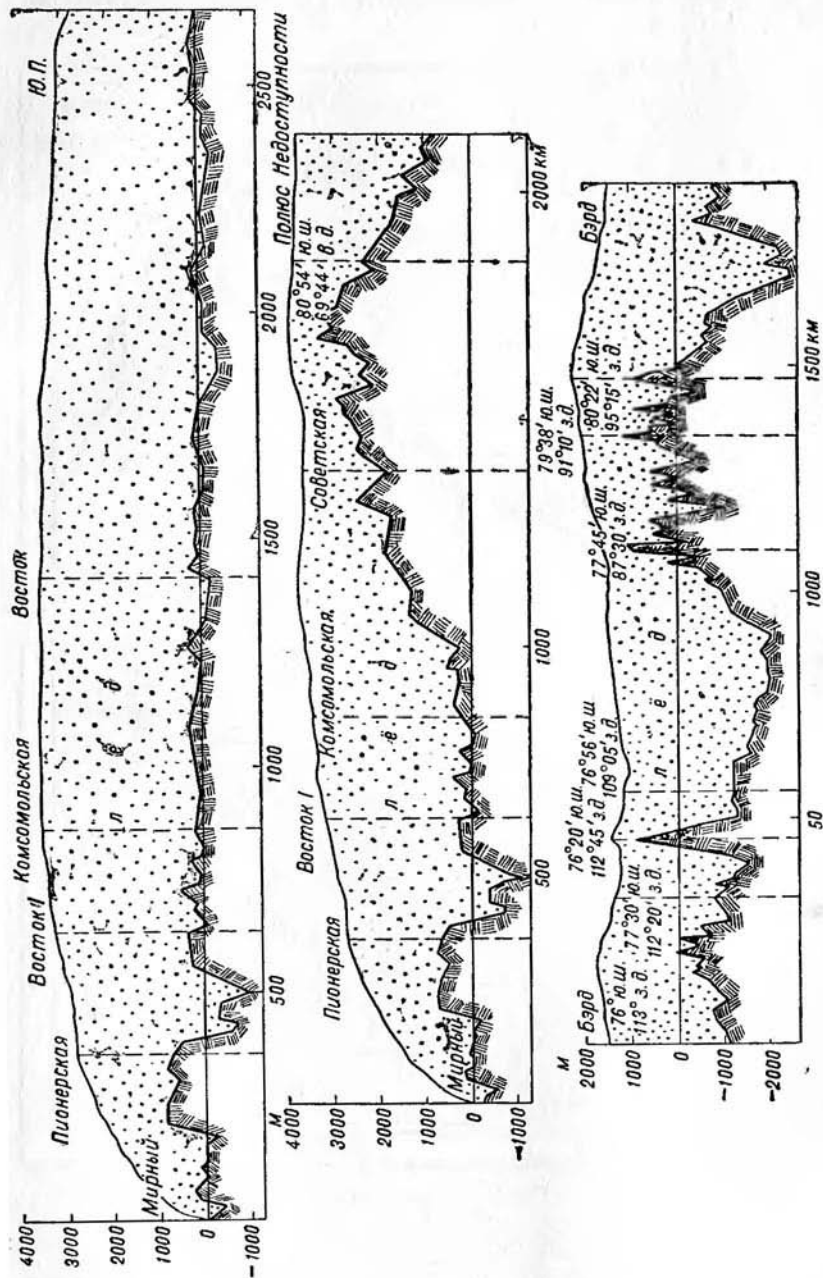


Рис. 5. Профиль ледовой толщи Антарктиды.

ледника в окраинных районах происходит значительно быстрее, чем в центре. По подсчетам, в Антарктиде ежегодно выпадает до 2000 млрд т снега. Возникает вопрос — растет или постепенно исчезает ледниковый щит Антарктиды? Какова тенденция в этом направлении?

Лед в центральных районах почти не тает, а расходной частью баланса льда являются рождаемые Антарктидой айсберги. Объем айсбергов, уходящих ежегодно в море, должен быть близок к приходной части баланса. В настоящее время единой точки зрения в этом вопросе нет. Есть ряд фактов, подтверждающих точку зрения о том, что ледник Антарктиды отступает. По наблюдениям за последние десятилетия установлено, что многих плавучих ледников уже нет, отступает также барьер Росса.

В районе береговой черты за последние 50 лет понизилась высота ледяного купола на несколько метров. Кроме того, старейшая антарктическая станция Литл-Америка констатирует повышение температуры с 1911 г. в среднем на 3° .

В ряде ледниковых скважин температура льда с глубиной понижается и становится ниже современной годовой температуры. Это говорит о сохранении в толще ледника температур, относящихся к прошлым, более холодным периодам.

Однако имеется и целый ряд факторов, указывающих на стабильность антарктического ледника. Некоторые участки побережья были сфотографированы в начале нашего века. Они остались без изменения. Недостаточна скорость выводных ледников, для того чтобы всю поступающую ежегодно массу отдать обратно морю.

Расчеты, проведенные В. И. Бардиным, показывают, что бюджет льда Антарктиды положительный. По его подсчетам приход (аккумуляция осадков) составляет 2420 км^3 , а расход за счет образования айсбергов и таяния только 1450 км^3 . Таким образом, разница в сторону прихода составляет 970 км^3 . Конечно, данные цифры могут оспариваться, но это показывает, что в настоящее время вопрос является дискуссионным.

Надо полагать, что последующие исследования откроют и эту тайну Антарктиды. Основной вопрос, который стоит сейчас перед исследователями материковых льдов, это изучение роли оледенения в развитии Земли и бюджет массы оледенения Земли и его изменения.

Задачи инженерной ледотехники, связанные с изучением этого вида льдов, сводятся к усилению таяния ледников и получению дополнительных количеств воды в горных реках для орошения засушливых районов и к созданию мер безопасности во время плавания в морях и океанах при встрече с материковыми льдами. Меры безопасности плавания предусматривают

патрулирование кромки распространения айсбергов и их разрушение путем подрыва. При освоении горных районов очень важным становится вопрос защиты от лавин, а также опасность, которую несут сели.

КЛАСС V. МЕРЗЛОТА

Мерзлота образуется в литосфере и связана с грунтовыми отложениями. История исследования мерзлоты, классификация и определения составляют предмет мерзловедения.

В данном случае лед не является самостоятельным объектом, а исследуются совместно лед и грунт,— составляющие мерзлоту. Лед в данном случае аналогичен цементу, связывающему инертное вещество в бетоне. Поэтому в мерзловедении одной из характеристик мерзлоты является ее «льдистость». «Мерзлыми грунтами» называются такие грунты с отрицательной или нулевой температурой, в которых то или иное количество воды находится в твердой фазе, т. е. в состоянии льда.

При 0° грунт в данном месте может быть *мерзлым, талым, смешанным*, когда ледяные пластины пронизывают талый грунт.

В природе встречаются удивительные случаи «симбиоза» мерзлого грунта и льда при 0°, так, например, в глубокой Игарской скважине эти разнородные элементы расположены слоями.

В Арктике под дном полярных морей находятся грунты, имеющие температуру значительно ниже нуля (вероятно, до —1,9°) и остающиеся рыхлыми, так как пропитывающая их соленая вода океана замерзает только при —1,9°. Следовательно, несмотря на такую низкую температуру, эти грунты не мерзлые, т. е. не сцементированные льдом.

По промерзанию этот класс льдов можно подразделить на следующие типы.

а) Тип зимнего промерзания грунтов, обычно существует в средних широтах. Промерзание почвы связано с зимним сезоном и возникает с появлением отрицательных температур. Величина промерзания увеличивается, достигает своего предельного значения (характерного для каждого района и определяемого географическим положением, суммой метеорологических факторов), и затем с появлением положительных температур грунт начинает снова оттаивать. Как замерзание, так и оттаивание идут с верхней поверхности, непосредственно соприкасающейся с воздухом, в глубь почвы. Толщина этого слоя промерзания колеблется от 5—10 см до 1,5—2,0 м и зависит от суровости зимы, наличия снежного покрова, влажности почвы и географического положения.

б) Тип глубокого промерзания почв (перелетки) — временная мерзлота, держащаяся в почве несколько лет; обусловлена особо

холодными зимами и достаточно благоприятными условиями для глубокого промерзания.

в) Тип вечной мерзлоты — промерзание, сохраняющееся в течение многих лет, М. И. Сумгин рекомендует «вечно мерзлой почвой или вечной мерзлотой, называть такой, находящийся на некоторой глубине от дневной поверхности, слой почвы или грунта, который имеет отрицательную температуру, длящуюся непрерывно, минимум два года, максимум — тысячелетия и десятки тысячелетий».

Над слоем вечной мерзлоты находится слой почвы, который под влиянием летнего тепла оттаивает (таяя почва), а зимой делается мерзлым. Он носит название слоя зимнего промерзания, а также деятельного слоя и играет весьма важную роль во многих явлениях, совершающихся в почвах и грунтах в области вечной мерзлоты. В нем создаются напряжения, вызывающие деформацию сооружений.

В процессе промерзания возможны следующие три типа взаимоотношений между деятельным слоем и вечной мерзлотой:

1) зимнее промерзание смыкается с вечной мерзлотой, образуя одну сплошную мерзлую массу;

2) зимнее промерзание только местами смыкается с вечной мерзлотой, в других же местах между зимним промерзанием и вечной мерзлотой остаются талые включения и талые ходы и жилы;

3) между зимним промерзанием и вечной мерзлотой остается более или менее значительный слой никогда не замерзающего грунта.

Первый тип вряд ли может иметь очень большое непрерывное горизонтальное распространение. Смыкание зимнего промерзания и вечной мерзлоты прерывается реками и стоячими водоемами, которые очень часто промерзают до дна, но все же под дном их обычно имеются горизонтальные пласты талого грунта — «талики», ниже снова идет вечная мерзлота.

Второй тип имеет наибольшее распространение в южных районах вечной мерзлоты, где слой зимнего промерзания не соединяется с вечной мерзлотой всюду в одно и то же время, а местами и вовсе не соединяется. Зимнее промерзание смыкается с вечной мерзлотой сперва в отдельных местах, между которыми остаются ходы и целые талые области, иногда со всех сторон замкнутые замерзшим грунтом.

Объем талых включений по мере хода промерзания уменьшается и часть их на некоторое время окончательно замерзает. Однако остаются участки талого грунта, которые никогда не замерзают — так называемые постоянные талики.

Кроме постоянных горизонтальных таликов, существующих много лет, приходится считаться с временными таликами, кото-

рые в результате более теплой зимы или рано выпавшего мощного снегового покрова образуются там, где в другие годы их не было, а затем снова исчезают.

К третьему типу относятся такие случаи, когда горизонт вечной мерзлоты залегает глубоко, и зимнее промерзание не может опуститься до него; между ними остается сплошной, всегда талый слой, занимающий иногда обширные пространства.

По признаку географического распространения вечная мерзлота разделяется на следующие виды.

1. Обширные пространства, занятые сплошной по территории вечной мерзлотой.

2. Обширные пространства вечной мерзлоты с наличием среди нее островов и псевдоостровов (таликов).

3. Острова вечной мерзлоты среди обширных пространств талой почвы.

4. Пространства талой почвы с включениями в нее на некоторой значительной глубине пластов или линз вечной мерзлоты.

По признаку залегания в глубину вечная мерзлота разделяется на следующие виды.

1. Непрерывно залегающая от верхней до нижней границы вечная мерзлота.

2. Слоистая мерзлота.

Сезонное промерзание верхнего слоя почвы распространено по всей северной и средней Европе, Азии и Америке. Вечная мерзлота имеет также распространение на огромных территориях СССР. Толщина ее достигает десятков и даже сотен метров. Мерзлота имеет огромное влияние на окружающую природу и ее жизнедеятельность.

Анализируя результаты наблюдений, Сумгин приходит к выводу, что вечная мерзлота идет на убыль. С точки зрения инженерной ледотехники промерзание почвы и вечная мерзлота должны рассматриваться для целей главным образом строительных задач. С промерзанием почвы необходимо считаться при всех земляных работах: заложении фундаментов, прокладке трубопроводов водопровода, канализации и в ряде других работ. Искусственные сооружения должны быть заложены ниже зоны промерзания. В противном случае, при периодическом замерзании они будут деформированы.

Инженерная ледотехника должна выработать меры сохранения вечной мерзлоты при строительстве и дальнейшей эксплуатации оснований и фундаментов. Термическое воздействие сооружений может вызвать таяние мерзлоты, и грунт потеряет свои высокие прочностные характеристики.

КЛАСС VI. ПОГРЕБЕННЫЕ ЛЬДЫ

Часто этот лед называют также ископаемым. Характерно, что он скрыт от дневной поверхности толстым слоем грунтовых отложений. Э. В. Толь, исследовавший погребенные льды, считает, что они являются остатками материковых льдов, занесенных морскими отложениями. Эти льды имеют крупнозернистую структуру. Размер зерен доходит до 10 мм и более, а сечение — до 50—100 мм². Отмечены районы скопления такого льда на о. Новая Земля и главным образом на Новосибирских островах. На о. Большой Ляховский стена погребенного льда возвышается над морем на 35—40 м в виде высокого ледяного барьера. В месте соприкосновения с морем образовалось много пещер и гротов. Лед покрывает в этих районах и дно моря. Он засыпан слоем наносов. Отмечены также целые острова, состоящие из льда. К западу от мыса Столбовой в 1823 г. экспедицией Анжу были обнаружены острова Семеновский и Васильевский. Длина этих островов составляла соответственно 15 и 7 км.

В 1912 г. экспедиция на «Вайгаче» установила, что острова эти интенсивно разрушались и длина их уменьшилась до 4,6 км. Экспедиция 1936 г. уже не обнаружила о. Васильевский, — он исчез вследствие полного таяния составлявшего его погребенного льда. Такова же участь и о. Семеновский, который имел к этому времени длину всего 2 км, а в настоящее время исчез.

Этот класс льда может находиться и на материке, особенно в районах вечной мерзлоты, где отдельные водоемы в геологические эпохи могли вымерзнуть и превратиться в достаточно большие скопления погребенного льда. Задачи инженерной ледотехники сводятся к детальному обследованию таких участков в ложе и берегах, строящихся в районах вечной мерзлоты плотин, которые могут явиться путями для ухода воды из создаваемых водохранилищ.

КЛАСС VII. ЛЬДЫ, ИСКУССТВЕННО СОЗДАННЫЕ ЧЕЛОВЕКОМ

В настоящее время имеется несколько разновидностей таких льдов. Некоторые из них имеют чисто научное, другие — и практическое значение. Искусственные льды можно разделить на следующие виды.

1. *Низкотемпературный аморфный лед* был получен путем конденсации водяного пара, переохлажденного до температуры —120°. Этот вид льда весьма неустойчив. Он не имеет следов кристаллической структуры и напоминает ледяное стекло. При повышении температуры до —70° лед расстекловывался, т. е. терял свою аморфность и снова приобретал кристаллическую форму.

Низкотемпературный лед был получен также путем конденсации пара в вакууме при температуре около -80° . Структура полученного льда оказалась кубической, с теми же расстояниями между атомами кислорода, что и у природного льда. При нагревании выше -70° лед переходил в гексагональную форму. Создание этого вида подтверждает, что в естественных природных условиях аморфный лед образоваться не может.

2. *Горячий и тяжелый лед* был получен Г. Тамманом (1900 г.) и затем П. Бриджменом (с 1912 по 1946 г.).

Полученные ими модификации льда характерны его большим весом. Лед может существовать при положительных температурах и огромном давлении.

Анализ его структуры показал, что она представляет собой более компактный вид структуры природного льда. Открытые модификации этого льда разделяются по условиям своего существования на 7 видов, обозначаемых римскими цифрами (природные льды обозначаются номером I). Так, например, лед VII при плотности в $1,67 \text{ г/см}^3$ существует при температуре 20° и давлении 48 400 атм. Полученные виды льда имеют большой научный интерес, но не имеют практического значения.

3. *Моделированный лед*. В отличие от предыдущих двух видов моделированный лед имеет большое практическое значение и является результатом исследований, отвечающих непосредственно задачам инженерной ледотехники, т. е. модельным испытаниям судов ледокольного типа, исследованию вопросов грузоподъемности и другим вопросам, где испытания должны проводиться в среде льда с заведомо известными прочностными качествами и равномерным распределением их по площади испытываемого льда.

Авторство в создании моделированного льда принадлежит советскому исследователю В. В. Лаврову. При замерзании воды кристаллы льда образуются на ее поверхности не повсеместно, а в отдельных точках. Размер кристаллов зависит от гидрометеорологических условий, в которых протекает образование и дальнейший рост льда. Обычно кристаллы достигают 3—4 мм и более. Направление оптической оси у некоторых из них близко к вертикали, у других несколько отклоняется от нее. В результате срастания кристаллов друг с другом и одновременного нарастания льда по толщине ледяной покров получает поликристаллическое строение. Если условия ледообразования по всей площади данного водоема одинаковы, лед будет достаточно однороден как по структуре, так и по свойствам.

Для получения льда мелкозернистого строения и неоднократного его воспроизведения надо управлять начальными процессами кристаллизации воды. Это управление заключается в том, что на поверхность совершенно спокойной воды, предварительно охлажденной почти до 0° ($0,2$, $0,3^{\circ}$), в определенный

момент искусственно вносят множество мелких центров кристаллизации.

Введение центров кристаллизации производится в тот момент, когда тонкий поверхностный слой воды становится переохлажденным.¹

Рост льда начинается и происходит во всех точках одновременно. При хорошем качестве затравки отклонения численных значений временного сопротивления на изгиб отдельных образцов моделированного льда от их средней величины не превышают 6—7%. У обычного льда эти отклонения достигают 400%.

Для соблюдения прямого подобия прочность моделированного льда должна быть уменьшена по сравнению с натурой пропорционально величине масштаба. Снижение прочности льда достигается посредством растворения в воде хлористого натрия и совокупным действием хлористого натрия и затравки. Однако при одной и той же солености воды временное сопротивление льда на изгиб может изменяться в довольно значительных пределах, если изменяются другие условия его приготовления,— в первую очередь, количество просеиваемых кристаллов и температура воды. Прочность пластин моделированного льда зависит в основном от следующих переменных величин: временного сопротивления на изгиб; солености воды; количества кристаллов снега, внесенного при зарядке на поверхность воды; температуры воды и температуры воздуха в помещении при намораживании льда.

Изменяя соленость воды, количество затравки и температурный режим намораживания, можно готовить лед с прочностью на изгиб до долей кг/см².

В дальнейшем изложении в основном речь пойдет о льдах II класса, представляющих наибольший интерес с инженерной и навигационной точек зрения.

¹ З. И. Швайштейн с успехом применил для кристаллизации распыление переохлажденной воды.

Глава II

ЛЕД КАК ФИЗИЧЕСКОЕ ТЕЛО

ВОДА И ЕЕ СВОЙСТВА

Последние исследования установили, что молекула воды имеет несимметричное строение. Два атома водорода соединены с атомом кислорода, их связи образуют угол 105° .

У молекулы воды положительные и отрицательные заряды расположены неравномерно, их электрические центры тяжести не совпадают. Как известно, такие молекулы называются полярными. Полярность выражается так называемым дипольным моментом, являющимся произведением длины на заряд его полюса. У воды достаточно высокий дипольный момент, определяемый выражением $1,85 \cdot 10^{-18}$ см.

Вода имеет молекулярный вид кристаллической решетки. Структурными единицами являются полярные молекулы. Милликэн предложил модель водяной молекулы, у которой равнобедренный треугольник составлен из двух ядер водорода и одного ядра кислорода, расположенных в вершине треугольника. Объем молекулы воды равен объему сферы радиусом $1,38 \text{ \AA}$.

Водородные ядра в молекуле воды вращаются вокруг собственных осей. В силу различной взаимной ориентации осей вращения водородных ядер молекулы воды отличаются друг от друга. До последнего времени господствовало представление о том, что в воде, наряду с образованием простых молекул, имеет место образование так называемых «двугидролей» и «тригидролей». Именно наличием их объяснились аномальные свойства воды.

В некоторых литературных источниках этот взгляд встречается и до сих пор. Однако, согласно последним исследованиям и особенно работам Берналя и Фаулера, установлено, что жидкая фаза имеет строение, более близкое к кристаллическому, чем к хаотическому, которое обычно приписывалось

жидкостям. Большой дипольный момент и геометрическая структура водяных молекул способствуют образованию прочной тетраэдрической упаковки в виде решетки типа тридимиды или кварца. Оказалось, что в воде имеются три основные формы расположения молекул:

1) переохлажденная вода имеет ледотридимидообразную форму;

2) вода при температурах от 0 до 200° имеет кварцеобразную форму;

3) вода при температурах от 200 до 340° (немного не достигая критической температуры) имеет аммониеобразную форму.

При изменении температуры эти формы непрерывно меняются, переходя одна в другую. Тридимидообразная форма отличается менее плотной упаковкой, чем кварцевая. Причиной аномального сжатия воды при нагреве ее выше 0° и объясняется переход от тридимидообразной к кварцевой форме.

Таким образом, в настоящее время установлено, что в основе строения жидкости лежит некоторая упорядоченность структуры. Все это в корне изменило прежние воззрения, согласно которым жидкость представлялась аналогичной газу, и молекулы ее считались находящимися в хаотическом состоянии.

Рентгенографические и электронографические методы установили квазикристаллическое строение многих жидкостей, температуры которых, по мере приближения к точке плавления, как и вода, имеют упорядоченные области подобно микрокристаллическим телам.

Многочисленные исследования романовского спектра установили, что для воды отмечаются три полосы с частотами 3216, 3435 и 3582 гц. Полосы воды отличаются от полос других жидкостей своей шириной и почти полностью перекрывают одна другую. В. Я. Альберг предположил, что линии с частотами 3200, 3400 и 3600 гц соответствуют структурам воды, определяемым ее температурой (т. е. тридимидообразной, кварцевой и аммониеобразной).

Я. И. Френкель, рассматривая кинетическую теорию жидкостей, также пришел к заключению, что относительное расположение атомов в жидкости при температуре, близкой к температуре кристаллизации, сохраняет тот же характер, что в кристаллическом поле. Происходит лишь разрыхление (или размытие) структуры с сохранением ее основных черт. Вода, будучи самым распространенным на земле веществом, может содержать разное количество растворенных веществ. Встречаются воды, лишенные всяких солей (почти дистиллированные). Есть воды огромной солености, в несколько сот промилле (например, воды Мертвого моря).

Вес одного кубического сантиметра чистой воды при 4° принимается за единицу веса и носит название грамма.

Приводим величины относительной плотности воды (удельный вес) в зависимости от температуры (табл. 17).

Таблица 17

Зависимость плотности воды от ее температуры

Температура	0	3	4	5	10
Плотность	0,99987	0,99999	1,00000	0,99999	0,99975
Температура	20	25	30	40	50
Плотность	0,99826	0,99712	0,99576	0,99235	0,98820
					0,95865

Коэффициент объемного сжатия для воды при давлении до 25 атм. и обычных температурах от 0 до 20° можно принять, по Амагату, равным 0,000050. При давлении до 500 атм. он равен 0,000047, при давлении до 30 000 атм.—0,000028. Практически воду можно считать несжимаемой.

Коэффициент температурного расширения воды может быть выражен, по Амагату, следующими данными (табл. 18).

Таблица 18

Зависимость коэффициента температурного расширения от давления
(в миллионных долях)

Давление (атм.)	Температура (град.)				
	0—10	10—20	20—50	60—70	90—100
1	14	150	422	556	719
100	43	165	422	548	—

Коэффициент вязкости выражает свойство жидкости, благодаря которому при движении появляется сила трения. Коэффициент вязкости выражает ту силу трения, которая приходится на одну квадратную единицу поверхности соприкосновения двух скользящих один по другому слоев при условии, что градиент скорости по нормали равен единице. Размерность этого коэффициента в системе CGS г/см сек. (где грамм — масса). Единица вязкости — пуаз — имеет ту же размерность.

Помимо коэффициента вязкости, который называют также абсолютным коэффициентом вязкости, введено понятие кинематического коэффициента вязкости, определяемого как частное от деления абсолютного коэффициента на плотность и имеющего в системе CGS размерность см² сек. Согласно опытам Пуазейля, коэффициент кинематической вязкости равен абсолютной вязкости, поделенной на плотность.

Коэффициентом текучести называется величина, обратная коэффициенту абсолютной вязкости (табл. 19).

Т а б л и ц а 19

Зависимость коэффициента текучести от температуры воды

Температура (град.) . .	0	5	10	20	30	40	50
Коэффициент текучести (г/см сек.)	56,2	65,7	76,3	99,0	123,6	151,6	181,9

Весовой состав воды: 11,11% водорода и 88,89% кислорода. Молекулярный вес воды равен 18 (что отвечает простейшей формуле воды H_2O). С приближением к точке кипения плотность пара незначительно увеличивается, и молекулярный вес получается несколько больше.

Следует отметить большую устойчивость молекул воды по отношению к нагреванию. Водяной пар только при температуре выше 1000° начинает заметно диссоциировать на водород и кислород.

Большой интерес представляет характеристика теплоемкости воды (или, как ее называет Барнес, удельная теплота). Величина теплоемкости воды выше, чем у большинства веществ, и принимается за единицу (выше эти значения только у водорода и жидкого аммиака). Эта величина переменная и зависит от температуры (табл. 20).

Т а б л и ц а 20

Зависимость теплоемкости воды (пресной) от ее температуры

Температура (град.) . .	0	10	25	50	90
Теплоемкость воды (кал/г град.)	1,0094	1,0023	0,9989	0,9980	1,0031

Представляют также интерес значения коэффициента теплопроводности воды.

Коэффициент теплопроводности есть то количество тепла, которое проходит через 1 см^2 поверхности при градиенте температур в 1 град/см в течение 1 сек.

По данным различных авторов его значения колеблются от 0,00124 до 0,00156 и изменяются в зависимости от температуры (табл. 21).

Т а б л и ц а 21

Зависимость коэффициента теплопроводности воды от температуры

Температура (град.) . .	0	5	10	20	30
Коэффициент теплопроводности (кал/см сек. град.)	0,001358	0,001372	0,001385	0,001412	0,01467

Теплота испарения воды характеризуется тем количеством тепла, которое расходуется на испарение одного грамма воды при неизменности ее температуры в процессе испарения (табл. 22).

Зависимость теплоты испарения дистиллированной воды от ее температуры

Температура (град.)	0	10	20	40	60	90
Теплота испарения (кал/г)	597,3	591,7	586	574,7	563,2	545,2

Вода обладает наибольшей теплотой испарения. Испарение происходит до тех пор, пока между водой и образующимся из нее паром не установится динамическое равновесие, при котором в единицу времени испарится столько молекул, сколько перейдет обратно в жидкость. Очевидно, что такое положение характерно для какого-либо замкнутого пространства. В естественных природных условиях на открытой водной поверхности и особенно при ветре это равновесие не наступает.

Водяной пар, находящийся в равновесии с жидкостью, носит название насыщенного. Каждой температуре соответствует свое давление насыщенного пара.

Когда давление пара достигает величины внешнего давления, жидкость закипает. Так, например, кипение воды происходит при нормальном давлении 760 мм и температуре 100°.

Для воды (и полярных жидкостей) представляет интерес вопрос теории поляризации. Как известно, электродинамика (вернее, макроскопическая электродинамика) утверждает, что диэлектрическая проницаемость и удельная электропроводность являются константами вещества. При сравнительно низких частотах изменения напряженности электромагнитного поля тангенс угла потерь убывает с ростом частоты. Ионная и электронная проводимость воды незначительна.

Как указывают В. Н. Рудаков и В. В. Пасынков, для воды из всех типов поляризаций наибольший интерес представляют электронная и молекулярная.

При электронной поляризации на электроны в атомах и молекулах действует не среднее значение напряженности электрического поля, а его так называемое эффективное значение. Диэлектрическая проницаемость при электронной поляризации определяется формулой Клязиуса—Масотти. При частотах изменения электромагнитного поля, близких к собственной частоте колебаний электронов в атомах и молекулах, значительно возрастают потери на излучение, и диэлектрическая проницаемость будет комплексной.

При частотах, лежащих в диапазоне инфракрасной или видимой части спектра, наблюдается отступление в частных зависимостях диэлектрической проницаемости и тангенса угла потерь.

При молекулярной поляризации представляет также большой интерес для оценки электромагнитных полей установление зависимости диэлектрической проницаемости и тангенса угла потерь.

Однако современная теория поляризации полярных диэлектриков еще не сумела установить практически точную связь между диэлектрической проницаемостью и параметрами отдельных молекул. Теория поляризации полярных жидкостей, к которым относится и вода, еще не разработана, имеются пока только качественные результаты. Поэтому основным методом, дающим возможность получить значения диэлектрической проницаемости, тангенса угла потерь и другие электрические параметры и устанавливающим зависимости их от частотных изменений напряженности электрического поля, температуры, степени концентрации и т. д., является эксперимент.

Ряд авторов установил, что показатель преломления воды, вплоть до волны длиной 20 см, остается постоянным, а затем резко уменьшается, достигая в инфракрасной части спектра значения 1,33. Коэффициент затухания быстро возрастает, начиная с волн длиной 100 см, и достигает максимальных значений при волнах длиной 1 см, затем снова падает.

Влияние температуры сказывается на уменьшениях показателя преломления. То же происходит и с коэффициентом затухания. Показатель преломления и коэффициент затухания непосредственным измерением могут быть определены и для больших частот.

Для жидкости вообще и для воды в частности представляют также большой интерес вопросы, связанные с явлениями, происходящими на поверхности. В 1878 г. Гельмгольц, а затем Я. И. Френкель указывали на наличие двойного электрического поля на поверхности. Это явление возникает вследствие того, что электрические поля каждой из сред (жидкости и газа) различны, и на границе их возникает разность потенциалов. Считается, что ионы водорода в поверхностном слое отсутствуют. Наличие двойного электрического поля вызывает отталкивание капелек воды при их тесном сближении. Капельки воды способны в этом случае к глубокому переохлаждению до -40° .

Остановимся далее на некоторых особенностях воды как растворителя.

Как известно, всякий раствор состоит из растворяемого вещества и растворителя, т. е. среды, в которой это вещество равномерно растворено в виде молекул или ионов. Напомним некоторые положения из химии, касающиеся растворов. Однородность растворов делает их весьма сходными с химическими соединениями. Выделение тепла при растворении некоторых веществ также обнаруживает это сходство. Различие состоит в том, что в их свойствах обнаруживаются свойства растворимых веществ. Вода в большинстве случаев является растворителем, потому что она существует в том же состоянии, после того как произошло растворение, а также и по второму количественному признаку: после растворения остается наибольшее

количество растворителя. Процесс растворения протекает следующим образом: в результате взаимодействия молекул растворителя с молекулами растворяемого (допустим, твердого) вещества молекулы растворимого вещества благодаря диффузии равномерно распределяются по всему объему. Отделение молекул от твердого вещества происходит в результате собственных колебаний, а также в результате притяжения их со стороны молекул растворителя.

Но одновременно с этим идет и обратный процесс кристаллизации. Перешедшие в раствор молекулы, ударяясь о поверхность еще не растворившегося вещества, снова притягиваются к нему и входят в состав его кристаллов. Эти два процесса происходят до тех пор, пока не установится динамическое равновесие и раствор не станет насыщенным. Сколько молекул в единицу времени растворится, столько их выделяется обратно. Так, например, для поваренной соли, растворенной в объеме 100 г воды, при комнатной температуре пределом насыщения является 36 г.

Следует отметить, что с повышением температуры, растворимость увеличивается. По данным Н. Л. Глинки, в 100 г воды могут раствориться следующие количества калиевой селитры (табл. 23).

Т а б л и ц а 23

Растворимость калиевой селитры в зависимости от температуры воды

Температура (град.) . .	0	20	40	60	80	100
Растворимость (г) . .	13,5	31,5	64	110	169	247

Обычно растворимость с повышением температуры изменяется неравномерно, и у каждого вещества она различна.

При растворении газов, помимо температуры, большое значение имеет давление, под которым находится газ.

Процесс растворения Д. И. Менделеев считает не только физическим, но и химическим. Растворяющееся в воде вещество может образовывать с нею различные соединения. Как известно, при растворении в воде вещества возникают довольно неустойчивые соединения, называемые гидратами. Иногда гидратная вода прочно связана с молекулами растворенного вещества. При выделении вещества из раствора она сохраняет эту связь. Такие кристаллические образования называются кристаллогидратами, а содержащаяся в них вода — кристаллизационной водой. Прочность связей кристаллизационной воды в кристаллогидратах весьма различна.

Наличие в воде тех или иных растворенных солей сильно изменяет ее свойства, а также сказывается на свойствах льда, который образуется из воды, содержащей растворенные соли.

Наибольшее распространение в природе имеет морская вода, содержащая в растворенном виде следующие соли (в процентах от всего количества):

Хлориды: хлористый натрий (NaCl) — 77,8, хлористый магний (MgCl_2) — 10,9.

Сульфаты: сернокислый магний (MgSO_4) — 4,7, сернокислый кальций (CaSO_4) — 3,6, сернокислый калий (K_2SO_4) — 2,5.

Карбонаты: углекислый кальций (CaCO_3) — 0,3.

Бромистые соединения: бромистый магний (MgBr_2) — 0,2.

Интересно сопоставить речную и морскую воду. Речная вода содержит больше карбонатов, в морской преобладают хлориды.

Под соленостью воды понимается общее количество всех солей в граммах, содержащееся в 1 кг воды.

В природе соленость морской воды зависит от ряда факторов, одним из которых является приток пресных вод. Это касается главным образом устьевых участков рек, впадающих в моря и океаны. Соленость воды зависит от интенсивности испарения характерного главным образом для тропических широт, и интенсивности выпадения осадков, характерного для экваториальной зоны. Для северных районов соленость зависит от интенсивности таяния и образования льда. Играть также роль процессы перемешивания, происходящие в верхних слоях моря. Обычно соленость выражается в тысячных долях, носящих название промилле (‰).

Наибольшую соленость воды имеет Мертвое море — 275‰. В арктических морях соленость колеблется от 30 до 35‰. Распресненные морские воды в морях, где выходят пресные воды, имеют соленость менее 8—10‰. Средняя соленость Мирового океана 35‰.

Наличие растворенных солей, как уже было указано, вносит изменения в физические свойства воды. Это, в первую очередь, сказывается на термических свойствах воды. Теплоемкость морской воды меньше чем пресной (при солености 35‰ ее значение равно 0,932). С увеличением солености и температуры теплоемкость морской воды уменьшается.

Значения коэффициента теплопроводности возрастают с увеличением температуры и незначительно уменьшаются при увеличении солености. Коэффициент термического расширения морской воды возрастает с повышением температуры и увеличением солености. Теплота испарения морской воды в зависимости от повышения температуры несколько уменьшается.

Плотность морской воды также зависит от солености и температуры. В океанологии принято рассматривать плотность как отношение удельного веса морской воды при измеренной ее температуре к удельному весу дистиллированной воды при температуре 4°.

Для морской воды отмечаются определенные соотношения между ее наибольшей плотностью, температурой замерзания и соленостью. В табл. 24 приведены эти данные.

Таблица 24

Характеристики распресненной морской воды или воды малой солености

Характеристика	Соленость (‰)					
	1	4	8	10	20	24,69
Температура наибольшей плотности	3,743	3,133	2,292	1,860	—0,310	—1,332
Температура замерзания	—0,055	—0,214	—0,427	—0,534	—1,074	—1,332
Плотность при температуре замерзания	1,00072	1,00315	1,00638	1,00800	1,01607	1,01985
Наибольшая плотность	1,00085	1,00333	1,00658	1,00818	1,01607	1,01985

Как известно, соленость 24,69‰ является предельной, играющей весьма важную роль в процессе замерзания. В табл. 25 приведены те же значения для соленых вод. В табл. 26 дана температура замерзания вод высокой солености.

Таблица 25

Характеристики морской воды большой солености

Характеристика	Соленость (‰)		
	25	30	35
Температура наибольшей плотности	—1,398	—2,473	—3,524
Температура замерзания	—1,349	—1,627	—1,910
Плотность при температуре замерзания	1,02010	1,02114	1,02821
Наибольшая плотность	1,02010	1,02415	1,02822

Таблица 26

Зависимость температуры замерзания воды от солености

Соленость (‰)	50	80	100	150	180	200	250
Температура замерзания (град.)	—2,8	—4,8	—6,4	—10,5	—13,6	—15,8	—21,6

В табл. 27 приведены данные о вязкости морской воды в миллипаузах (г/см сек. 10^3) в зависимости от ее температуры и солености.

Зависимость вязкости морской воды от ее температуры и солености

Соленость (‰)	Температура (град.)					
	5	10	15	20	25	30
5	15,28	13,20	11,54	10,18	9,08	8,09
10	15,39	13,28	11,68	10,27	9,18	8,17
15	15,53	13,41	11,77	10,40	9,26	8,27
20	15,66	13,57	11,90	10,47	9,35	8,34
25	15,79	13,73	12,03	10,58	9,48	8,43

Как видно из табл. 27, вязкость возрастает с увеличением солености и падает с увеличением температуры.

Установлена зависимость диэлектрической проницаемости от частоты изменения напряженности электрического поля и от температуры воды.

Представляют также интерес вопросы, связанные с проникновением и преломлением света в воде, содержащей растворы. Коэффициент преломления света морской водой может быть охарактеризован табл. 28.

Таблица 28

Зависимость коэффициента преломления света от солености воды для разных длин волн

Длина волны (мк)	Соленость (‰)			
	0	10	20	35
0,0678	1,33087	1,33271	1,33452	1,33726
0,5018	1,33635	1,334829	1,34011	1,34293
0,4472	1,33645	1,34138	1,34329	1,34616

С увеличением длины волны коэффициент преломления незначительно уменьшается, а при увеличении солености несколько увеличивается, но все изменения происходят в третьем знаке.

Морская вода поглощает радиационные волны в зависимости от их длины. Коэффициент поглощения, как известно, зависит от длины волн и глубины проникновения энергии, падающей на поверхность моря.

Морская вода ослабляет световые волны. Степень этого ослабления зависит от длины волны, энергии волн, падающих на поверхность моря, энергии волн, достигающих определенной глубины, а также от коэффициента поглощения и коэффициента рассеивания света.

По мере увеличения толщины слоя морской воды уменьшается проникновение световой энергии. Если на глубине 0,5 м отношение энергии приходящей и прошедшей близко к единице, то уже на глубине 5 м оно резко снижается.

ЗАМЕРЗАНИЕ ВОДЫ

Как уже говорилось, кристаллообразная структура воды не совпадает с кристаллообразной структурой льда, и во время замерзания воды происходит резкое изменение степени ее упорядоченности и типа решетки.

По исследованиям Стюарта, в структурных изменениях воды при понижении температуры уже от 2° начинает чувствоваться тенденция перемены кварцеобразной структуры на структуру триодимита. Эти изменения более интенсивно происходят, когда вода становится переохлажденной.

Исследования льда показали, что его структура сходна со структурой триодимита. Интересно также отметить, что удельный объем триодимита превышает удельный объем кварца примерно на 10%.

Как утверждает механика, благодаря флуктуации, т. е. местным отклонениям от нормального состояния во всяком веществе, находящемся в неустойчивом состоянии (так называемом метастабильном состоянии), образуется какое-то небольшое количество другой фазы, которое становится центром перехода метастабильной фазы в устойчивую стабильную фазу. Переход вещества из одной фазы в другую совершается не по всему объему, а в отдельных, в первый момент немногочисленных точках, где находятся эти центры.

Для того чтобы образующаяся фаза была более устойчивой, чем первоначальная, размеры скоплений новой, образующейся фазы не должны быть меньше определенных значений, в противном случае образующаяся фаза будет неустойчивой. Будем в дальнейшем называть их ядрами кристаллизации (по этому вопросу нет еще установившегося положения, и иногда в литературе их называют «зародышами» или «центрами», понимая под ядрами включения только посторонних частиц).

Согласно последним данным, минимальный размер ядер кристаллизации льда составляет 300—400 молекул. Замерзание воды начинается не по всей поверхности, а в отдельных ее точках. Переход вещества из одной фазы в другую не мог бы совершиться сразу же во всех точках системы.

Образование зародышей новой фазы может происходить как самопроизвольно, так и под влиянием вынужденных процессов. Согласно теории флуктуации, энтропия изолированной системы не остается постоянной величиной, и параметры (плотность,

давление, температура), определяющие макроскопическое состояние системы, также изменяются. При образовании ядер кристаллизации происходит структурная перестройка молекул, сопровождающаяся изменением энергии системы, меняется и ее термодинамический потенциал.

Образованию ядер кристаллизации в значительной степени способствуют находящиеся в воде посторонние тела в виде твердых наносов, пузырьков воздуха, органических частиц и т. д.

Опыты с очищенной от примесей водой позволили получить значительное ее переохлаждение. Так, например, Дорси получил переохлаждение дистиллированной воды при вакууме до $-17,5^\circ$, а воды из ручья до $-10,5^\circ$.

Стимулирующее действие на кристаллизацию оказывает также ряд физических явлений: удар, определенные частоты ультразвуковых колебаний, излучение радия и др. В этом отношении интересны опыты Турнера и Вангука, облучавших воду ультразвуковыми колебаниями с частотой от 8 до 16 кгц и вызывавших ее немедленную кристаллизацию при сравнительно небольшом переохлаждении.

Проводя опыты с переохлаждением воды, В. В. Лавров установил, что при внесении в нее ядер кристаллизации в виде небольших по размеру ледяных кристаллов (затравки) возникают ядра кристаллизации первого, второго и третьего рода. Он отмечает, что вследствие выделения теплоты кристаллизации процесс образования первичных ядер непродолжителен и длится около 30 секунд. Если после образования ядер кристаллизации первого рода сохранилось переохлаждение воды, то образуются ядра кристаллизации второго рода. Их образование происходит в течение 2—3 минут, после чего начинают возникать ядра третьего рода. Время, в течение которого исчезает переохлаждение воды, исчисляется в 5—6 минут.

Для ядер первого рода характерна форма шестилучевых звездочек, которые переходят в шестигранники и затем в диски, характерные для ядер кристаллизации третьего рода.

Лавров считает, что при большом переохлаждении воды могут образовываться ядра и другого рода.

При переохлаждении воды ниже -1° быстро возрастает скорость кристаллизации. Представляют интерес также опыты с введением в переохлажденную воду затравки в виде охлажденной смеси с температурами -6 , -8 и -10° , вызывающей зарождение большого количества кристаллов льда в достаточно короткий срок.

Современные методы исследований вооружены тонкой физической аппаратурой, позволяющей получить ряд сведений, касающихся структуры элементарной ячейки льда.

В результате исследований, проведенных методом рентгеноструктурного анализа, было установлено, что монокристалл

льда имеет гексагональную симметрию. Атомы кислорода расположены в вершинах и в центре тетраэдра. Расстояние между соседними атомами кислорода равно 2,76 А. Так как водородные атомы очень малы, то рентгеновский анализ не дал возможности установить их местоположение. Для выяснения этого вопроса было сделано несколько предположений. Наиболее обоснованная схема была проверена экспериментально Волланом, Давидсоном и Шуллем. Они исследовали строение кристаллов льда с помощью дифракции медленных монохроматических нейтронов, источником которых являлся урановый котел.

В результате опытов было установлено, что для льда характерно несколько устойчивых состояний кристаллов, в которых водородный атом может занимать различные положения между обоими атомами кислорода (рис. 7) с максимальным расстоянием от какого-либо из атомов кислорода 0,96 А.

Форма и количество образующихся на поверхности воды кристаллов льда зависит от температурных условий их образования. Чем ниже температура воды и воздуха, тем больше появляется ядер кристаллизации и тем меньше их размер. При повышении температуры отмечается обратное явление: ядер кристаллизации меньше, но размер их больше.

Образование кристаллов происходит в тонкой поверхностной пленке, переохлаждение которой может достигать нескольких градусов. В зависимости от степени переохлаждения образуются кристаллы той или иной формы. В результате смерзания образовавшихся кристаллов возникает тонкая ледяная корочка, состоящая из льда поликристаллического строения и кристаллов различной ориентировки. Дальнейшее нарастание льда проходит уже по закону геометрического отбора, т. е. при росте на поверхности кристаллов различной ориентации. Дальнейший возможный рост кристаллов определяется углом наклона их наибольшего роста к поверхности нарастания, и вырастают только те кристаллы, у которых этот угол максимальный. Они, постоянно разрастаясь, исключают возможность роста других кристаллов. Величина кристаллов увеличивается, а количество их уменьшается.

Под влиянием ряда внешних причин строение кристаллических решеток образующегося льда отличается от идеального. Иногда наблюдается выклинивание рассола в средней части граней. Рассол на периферии граней оказывается пересыщенным, а в центральной части — недосыщенным. Образование нового слоя происходит в узлах или у ребер граней. Кристаллы

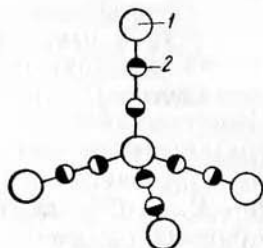


Рис. 7. Структура элементарной ячейки льда.
1 — атом кислорода, 2 — атом водорода.

в результате этого становятся мутными в средней части. Скопление механических примесей вызывает непараллельность нарастающих слоев.

На основании исследований установлено, что под влиянием образования вторичных кристаллов с различной ориентировкой происходит изгиб первичных кристаллов.

Причиной мозаичной структуры льда является то, что идеальное строение термодинамически не соответствует наиболее устойчивому состоянию системы, а поэтому и должны возникать блоки и трещины. Они образуют так называемую вторичную структуру с размером кристаллов от 100 до 10 000 А. Мозаичная структура образуется за счет возникающих зародышей.

Лавров считает, что могут возникать микродефекты, заключающиеся в том, что в узел решетки вместо атома данного вещества попадает посторонний атом и возникают, помимо основных, промежуточные точки, в которых может не хватать атома. Может появиться линейный изъём решетки, характерный тем, что в каком-то из рядов присутствует лишний ион или, наоборот, его не хватает. Этот линейный изъём носит название дислокации. Я. И. Френкель, используя теорию дислокации, рассмотрел и объяснил ряд механических свойств материалов.

В настоящее время этот вопрос очень важен для объяснения механических свойств и пластичности материалов. Изучение роста кристаллов с помощью электронного микроскопа показало, что одним из главных факторов, определяющих дислокацию, являются нарушения, происходящие при упаковке идентичных молекул. Второй причиной, определяющей дислокацию, следует считать наличие блуждающего температурного градиента (по выражению Ф. Франка), который возникает при росте кристаллов.

Весьма важным в строении кристаллов тела является наличие межкристаллических прослоек, расположенных по линиям раздела отдельных кристаллов. Как показывают исследования, проведенные в области металловедения, прослойки при повышении температуры разрушаются быстрее, чем сам кристалл. Это явление отмечается у льда в период таяния: первыми разрушаются прослойки между кристаллами, тогда как кристаллы сохраняются дольше.

Для льда вопрос о роли и возникновении межкристаллических прослоек еще не решен окончательно и требует дальнейших исследований, но важность его для механической прочности льда весьма велика. Наличие в межкристаллических прослойках посторонних примесей, особенно ионов солей, повышает их температуру плавления.

Для морского льда наличие примесей, растворенных в воде, особенно велико, поэтому морской лед содержит множество пор со включением рассола солей и имеет более мелкую кристалли-

ческую структуру, чем лед пресный. Как установили опыты, диффузия примесей возможна лишь при наличии градиента концентрации, а последний возникает, когда скорость перемещения граней будет больше скорости диффузии. Таким образом, всегда имеется слой с повышенной концентрацией примесей, который располагается перед растущей гранью кристалла. Наличие этого слоя затрудняет рост кристаллов и вызывает их неравномерность, поэтому морской лед чаще обладает мелкозернистой структурой.

Рассмотрим образование разных видов льда, возникающих в результате замерзания воды. Если от пресной воды, имеющей температуру 0° , при нормальном давлении отнимать тепло, то вода из жидкого состояния перейдет в лед. Если льду, находящемуся при температуре 0° , не давать тепла и не отбирать его, то смесь останется при этой температуре без изменения.

Переход пресной воды в лед сопровождается увеличением ее объема приблизительно на 9% и уменьшением удельного веса. Таким образом, лед, образующийся при нормальном давлении, легче воды.

С увеличением давления точка перехода воды в лед сначала понижается. Так, например, при давлении 615 атм. вода замерзает только при -5° , затем температура замерзания начинает повышаться. Переходной точкой является 2000 атм., после чего температура замерзания при очень больших давлениях становится даже выше 0° . При этом образуются пять разновидностей тяжелого льда с удельным весом выше единицы. Этот лед и существует при положительных температурах. Обозначают его римскими цифрами II, III, IV, V и VI. Например, лед VI образуется под давлением 20760 атм. и плавится при температуре 75° . Есть все основания назвать этот лед «горячим».

Отмечено, что лед испаряется до определенного предела.

С понижением температуры давление пара льда уменьшается и уже при -20° оно равно 0,8 мм, а при -50° составляет 0,3 мм. Испарение проходит значительно медленнее, чем у воды.

Для характеристики перехода воды в пар и лед воспользуемся диаграммой состояния воды (рис. 8). Кривая *ОА* обозначает давление паров воды и показывает, при каких давлениях и температурах вода переходит в пар; кривая *ОВ* обозначает давление паров льда, она отмечает, при какой температуре и давлении лед переходит в пар, кривая *ОС* обозначает переход воды в лед.

Тройная точка — вода, пар и лед, при которой могут существовать все три фазы, соответствует температуре $0,007^{\circ}$ и давлению 4,6 мм. Как видим, диаграмма состояния делится на три области: в области *СОА* устойчивым является жидкое состояние; в области *АОВ* — вода в состоянии пара и в области *ВОС* — вода в состоянии льда.

В тех случаях, когда в воде растворены те или иные соли и она превращается в раствор, температура ее замерзания понижается.

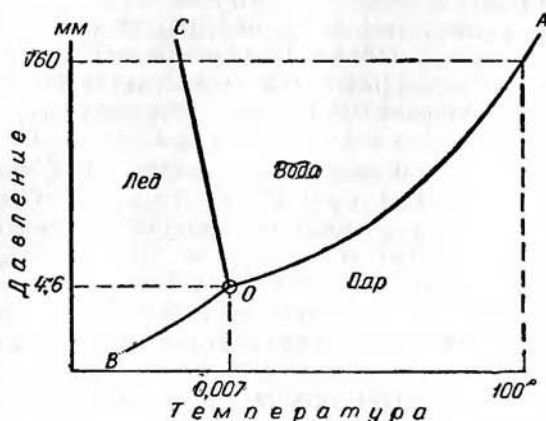


Рис. 8. Диаграмма состояния воды.

Для чистой воды при 0° давление пара льда составляет 4,6 мм и равно давлению пара воды.

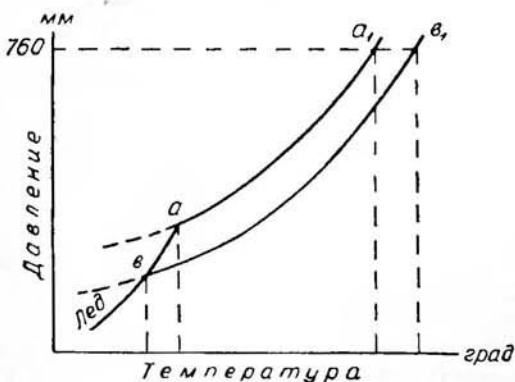


Рис. 9. Кривые изменения давления пара воды, льда и раствора.

В растворе этого равновесия уже не будет. Давление пара при 0° будет меньше 4,6 мм, и лед, опущенный в этот раствор, будет таять. Одновременное существование льда и раствора будет возможно только при температуре ниже 0° , когда давление паров льда и раствора уравнивается, а это означает, что раствор замерзает при более низкой температуре.

На рис. 9 линия aa_1 соответствует давлению пара чистой воды, линия bb_1 соответствует давлению пара раствора.

Давление пара раствора при любой температуре меньше давления пара чистой воды.

Как видно на рис. 9, температура замерзания чистой воды выше температуры замерзания раствора. При замерзании раствора сначала выделяется в твердом виде чистый растворитель (в нашем случае лед), а затем уже начинает выпадать растворенное вещество.

По мере выделения солей в твердое состояние начинает увеличиваться концентрация раствора, и температура замерзания понижается. Как известно, эта концентрация может проходить до определенного критического состояния — так называемой «эвтектической концентрации», после чего раствор замерзнет, превратившись в твердый лед и в твердое растворенное вещество. Температура, соответствующая этому состоянию, носит название эвтектической температуры.

Как пример приведем замерзание поваренной соли — хлористого натрия (рис. 10). Оказывается, что увеличение его концентрации происходит до 24,42%, и весь раствор замерзает при $-21,2^\circ$. Далее с увеличением концентрации отмечается выпадение из раствора твердой соли и повышение температуры.

Температура эвтектики является самой низкой температурой растворов. Для каждого из веществ она различна, например, калийная селитра имеет температуру $-2,9^\circ$, поваренная соль $-21,2^\circ$, хлористый кальций $-55,0^\circ$, серная кислота $-75,0^\circ$.

Согласно законам, определяющим количественные отношения при замерзании, понижение точки замерзания пропорционально количеству вещества, растворенного в данном весовом количестве растворителя. Эквимолекулярные количества различных веществ, будучи растворены в том же весовом количестве данного растворителя, понижают его точку замерзания на одно и то же число градусов. Например, 0,1 граммолекулы сахара, глюкозы, перекиси водорода и др. веществ, растворенных в 1000 г воды, понижают точку замерзания на $0,186^\circ$.

Молекулярное понижение точки замерзания при растворении 1 г молекулы вещества в 1000 г растворителя есть величина постоянная для данного растворителя. Она носит название

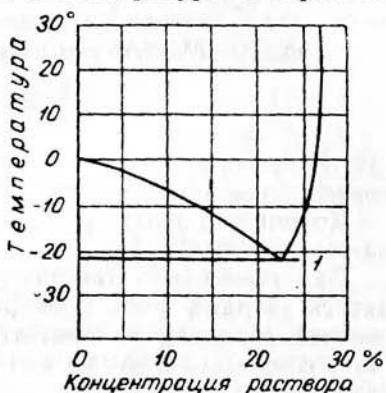


Рис. 10. Кривые замерзания раствора поваренной соли.

1 — выделение эвтектики.

криоскопической константы растворителя. Значения ее следующие: для воды $1,86^\circ$, уксусной кислоты $3,9^\circ$, бензола $5,0^\circ$, нафталина $6,9^\circ$.

Для более полного понимания процесса замерзания морской воды приведем наблюдения, проведенные шведским ученым Ф. Мальмгреном. В морской воде процессы замерзания очень сложны. Какова бы ни была соленость морской воды, ход замерзания будет одинаков, а именно: при каждой температуре концентрация и состав рассола будут почти одинаковыми для всякой морской воды независимо от первоначальной солености. Различие будет в соотношении количества чистого льда и рассола. Лед с большой соленостью будет иметь большое количество рассола. Мальмгрен приходит к следующему соотношению:

$$\frac{S}{a} = \frac{S_1}{a_1} = \text{const},$$

где S, S_1 — разные солености льда; a, a_1 — количества рассола, соответствующие этим соленостям.

Количество рассола, приходящееся на 1 г льда, пропорционально его солености.

При понижении температуры ниже $-8,2^\circ$ будут уже выделяться твердые соли пропорционально весу рассола. Поэтому, считает Мальмгрен, концентрации рассола будут продолжать оставаться одинаковыми для льдов разной солености при всякой температуре.

Как показали Рингер и Петерсон, замерзание морской воды — процесс избирательный. До температуры $-8,2^\circ$ из морской воды выделяется только чистый лед (опыты Рингера проводились с морской водой соленостью $30,05\%$, начинавшей замерзать при $-1,91^\circ$).

При температуре $-8,2^\circ$ начинает осаждаться сернокислый натрий Na_2SO_4 . Это выделение проходит очень интенсивно до температуры -20° . Когда температура понижается до $-21,2^\circ$, начинает выделяться хлористый натрий NaCl (рис. 11).

Петерсон и Рингер избирательный характер процесса замерзания основывали на том, что в Полярном бассейне море теряет SO_3 благодаря вымерзанию Na_2SO_4 , а воды Атлантики получают от тающих льдов излишнее количество SO_3 ; что же касается Cl , то он остается, так как рассол вытекает.

Мальмгрен на основании своих опытов во время дрейфа судна «Мод» считает, что в Северном Ледовитом океане в большом масштабе такой избирательный процесс не происходит.

Его исследования обычной морской воды и воды из растаявшего льда показали, что отношение SO_3 к Cl в первом случае было равно $0,1176$, а во втором — $0,1179$. Последующие опыты подтвердили результаты его исследований.

Следует еще остановиться на двух особых видах замерзания воды. К первому относится замерзание воды в атмосфере. Если из ставшего неустойчивым состоянием вещество может перейти в другие агрегатные состояния различной степени устойчивости, то сначала появляются менее устойчивые и лишь затем — более устойчивые формы. Согласно этому правилу (правило ступеней

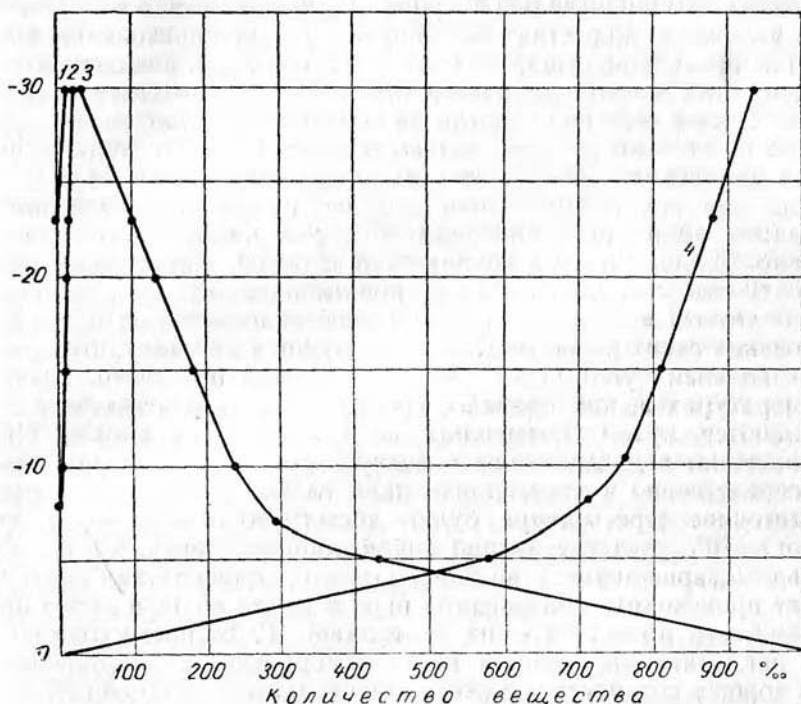


Рис. 11. Замерзание морской воды, по Мальмгрену и Петерсону.

1 — выпадение твердого NaCl, 2 — выпадение твердого Na₂SO₄, 3 — замерзание жидкости, 4 — выпадение льда.

Условная нумерация для структурных таблиц 1—14 и таблицы 36; табл. 1 (рис. 1—4), 2 (рис. 1—4), 3 (рис. 1—5), 4 (рис. 1—5), 5 (рис. 1—5), 6 (рис. 1—5), 7 (рис. 1—4), 8 (рис. 1—5), 9 (рис. 1—3), 10 (рис. 1—4), 11 (рис. 1—2), 12 (рис. 1—3), 13 (рис. 1—2), 14 (рис. 1); табл. 36 (рис. 1—4).

Остальда), пересыщенный водяной пар при отрицательных температурах должен сначала конденсироваться в капли переохлажденной воды, которая затем уже будет кристаллизоваться.

До последнего времени в метеорологии имела широкое распространение гипотеза самопроизвольной сублимации (зарождение новых кристаллов непосредственно из водяного пара), выдвинутая А. Вегенером еще в 1911 г. и развитая В. Финдейзенем в 1938 г. В соответствии с этой теорией водяной пар кристаллизуется в лед, не достигая возможности конденсироваться в переохлажденные капли.

В последнее время была установлена несостоятельность гипотезы Вегенера—Финдейзена. Начало пересмотра этой гипотезы было положено Кристановым в 1940 г., который впервые количественно учел влияние инородных ядер определенных размеров на вероятность образования зародышей атмосферного льда.

Главное обстоятельство, упускавшееся из виду сторонниками гипотезы самопроизвольной сублимации, заключается в различии величины энергетических барьеров при образовании кристаллических зародышей из пара и из жидкости. Свободная поверхностная энергия на границе кристалла с паром должна быть больше поверхностной энергии на границе его с жидкостью примерно во столько раз, во сколько теплота возгонки больше теплоты плавления. Для льда это различие достигает 8,5 раза. Точно так же поверхностная энергия на границе инородного твердого ядра кристаллизации с паром должна быть значительно больше, чем на границе его с водой. Благодаря этому вероятность самопроизвольной кристаллизации льда из переохлажденных капель больше, чем непосредственно из пара. На основании своих расчетов Кристанов пришел к выводу, что самопроизвольная сублимация возможна только при очень низких температурах а, как правило, кристаллы льда в атмосфере зарождаются путем замерзания мелких водяных капель. При охлаждении водяных паров в воздухе они будут превращаться непосредственно в кристаллики льда только в том случае, если достаточное пересыщение будет достигнуто при температуре ниже -70° , представляющей собой тройную точку самопроизвольного зарождения. При более высоких температурах сначала будет происходить конденсация пара в капле воды, а затем при охлаждении до -70°C — их замерзание. Г. Вайкман отмечает, что найденная им тройная точка самопроизвольного зарождения хорошо согласуется с экспериментальными данными В. Рау о температуре самопроизвольного замерзания воды (-72°).

Таким образом, самопроизвольная сублимация льда в атмосфере вообще не имеет места или происходит лишь в условиях крайне редко встречающихся очень низких температур. В процессе охлаждения водяных паров всегда сначала достигается возможность конденсации жидких капель, а затем уже происходит их замерзание. Ядра конденсации после появления воды начинают действовать в качестве ядер кристаллизации; поэтому при низких температурах переходное жидкое состояние весьма недолговечно, тогда как при температурах выше пределов эффективности данных частиц в качестве центров замерзания переохлажденные жидкие капли существуют длительное время.

Этот теоретический вывод Вайкман подтвердил экспериментально, показав, что при температуре -40° и отсутствии ядер кристаллизации происходит только конденсация водяных капель, а при наличии ядер кристаллизации образование льда из пара

начинается лишь после достижения насыщения по отношению к воде, очевидно, путем замерзания сконденсировавшихся капелек. Правда, в отдельных редких случаях льдообразование начинается уже в области пересыщения по отношению ко льду, но это объясняется капиллярной конденсацией: твердые частицы с неровной поверхностью, как и гигроскопические частицы, способны конденсировать влагу в углублениях поверхности, начиная с относительной влажности около 70%.

Ядрами конденсации водяного пара в атмосфере являются твердые, жидкие и газообразные вещества. Из них ядрами замерзания сконденсированных капель могут служить только твердые частицы, причем действие их совершенно различно, в зависимости от того, принадлежат ли они к числу растворимых или не растворимых в воде веществ.

Отсутствие самопроизвольной сублимации несколько не исключает постоянно идущего в атмосфере процесса вынужденной сублимации роста уже существующих кристаллов льда за счет кристаллизации водяного пара. Сформированные таким образом кристаллы льда вполне уместно называть сублимационными.

Ко второму виду относится образование внутриводного льда. Этот вид замерзания весьма распространен в природе. Результатом его является образование донного льда. Донный лед образуется вследствие переохлаждения воды при охлаждении ее с поверхности и при наличии перемешивания воды при турбулентном ее движении или при волнении. Эта гипотеза была поддержана и развита Араго, Альтбергом, Маккавеевым и др. Основные положения этой гипотезы таковы:

1) вода в потоках охлаждается с поверхности путем отдачи тепла воздуху конвекцией, излучением и испарением;

2) при турбулентном движении воды и при волнении наблюдается перемешивание, вызывающее интенсивный теплообмен в массе воды;

3) вода обладает свойством переохлаждаться, т. е. принимать температуру ниже точки плавления льда;

4) переохлажденное состояние жидкости является состоянием неустойчивым, в котором начавшийся в какой-либо точке переход жидкой фазы в твердую продолжается непрерывно, пока не будет ликвидировано переохлаждение или пока не превратится в твердое тело вся жидкость.

Способность воды принимать температуру ниже точки плавления льда была обнаружена впервые Фаренгейтом еще в 1724 г. Позднее многие исследователи получали переохлажденную воду как в состоянии покоя, так и при перемешивании. Весьма подробные исследования переохлаждения жидкостей были произведены Тамманом и его учениками, причем для

некоторых жидкостей были установлены зависимости между величиной переохлаждения, с одной стороны, и способностью к кристаллизации и скоростью кристаллизации — с другой. Барнесом было исследовано переохлаждение воды и в естественных потоках и в водоемах при отсутствии ледяного покрова и при наличии перемешивания.

Переохлаждение до $0,002-0,005^{\circ}$ наблюдается в период замерзания, пока отсутствует ледяной покров в реках со скоростью течения более $0,5$ м/сек. или при наличии ветра и волнения. В отдельных же случаях величина переохлаждения воды в реках может достигать нескольких сотых градуса.

При рассмотрении вопроса образования внутриводного льда следует остановиться и на других гипотезах, которые долгое время имели большое распространение. К их числу относится гипотеза, утверждающая, что донный лед образуется главным образом вследствие охлаждения придонного слоя воды и поверхностного слоя грунта дна, причем выделяющееся при охлаждении воды тепло, а также скрытая теплота образования льда отводятся через грунт дна к берегам; под шугой понимается при этом или всплывший донный лед, или кристаллы льда, занесенные с поверхности. Эта гипотеза выдвинута Щукиным и в последнее время Быдиным, но она должна быть отвергнута, так как количество тепла, поступающее через грунт дна к берегам, совершенно ничтожно, и охлаждающее действие берегов распространяется при этом на небольшое расстояние от берега. По всей же остальной ширине потока дно, напротив, отдает тепло воде. Другая гипотеза утверждает, что донный лед образуется вследствие охлаждения дна и прилегающего к нему слоя воды путем излучения тепла через воду в атмосферу и мировое пространство; в таком виде эта гипотеза была выдвинута МакКивером и поддержана Барнесом и др. Позднее Барнес разъяснил, что охлаждение дна путем излучения не является единственной причиной образования льда на дне; оно способствует образованию только первоначальной оболочки, на которой затем может расти лед при переохлаждении воды, вызванном отдачей тепла открытой подной поверхностью воздуху. Эта гипотеза в части, касающейся влияния излучения тепла дном на образование донного льда, также должна быть отвергнута, как базирующаяся только на предполагаемой, но не обнаруженной еще селективной теплопрозрачности воды. Не лишена интереса гипотеза, утверждающая, что донный лед и шуга представляют собой образовавшиеся на поверхности и занесенные течением в глубь потока мелкие кристаллы льда; этой гипотезы придерживался Гей-Люссак, который полагал, что кристаллы могут склепляться с дном и между собой.

Как указывал В. В. Лавров, теория или гипотеза об образовании льда на дне и на погруженных в воду предметах пример-

занием кристаллов льда, занесенных сюда турбулентным движением потока с поверхности, не может осуществиться без одновременного переохлаждения воды. Это утверждение основывается на подтвержденной многочисленными наблюдениями неспособности кристаллов льда прикрепляться в воде к телам, имеющим температуру выше 0° . На этом основан способ борьбы с закупоркой решеток внутриводным льдом путем их обогрева электрическим током.

Заканчивая рассмотрение вопроса о замерзании воды, следует еще отметить очень интересное явление, связанное с льдообразованием, открытое в сравнительно недавнее время. Речь идет о термоэлектрическом эффекте, обнаруженном при замерзании. В 1944 г. бразильский физик Коста Рибейра установил, что в процессе затвердения жидкой или плавления твердой фазы появляется большая разность потенциалов.

Открытие термодизлектрического эффекта привлекло внимание многих исследователей, проверивших это явление и подтвердивших его многочисленными опытами. Даже самый поверхностный анализ результатов опытов убеждает, что термодизлектрический эффект не является специфической особенностью ограниченного числа диэлектриков, а носит весьма общий характер.

Как указывает Рибейра, все испытанные им диэлектрики в большей или меньшей степени обнаруживают этот эффект.

Одна из наиболее вероятных гипотез объясняет происхождение термодизлектрического тока существованием двойного электрического поля у поверхности раздела твердожидкостной системы.

При смещении этого двойного поля в результате изменения фазы наблюдается термодизлектрический эффект. Не углубляясь в обсуждение этой гипотезы, укажем, что теоретически возникновение термоэлектрического эффекта можно объяснить как результат разницы в электронных плотностях твердой и жидкой фаз (объемных плотностях электронов, слабо связанных с атомами).

СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА ЛЬДА

Изучение кристаллической структуры льда при современных методах исследования его физико-механических свойств, базирующихся на последних достижениях электрофизики, приобретает весьма важное практическое значение.

Прочностные свойства материалов, имеющих кристаллическое строение, помимо их зависимости от химического состава, определяющего ту или иную молекулярную структуру, зависят от их строения, размера, формы, взаимной ориентировки кристаллов и наличия посторонних включений. Исследование льда

как материала имеет задачей получение качественных, а по возможности и количественных характеристик, связывающих структурные особенности льда с его прочностными характеристиками.

Кроме этого, исследования строения ледяного покрова позволяют установить основные закономерности в условиях ледообразования в зависимости от тех или иных климатических условий и гидрологических особенностей водоема, установить основные закономерности сложных процессов метаморфизма, протекающих в ледяном покрове в период его существования.

Структура льда весьма чувствительна к изменениям климатических условий и гидрологического режима водоема, являясь как бы своеобразным отображением условий, при которых формируется ледяной покров. Температурные изменения, как правило, приводят к нарушению нормального роста кристаллов, способствуют образованию слоистого льда. Ветер и волнение в начальный период ледообразования приводят к развитию своеобразной мелкозернистой или очень сложной катакластической структуры с большим количеством включений.

Структура льда. Полная характеристика структуры льда складывается из оценки ряда особенностей его строения: кристалличности, зернистости, структурного рисунка, пространственной ориентировки и оптических констант кристаллов льда и фигуры удара.

Кристалличность — отношение между кристаллическим и некристаллическим (стекловатым) материалом. В этом отношении лед является голокристаллической породой, т. е. целиком состоящей из кристаллов при полном отсутствии стекловатых (аморфных) составных частей (голокристалличность является характерной для глубинных или плутонических изверженных горных пород, что говорит об аналогии льда с этой группой пород).

Зернистость — абсолютная величина кристаллов, образующих данную породу в ледяном покрове. В этом отношении лед является породой фанеритовой, т. е. состоящей из кристаллов, видимых вооруженным глазом или с помощью лупы, крупнозернистых (диаметр кристаллов более 5 мм), среднезернистых (диаметр кристаллов 1 ÷ 5 мм) и мелкозернистых (диаметр кристаллов менее 1 мм).

Иногда лед имеет такую структуру и текстуру, что составляющие его кристаллы не могут быть отличимы невооруженным глазом и не могут быть обнаружены с помощью обычного микроскопа. При исследовании же с помощью поляризационного микроскопа такой лёд оказывается также состоящим из кристаллов, причем размеры их обычно являются более или менее значительными (порядка 0,5 ÷ 4,0 мм). В этом случае его

можно отнести к афанитовым и даже криптокристаллическим породам.

Структурный рисунок или узор характеризует форму, относительные размеры и взаимное расположение кристаллов.

Формы кристаллических зерен, наблюдаемые во льду, почти исключительно ангедральные, т. е. неправильные, с полным отсутствием граней. Это объясняется условиями кристаллизации и дальнейшего роста кристаллов. Если условия кристаллизации таковы, что вновь образующиеся кристаллы растут в более или менее свободных условиях, то они будут энгедральными, т. е. полностью окруженными гранями. В условиях же большого нагромождения кристаллов и быстрой кристаллизации нормальное развитие их нарушается; они растут в тех направлениях, в которых это оказывается возможным, — в результате получаются кристаллы ангедральные. Лишь в редких случаях во льду наблюдаются кристаллы субгедральные, т. е. промежуточные по степени ограненности между ангедральными и энгедральными.

По размерам кристаллов в разных направлениях формы их могут быть разделены на следующие группы.

Изотермические — кристаллы, более или менее равномерно развитые по всем направлениям (шарообразные, эллипсоидальные и т. п.).

Плоские или *таблитчатые* — кристаллы, хорошо развитые только по двум направлениям (дискообразные, листоватые, лопастевидные и т. п.).

Призматические — кристаллы, хорошо развитые только в одном направлении; они дают образования в виде призм, столбиков, брусьев, игл и т. п.

Собственно структура льда в основном определяется характером структурного рисунка. Такие структуры бывают равномернозернистыми, неравномернозернистыми, ориентированнозернистыми и др. Все эти виды структур широко распространены в природных льдах.

Пространственная ориентировка кристаллов льда относительно поверхности воды. По мнению некоторых исследователей (Х. Барнес, Б. П. Вейнберг, А. П. Добровольский), образование ледяного покрова на спокойной водной поверхности происходит главным образом так, что все кристаллы льда при своем возникновении располагаются оптической осью перпендикулярно горизонтальной поверхности (поверхности замерзания) и в таком положении остаются при дальнейшем росте.

По наблюдениям М. П. Головкина, на совершенно спокойной водной поверхности при формировании ледяного покрова вновь образующиеся кристаллы льда располагаются своей оптической осью как перпендикулярно, так и параллельно по отношению к поверхности замерзания. Такое различие в ориентировке является, по-видимому, закономерным: ледяной покров

формируется в виде решетки, состоящей из столбчатых кристаллов, расположенных своей оптической осью параллельно поверхности замерзания. В клеточках этой решетки развиваются кристаллы, ориентированные своей оптической осью строго перпендикулярно поверхности замерзания.

Что касается наибольшего развития (удлинения) кристаллов льда по направлению, совпадающему с оптической осью, то оно также не является постоянным. Наряду с наблюдениями, подтверждающими это положение, есть наблюдения, говорящие, наоборот, о наибольшем развитии кристаллов в плоскости, перпендикулярной к главной оси.

Ориентировка оптической оси кристаллов льда перпендикулярно поверхности замерзания наблюдается довольно часто. Однако считать это явлением постоянным даже для совершенно спокойной водной поверхности можно только условно. Ориентировка кристаллографических направлений кристаллов льда относительно поверхности замерзания связана с условиями ледообразования и еще недостаточно выяснена.

Оптические константы кристаллов льда. Следует отметить, что все кристаллы льда, определение знака которых оказывалось возможным, были оптически положительными. Кристаллы являются оптически одноосными. Однако, наряду с этим, несомненно, встречаются кристаллы морского льда и оптически двухосные. Следует отметить, что образовавшиеся кристаллы морского льда являются результатом сложного комплекса действия физико-химических факторов, изменяющихся во времени. Однако степень этого влияния изучена еще недостаточно.

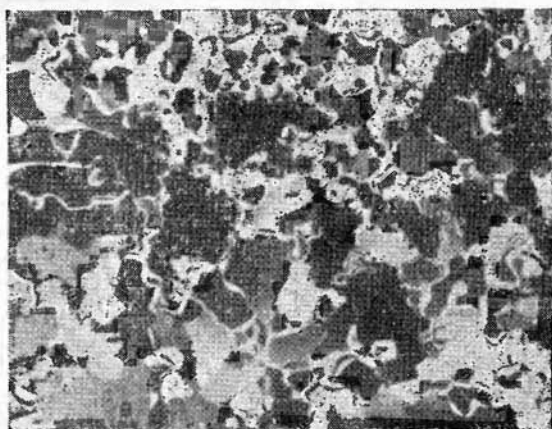
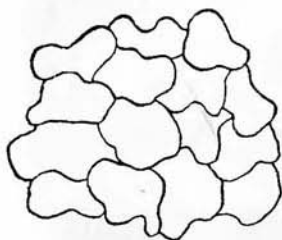
Фигуры удара. Каждая простая кристаллографическая форма обычно характеризуется определенной фигурой удара, свойственной данному веществу. Фигуры удара для одной и той же простой формы будут различными для кристаллов разных веществ и даже для одного вещества в зависимости от положения этой формы относительно элементов симметрии.

Исходя из особенностей строения морского льда, Н. В. Черепанов предложил достаточно обоснованную структурную классификацию льда. Далее в структурных таблицах приводятся описания каждого вида структуры льда.

АЛЛОТРИОМОРФНОЗЕРНИСТАЯ СТРУКТУРА

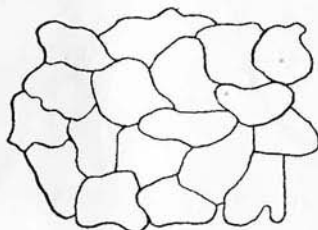
Кристаллы этой структуры изометрические, неправильной формы, с полным отсутствием граней, развиты равномерно по всем направлениям. Размеры кристаллов: мелкозернистые 0,1—0,5, среднезернистые 0,5—1,0, крупнозернистые 1,0 см и больше. Упорядоченность в ориентировке оптических осей отсутствует. Лед данной структуры образуется при замерзании с сильным перемешиванием, быстром охлаждении и большом количестве центров кристаллизации. В природе аллотриоморфная структура имеет наиболее широкое распространение. Она встречается у льдов как пресных, так и морских водоемов, преимущественно в верхних горизонтах.

Горизонтальный срез



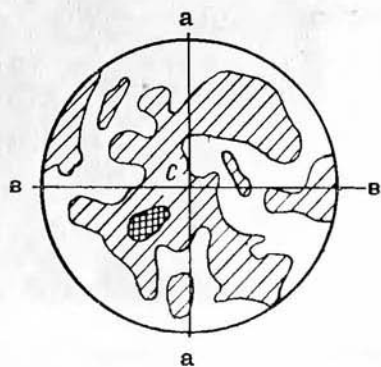
Лед мелкозернистый. Увеличение в 2,5 раза

Вертикальный срез





Лед крупнозернистый. Увеличение в 1,5 раза

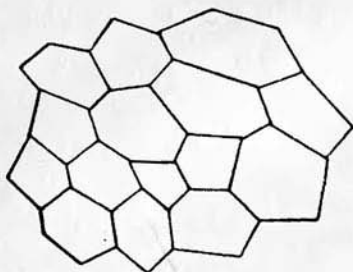


Стереограмма

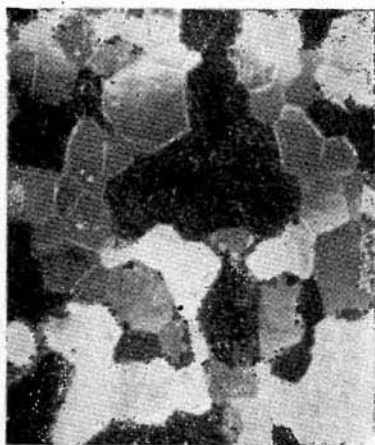
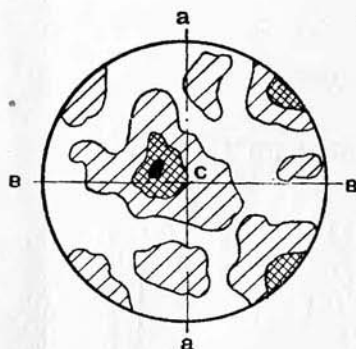
ГИПИДИОМОРФНОЗЕРНИСТАЯ СТРУКТУРА

Кристаллы этой структуры изометрические. Размеры кристаллов: мелкозернистые 0,1—0,5, среднезернистые 0,5—1,0, крупнозернистые 1,0 см и выше. Преобладающая ориентировка оптических осей отсутствует или имеет тенденцию к вертикальной (параллельно тепловому потоку). Лед данной структуры образуется при замерзании воды с наличием большого количества центров кристаллизации при слабом течении и отсутствии волнения. Структура часто образуется при замерзании снежинок.

Горизонтальные срезы



Лед речной. Увеличение в 2 раза

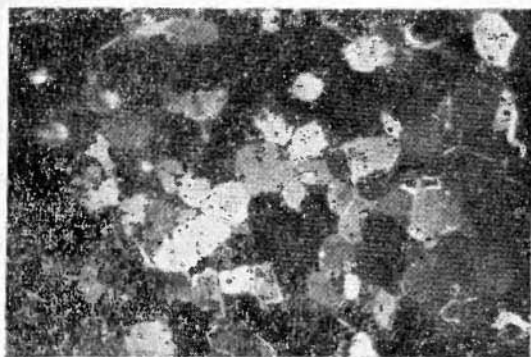
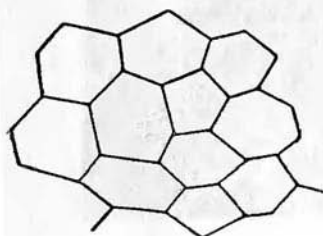
Лед из снежицы в паковом льду.
Увеличение в 2 раза

Стереограмма

СТОЛБЧАТАЯ ГИПИДИОМОРФНОЗЕРНИСТАЯ СТРУКТУРА

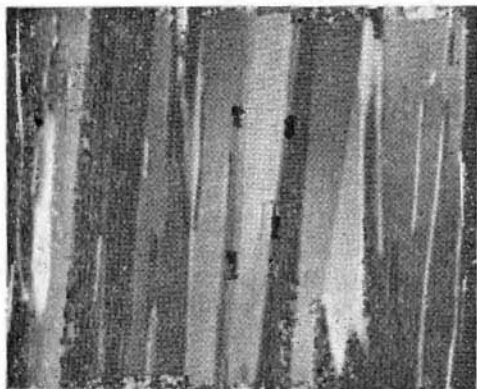
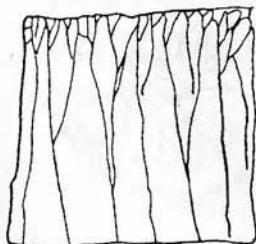
Кристаллы этой структуры (призмы, столбики, пирамидки) имеют вертикальное развитие и, как правило, утолщаются книзу. По степени ограненности они гипидиоморфные. Размеры кристаллов: в горизонтальном сечении — мелкозернистые 0,1—0,5, среднезернистые 0,5—1,0, крупнозернистые 1,0 см и больше, в вертикальном сечении — мелкозернистые 0,5—2,0, среднезернистые 2,0—10,0, крупнозернистые 10,0 см и больше. Для одного и того же горизонта в ледяном покрове соотношения размеров преимущественно постоянное, структура равномерно зернистая. Ориентировка оптических осей кристаллов в ледяном покрове вертикальная или близкая к вертикальной (нормально тепловому потоку). Лед этой структуры образуется в пресных водоемах, озерах, реках со слабым течением.

Горизонтальный срез

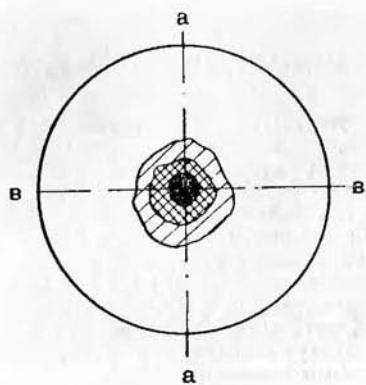


Увеличение в 2 раза

Вертикальный срез



Столбчатая структура пресного льда. Увеличение в 2 раза.

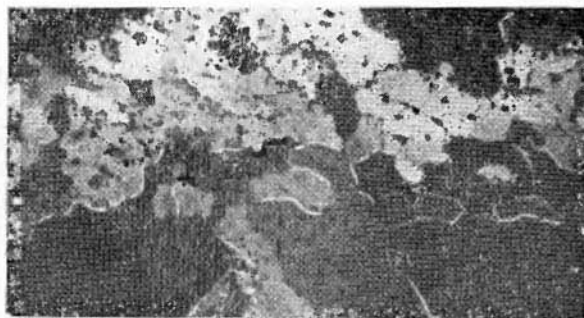
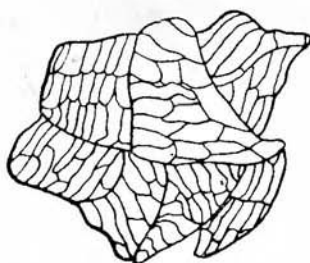


Стереограмма

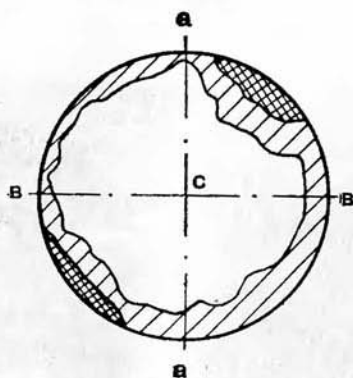
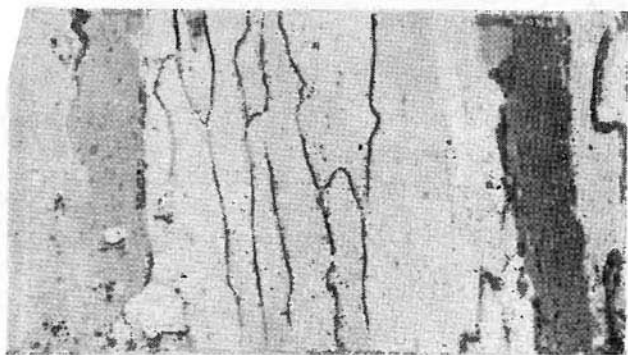
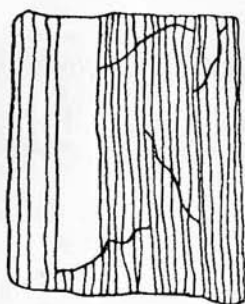
ШЕСТОВАТО-ВОЛОКНИСТАЯ (АГРЕГАТНАЯ) СТРУКТУРА

Кристаллы этой структуры по своей форме сходны со столбчато-зернистой структурой, но имеют грани еще более изрезанные и извилистые. Каждый кристалл состоит из серии небольших вертикальных брусочков — шестиков, очень близких между собой по оптической ориентировке. По своим оптическим свойствам эти брусочки подобны элементарным базисным пластинкам в кристаллах пресного льда. Размеры базисных пластинок, составляющих агрегат, довольно постоянны и колеблются от 0,5 до 2 мм. Ширина пластинок $2 \div 5$ мм, высота до нескольких десятков сантиметров. Лед такой структуры в вертикальном сечении имеет своеобразное волокнистое строение. Размеры агрегатов в горизонтальном сечении мелкозернистые — 0,5—8,0 мм, крупнозернистые 3,0 см, в вертикальном сечении — мелкозернистые до 10 мм, крупнозернистые 10 мм и больше. Преобладающая ориентировка оптических осей горизонтальная. Лед данной структуры образуется в морских водоемах с большой соленостью при спокойном замерзании; структура характерна для молодых льдов, но встречается также и у двухгодовалых льдов.

Горизонтальный срез



Вертикальный срез

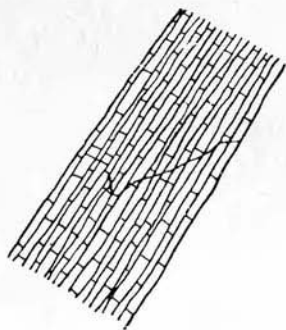


Стереограмма

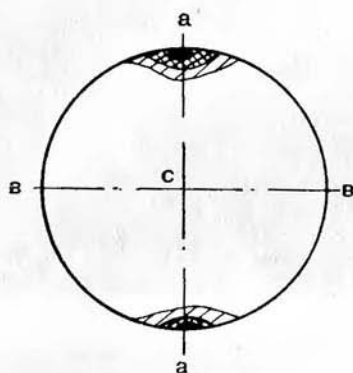
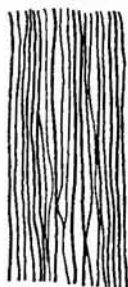
ПАРАЛЛЕЛЬНО-ВОЛОКНИСТАЯ (АГРЕГАТНАЯ) СТРУКТУРА

Кристаллы этой структуры развиты вертикально. Элементарные базисные пластинки имеют вид сильно вытянутых вертикальных брусков-волокон длиной до нескольких метров. Оптическая ориентировка имеет тенденцию к пространственной упорядоченности. Лед данной структуры образуется в исключительно стабильных условиях при постоянном температурном градиенте. Такой лед был обнаружен на ледяном острове СП-6.

Горизонтальный срез



Вертикальный срез

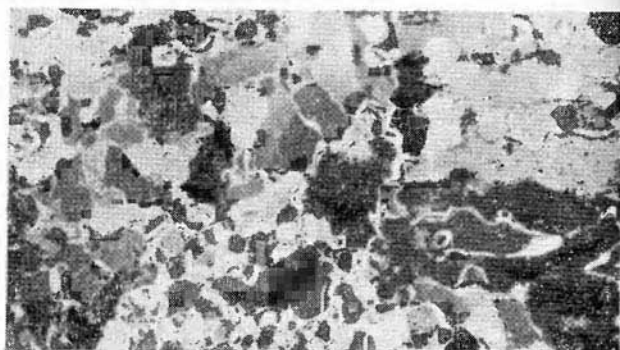


Стереодиграмма

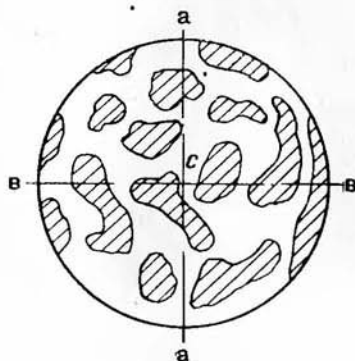
АГЛОМЕРАТНАЯ СТРУКТУРА

Эта структура образуется в результате механического накопления и частичной цементации мелких ледяных зерен или их обломков. Упаковка зерен неплотная, в промежутках между зернами сохраняются воздушные или солевые включения, препятствующие их плотной цементации. Такой лед имеет пористую текстуру. Размеры кристаллов 0,1—0,5, редко до 1 см. Ориентировка оптических осей беспорядочная.

Горизонтальный срез



Вертикальный срез



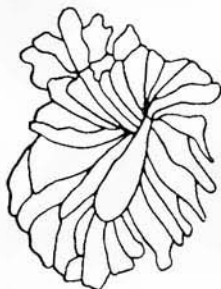
Стереограмма

РАДИАЛЬНО-ЛУЧИСТАЯ СТРУКТУРА

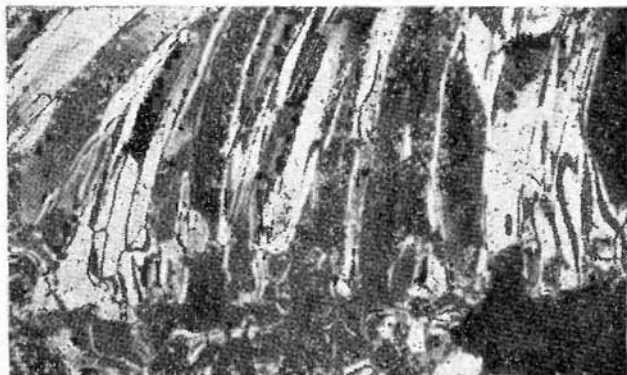
Кристаллы этой структуры имеют размеры: в горизонтальном сечении — мелкозернистые 0,1—0,5, среднезернистые 0,5—2,0, крупнозернистые 2,0 см и выше, в вертикальном сечении — мелкозернистые до 0,1, среднезернистые 0,5—2,0; крупнозернистые 2,0 см и больше.

Как правило, преобладающая ориентировка оптических осей отсутствует. Иногда оптические оси располагаются параллельно тепловому потоку. Лед данной структуры образуется в трещинах, порах, пустотах, а также при повторном смерзании обломков льда. Структура обусловлена распределением температур в окружающей среде.

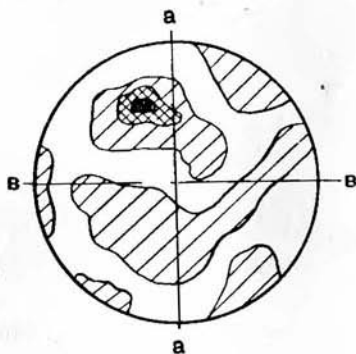
Горизонтальный срез



Лед пресный. Увеличение в 3 раза



Лед, образовавшийся при замерзании
термической трещины в морском льду.
Увеличение в 3 раза

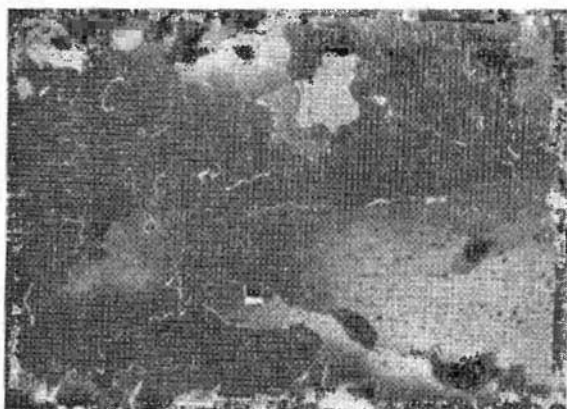
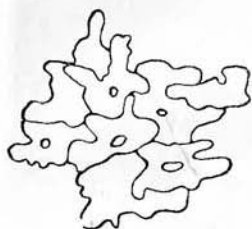


Стереограмма

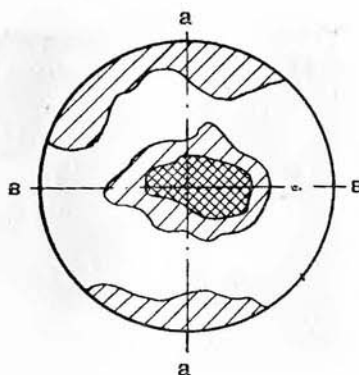
ВТОРИЧНАЯ ТЕРМОМЕТРИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА (диатектическая)

Вторичная структура льда образуется в процессе метаморфизма ледяного покрова. Такой лед имеет сложную ветвистую форму кристаллов, вращение одних кристаллов в другие. Ее характерным отличием является появление новообразований, не свойственных первичной структуре. Структура льда неравномерно зернистая. Размеры кристаллов мелкозернистые — от 0,1 до 0,5; крупнозернистые — от 2 до 5 см. Ориентировка осей от хаотической до линейнополюсной. Вторичные структуры образуются на дрейфующих многолетних льдах в верхних его горизонтах.

Горизонтальный срез



Увеличение в 3,5 раза

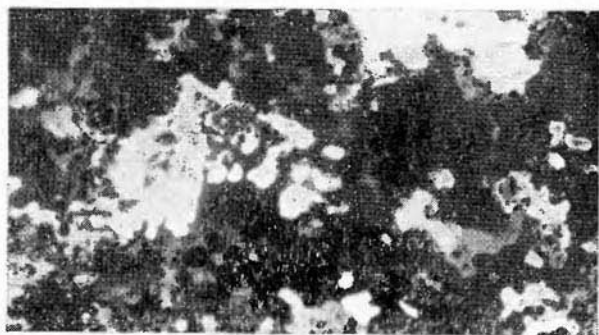


Стереограмма

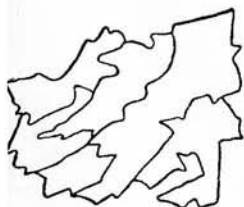
ВТОРИЧНАЯ ДИНАМОМЕТАМОРФИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА (катакластическая)

Эта структура образуется в процессе динамометаморфизма ледяного покрова, связанного с частичным или полным дроблением льда и последующей его цементацией. Структура неравномерно зернистая. Кристаллы неправильной формы изометрические. Размеры кристаллов: мелкозернистые — от 0,1 до 2,0 см; крупнозернистые — от 2 до 5 см. Ориентировка оптических осей хаотическая. Лед данной структуры образуется в местах торшения ледяного покрова.

Горизонтальный срез



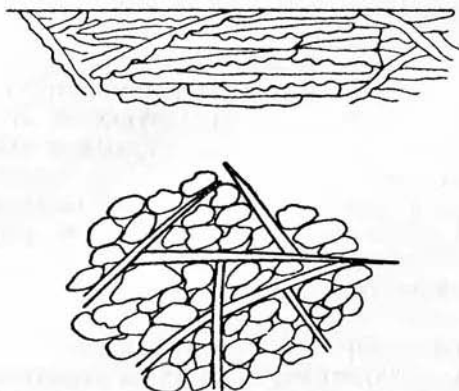
Лед морской мелкозернистый. Увеличение в 3,5 раза



Лед морской крупнозернистый

ПЛАСТИНЧАТАЯ СТРУКТУРА

Кристаллы этой структуры имеют вид различных по своей форме пластинок, сплюснутых по направлению главной оси. Толщина пластинок обычно не более 0,3—0,4 мм, ширина — до нескольких сантиметров. Образуются пластинчатые кристаллы в поверхностном переохлажденном слое воды в начальный период ледообразования. Из пластинчатых кристаллов формируется самый поверхностный слой льда. Ориентировка главных осей различная: от вертикальной до горизонтальной.



Идиоморфные кристаллы льда

Кристаллы, имеющие правильную форму, характерны для данного класса симметрии. По кристаллографическим свойствам лед относится к гексагональной сингонии, характеризующейся наличием четырех кристаллографических осей: три оси лежат в одной плоскости, образуя между собой углы в 60° , и четвертая, главная ось направлена перпендикулярно к этой плоскости. Типичный представитель системы — шестигранная призма. Если главная ось оказывается сильно вытянутой, то кристаллы льда имеют вид призмочек, стержней, игл и, наоборот, укорочение главной оси ведет к образованию правильных шестигранных пластинок.

Текстура льда. Под текстурой льда подразумевается совокупность внешних признаков, обусловленных наличием во льду воздушных, солевых, органических и минеральных включений, характером их распределения, формой и количеством включений, определяющих такие характеристики льда, как цвет, прозрачность, пористость, слоистость и волокнистость.

В отличие от текстуры горных пород текстура льда обозначает более узкое понятие, исключая такие основные характеристики, как минералогический состав пород, размеры и пространственное размещение составляющих породу минералов, их кристаллическую структуру.

Роль включений во льду различна и многообразна. Воздушные включения уменьшают удельный вес льда, оказывая влияние на его прочностные свойства. Они также оказывают влияние на термические свойства льда, поскольку воздух имеет чрезвычайно низкий коэффициент теплопроводности. Включения уменьшают проницаемость льда для лучистой энергии, способствуя ее рассеиванию и отражению. Примеси во льду не вступают с ним в химические соединения.

Исключительно велика роль солевых включений во льду, так как в них почти всегда содержится некоторое количество жидкой фазы — рассола, который ослабляет межкристаллические связи, обуславливая тем самым меньшую прочность морских льдов.

Наличие солей в морской воде оказывает большое влияние на процессы кристаллизации, создавая совершенно особые условия зарождения и роста кристаллов, приводящие в конечном итоге к формированию своеобразной кристаллической структуры, свойственной только льдам морских водоемов.

Количество включений во льду, их форма и характер распределения зависят от условий ледообразования: гидрологических особенностей водоема, состояния погоды, наличия растворенных солей в водоеме, таяния и повторного замерзания, нарушения его сплошности при дроблении (торошении) и повторной цементации.

Воздушные включения во льду по условиям своего происхождения могут быть разделены на два основных типа.

1. Первичные — возникают одновременно со льдом в результате вмерзания пузырьков воздуха, выделяющегося из воды при ее замерзании и при выделении газов со дна водоема в результате биохимических процессов, а также при частичном захвате атмосферного воздуха.

2. Вторичные — возникают во льду после его образования вследствие внедрения атмосферного воздуха по трещинам и сообщающимся порам, или заполнения талой водой пористой породы (снега, фирна, разрушенного льда). Во время замерзания у нижней поверхности льда образуется большое количество

мельчайших воздушных пузырьков, выделяющихся из растворенного в воде воздуха. При небольшой скорости намерзания мелкие воздушные пузырьки силой роста кристаллов частично выталкиваются, постепенно укрупняются и при достижении определенного размера, если они не уносятся течением воды, вмораживают в лед. Замедленное замерзание обычно способствует образованию более прозрачного льда с небольшими, но более крупными включениями. Наоборот, интенсивное замерзание сопровождается обильным захватом мелких воздушных включений, лед образуется менее прозрачный.

При непрерывном поступлении воздуха пузырьки обычно приобретают цилиндрическую форму. Периодическая смена в интенсивности намерзания льда приводит к ярусному расположению включений.

Крупные воздушные или газовые полости во льду образуются при обильном выделении газа со дна водоема. Эти включения имеют вид сильно сплюснутых дисков, достигающих очень больших размеров. При постоянном выделении газа со дна водоема и отсутствии течения эти полости образуют во льду своеобразные вертикальные колонки.

В начальный период ледообразования на количество включений во льду большое влияние оказывает волнение поверхности водоема. При интенсивном перемешивании происходит обогащение поверхностных слоев воды воздухом не только в растворенном, но и во взвешенном виде. Как правило, при ледообразовании, сопровождающемся волнением, образующийся лед содержит большое количество воздушных включений, имеет ярко выраженную пузыристую текстуру.

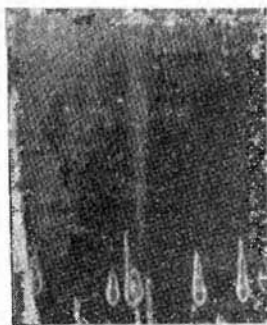
Большое количество включений различной формы и размеров образуется при процессах метаморфизма льда — заполнении талой водой верхних слоев пористого льда, замерзании трещин, снежниц.

Включения во льду, связанные с процессами метаморфизма, характеризуются большим разнообразием форм, отличаются сложным ветвистым строением, угловатой или зазубренной поверхностью включений, неоднородностью размеров. Располагаются эти включения во льду преимущественно по границам разделов кристаллов.

В ледяном покрове довольно часто встречаются включения органического или минерального происхождения. Количество этих включений в отдельных случаях может быть весьма значительным.

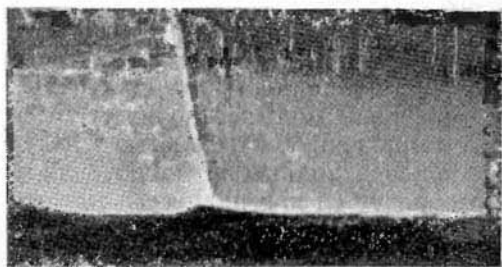
Все природные льды, образующиеся в пресных и морских водоемах, Н. В. Черепанов по составу включений, их форме и характеру распределения включений разделяет на несколько основных типов. В структурных таблицах 12—14 приводятся их характеристики.

Лед монолитный — прозрачный лед, в котором отсутствуют включения, или их имеется очень небольшое количество. Включения могут быть в виде мелких сферических или питевидных воздушных пузырьков, распределенных во льду беспорядочно. В весенний период при усилении солнечной радиации в таком льду появляется множество мельчайших пузырьков, образующих подобие «ледяной мути» как внутри кристаллов льда, так и по их границам. В весенний период во льду появляются очень мелкие пустоты по базисным плоскостям в результате внутреннего плавления льда.

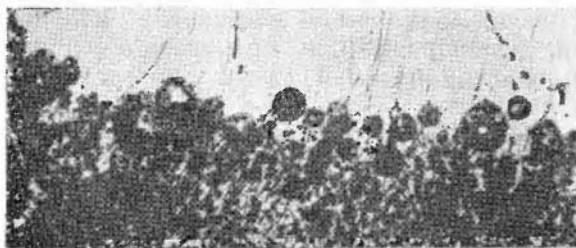


Крупнопустотный лед характеризуется наличием большого количества крупных пустот овальной или неправильной формы. Включения газов, выделяющихся со дна водоема в результате биохимических процессов, имеют преимущественно горизонтальное развитие и вид сплюснутых дисков. Размеры включений более 10 мм. Включения в крупнопустотном льду иногда образуют прослойки.

Пузыристый лед имеет включения пузырьков воздуха овальной, круглой или неправильной формы, различных размеров. Размеры включений от 1 до 10 мм. Они образуются из скопления солевых ячеек и при замерзании



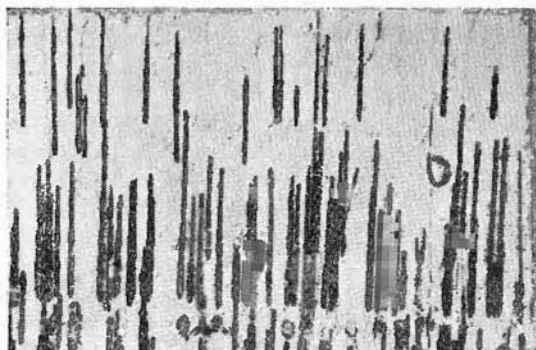
Лед пузыристой текстуры



Лед мелкозернистой структуры

шуги в снега, а также при сильном волнении поверхности водоема, вызывающего дробление начальных форм молодого льда и последующее их смерзание. Лед может быть крупнопузыристый (5—10 см), среднепузыристый (2—5 см), мелкопузыристый (менее 2 см).

Лед с трубчатыми воздушными включениями. Включения сильно развиты в вертикальном направлении и имеют вид трубок, цилиндриков, цепочек пузырьков, капилляров. Сечение их 1—2 мм. Иногда встречаются более крупные включения — до 5—10 мм. Основной особенностью распределения включений является беспорядочное, иногда ярусное их расположение. Включения



Лед с трубчатыми воздушными включениями

преимущественно по границам кристаллов реже внутри кристаллов.

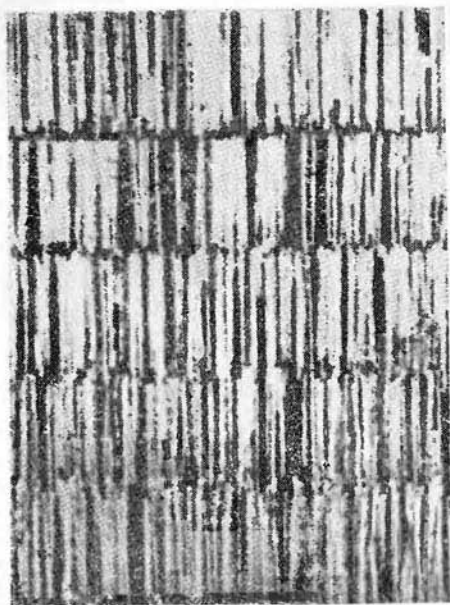
Лед данной текстуры встречается в речных и озерных льдах и при замерзании больших снежниц на паковом и многолетнем льду.

Лед с вертикально-волокнистыми включениями. Включения в виде мелких капиллярных пор солевых ячеек, небольших стоковых солевых канальцев, мелких воздушных пузырьков овальной или цилиндрической формы, образующие вертикально вытянутые цепочки. Распределение включений характеризуется небольшими скоплениями, которые придают льду вертикально-волокнистый вид. Включения образуются из воздуха, выделяющегося при замерзании и захвате солей морской воды. Лед с такими включениями образуется только в морских водоемах при статическом (спокойном) ледообразовании.



Лед с вертикально-волокнистыми включениями

Слоистый лед содержит включения всех типов и размеров. Преобладают овальные, круглые и ветвистые, реже — столчатые. Основная особенность слоистого льда — чередование отдельных слоев, имеющих различные условия образования и различную мощность. Происхождение включений объясняется выделением или поступлением воздушных пузырьков с различной интенсивностью, а также сменой условий ледообразования.



Слоистый лед

Лед с нарушенной текстурой содержит включения всех типов и размеров и имеет большое количество трубчатых пузырьков всевозможного расположения. Основные особенности распределения включений — хаотическое расположение, зависящее от характера нарушений ледяного покрова и дальнейших условий цементации.

Лед с органическими и минеральными включениями. Состав и количество минеральных и органических включений, встречающихся в ледяном покрове, весьма разнообразны. Органические и минеральные включения в различных количествах встречаются во всех видах пресных и морских льдов.

СОЛЕНОСТЬ, ПОРИСТОСТЬ, ПЛОТНОСТЬ И ТЕРМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЛЬДА

Соленость льда. К основным свойствам льда, имеющим большое практическое значение, относится соленость. Количество солей в морской воде составляет всего 30—35‰. Однако, несмотря на такое незначительное количество солей, влияние их на свойства как самой воды, так и образующегося льда очень велико. Температура замерзания пресной воды является одновременно температурой замерзания и пресного льда. Для морского же льда существуют температура замерзания морской воды и температура замерзания морского льда.

Лед, образовавшийся из морской воды, состоит из трех частей: пресного льда, твердых солей и рассола, содержащего растворенные соли. Смерзаясь между собой, кристаллы льда образуют замкнутые ячейки, полости и капилляры, заполненные рассолом и воздухом. Дальнейшее понижение температуры вызывает в морском льду два противоположных процесса: ранее образовавшийся лед сжимается, а из рассола выделяется новый лед, образование которого связано с увеличением объема. Эти процессы протекают до тех пор, пока все соли не выпадут в твердое состояние и не образуется криогидрат. Температура криогидрата и есть температура замерзания морского льда (по данным Н. Н. Зубова она равна -35° , по данным Рингера -55°).

Соленость морского льда зависит от трех основных факторов: величины и скорости понижения температуры, солености воды, из которой образовался лед, и возраста льда. Чем скорее происходит понижение температуры, тем большей соленостью будет обладать образующийся лед. В распресненной воде процесс замерзания идет быстрее, так как в момент ледообразования отсутствует вертикальная циркуляция, возникающая при солености воды больше 24,6‰.

В отличие от морской воды, являющейся однородным и весьма медленно меняющим свою соленость раствором, лед может менять соленость очень быстро как по составу, так и по количеству солей.

Соли находятся в морском льду в виде концентрированного рассола (соленостью более 100‰). Соленость льда есть вес в граммах всех твердых солей, находящихся в килограмме льда. В момент ледообразования соленость льда наибольшая, но затем она начинает уменьшаться, так как рассол стремится вытечь. Для морского льда весьма важным является одно из свойств замерзания рассола. Оно заключается в том, что каждой температуре соответствует строго определенная концентрация и состав рассола. Количество рассола, приходящегося на единицу веса льда, пропорционально его солености, но

концентрация рассола будет строго определенной для каждой температуры.

В связи с понижением температуры в морском льду происходит процесс выделения нового льда, уменьшение полостей и увеличение концентрации рассола.

При повышении температуры идет обратный процесс: концентрация рассола уменьшается, часть льда переходит в рассол, а размер полостей увеличивается. Этот процесс протекает в морском льду в широком диапазоне температур — от температуры замерзания воды до температуры криогидрата (табл. 29).

Таблица 29

Зависимость солёности льда от температуры воздуха
в период ледообразования

Температура (град.)	—16	—23	—30	—40
Солёность (‰)	5,64	8,01	8,77	10,16

Чем выше солёность воды, из которой образовался лед, тем больше во льду рассола, тем выше его солёность.

Лед с увеличением возраста опресняется. Паковые и многолетние льды имеют солёность в пределах 0,01—1,0‰. Годовальные льды имеют среднюю солёность 5—6‰ и большую — до 25‰. Опреснение льда происходит главным образом в весенне-летний период.

При быстром ледообразовании на поверхности льда в результате вымораживания образуется рассол, на котором под влиянием низкой температуры воздуха появляется ледяная корка, а между коркой и поверхностью ранее образовавшегося льда остается кашеобразный водянистый слой. Этот рассол может с течением времени просачиваться в лед, увеличивая общую солёность. Рассол увлажняет выпавший на лед снег и позволяет ему таять при низкой температуре воздуха значительно раньше, чем начнется таяние распресненного льда.

Иногда при понижении температуры весь рассол вымерзает, образуя на поверхности льда твердые соли, напоминающие цветы (они и называются — «ледяные» цветы). Ветер разрушает эти кристаллы и засоляет снег, увеличивая его сопротивление трению.

Изменение соотношения солей в морском льду, вызванное возрастом, хорошо видно из табл. 30.

Как показали исследования, карбонаты, эвтектическая температура которых равна $-0,15^{\circ}$, выпадают в первый же момент ледообразования и выкристаллизовываются на стенках полостей; содержание их на разных горизонтах остается почти постоянным и не зависит от возраста льда. Эвтектическая температура хло-

Изменение соотношения солей во льду

Вид льда	Содержание хлора (Cl ^o /oo)	Отношение сульфатов к хлору (SO ₃ /Cl)	Отношение щелочного раствора к хлору (Λ/Cl)
Многолетние льды . .	0,006	0,4067	105,633
Годовальные льды . . .	0,404	0,1197	1,723

ридов составляет —22°, поэтому большую часть времени хлориды остаются в виде жидкого рассола.

Относительное содержание хлоридов с глубиной увеличивается, абсолютное же с течением времени на всех горизонтах быстро убывает. В результате относительное значение A/Cl в один и тот же момент с глубиной уменьшается, а абсолютное увеличивается.

При таянии льдов наблюдается резкое увеличение в воде показателя A/Cl, происходящее от перехода в воду сразу относительно большого количества карбонатов, сохранившихся в выкристаллизовавшемся виде в толще льда. Это позволяет отличать морские воды, еще не перемешавшиеся после таяния льдов, от прибрежных вод, которые находятся под влиянием берегового стока, содержащего постоянное количество карбонатов во все времена года.

Сульфаты (эвтектическая температура —8,2°) выпадают раньше чем хлориды, но позднее чем карбонаты. Поэтому, показатель SO₃/Cl также увеличивается, но значительно меньше, чем A/Cl.

Показатель SO₃/Cl во льду значительно выше, чем в воде и увеличивается с возрастом льда. В верхних слоях отношение SO₃/Cl меньше, чем в нижних, так как сульфаты выпадают в рассол и начинают стекать при температуре, значительно более высокой, чем хлориды.

Пористость и плотность льда. Пористостью льда называется отношение общего объема пузырьков и полостей к общему объему чистого, лишенного пузырьков льда, выраженное в процентах. Плотность чистого пресного льда, лишенного пузырьков, составляет 0,9176 при температуре 0° и 0,9377 — при —25°. Эти величины уменьшаются за счет пузырьков воздуха во льду, поэтому плотность льда всегда меньше плотности воды.

Н. Н. Zubовым вычислена плотность льда в зависимости от его пористости. Эти данные приведены в табл. 31.

Таблица 31

Зависимость плотности льда от его пористости

Пористость (‰)	89	78	67	56	46	35	24	13	2
Плотность (г/см ³)	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9

На основании ряда наблюдений Б. П. Вейнберг приходит к заключению, что плотность пресного льда может быть равна $0,9169 \pm 0,0005$.

Плотность морского льда исследовалась также многими авторами. Установлены определенные зависимости плотности от солености и от количества воздуха, а также от возраста льда и от условий ледообразования.

Чем большую соленость имеет лед, тем больше его плотность. Наличие во льду воздуха уменьшает его плотность. Арнольд-Алябьев в образцах однолетнего льда Карского моря наблюдал содержание воздуха от 30 до 150 см³ в 1 кг льда. Содержание воздуха по наблюдениям Б. П. Брунса для льдов Чукотского моря составляло 100 см³ на 1 кг льда.

С наступлением таяния количество воздуха во льду увеличивается. Это подтверждают наблюдения, проведенные О. Н. Дерюгиным и Б. А. Савельевым на мысе Желания, о. Уединения и мысе Челюскин.

Условия ледообразования влияют на плотность льда. Вначале за счет таяния плотность такого льда несколько больше, но по мере вытекания рассола и освобождения пор и полостей она уменьшается. Именно такой лед встречается весной и называется «гнилым» вследствие своей малой прочности. Чем медленнее происходит замерзание, тем более плотным, с меньшей соленостью образуется лед. Волнение также влияет на плотность льда; чем оно больше, тем больше воздуха попадает в поры льда.

Чем больше возраст льда, тем его плотность меньше. Приводим величины плотности морских льдов (г/см³) по данным различных авторов

Макаров	0,846—0,936
Мальмгрен	0,857—0,924
Лактионов	0,858—0,924

Приводим значения объемного веса льда по данным исследований автора в Арктике.

Лед	Объемный вес (г/см ³)
Зимний период	
Из припая	0,820—0,825
Годовалый, дрейфующий	0,860—0,920
Паковый	0,830—0,900
Летний период	
Морской, сильно выветрившийся	0,560—0,640
Многолетний	0,620—0,933
Годовалый	0,870—0,917
Многолетний	0,720—0,932
Молодой из снежниц	0,740—0,910

Приведенные цифры достаточно наглядно показывают, что летом плотность льда в значительной степени меняется благодаря таянию и вытеканию рассола и иногда близка даже к плотности слежавшегося снега. Уменьшение объемного веса идет неравномерно, и наряду с участками льда, имеющими очень малую плотность, сохраняются участки с большой плотностью.

По данным Н. Н. Зубова, зависимость плотности морского льда при разных температурах и разных соленостях может быть охарактеризована следующей таблицей (табл. 32).

Таблица 32

Зависимость плотности морского льда от его температуры и солености

Соленость (‰)	Температура (град.)						
	—2	—4	—6	—8	—10	—15	—20
2	0,924	0,922	0,920	0,921	0,921	0,922	0,923
4	0,927	0,925	0,924	0,923	0,923	0,923	0,925
6	0,932	0,928	0,926	0,926	0,926	0,925	0,926
8	0,936	0,932	0,928	0,928	0,928	0,928	0,929
10	0,939	0,935	0,931	0,929	0,929	0,929	0,930
15	0,953	0,944	0,939	0,937	0,935	0,934	0,935

Следует отметить, что понятие плотности льда (особенно морского, где наблюдается изменение солености и температуры) достаточно неопределенное и может быть отнесено лишь к большим его объемам, для которых можно получить какую-то среднюю величину.

Вследствие небольшой разницы в плотностях воды и льда верхняя поверхность льда очень немного возвышается над поверхностью воды. Однако в связи с различной плотностью и неоднородностью льда, возвышение его над поверхностью воды оказывается различным, что имеет очень большое значение, так как этим обуславливается характер и интенсивность таяния льдов.

Термические свойства льда. Особенность замораживания морской воды в значительной степени сказывается на термических свойствах льда.

Если для пресного льда понятие теплоты таяния вполне определено, то по отношению к морскому льду оно достаточно условно. Условность заключается в том, что величина теплоты плавления для морского льда не является постоянной, а зависит от температуры и солености льда. Так, например, по данным Петерсона, при температуре -6° теплота плавления для льда с соленостью в 20‰ равна 60,6 ккал., а для льда с соленостью в 40‰ — уже 49,5 ккал.

Теплота плавления для морского льда меньше, чем для пресного. Как известно, за величину теплоты плавления льда принимается число килокалорий, необходимое для превращения в воду 1 кг льда. Для пресноводного льда эта величина определялась рядом авторов и равна 79,4—79,7 ккал. (обычно она принимается равной 80 ккал.). Эта величина имеет некоторые колебания, и при повышении давления ее значения уменьшаются на 0,0004 ккал. на одну атмосферу.

В отличие от пресного льда морской лед требует большого количества тепла на изменение своей температуры и относительно малого количества тепла на таяние.

Теплоемкость морского льда отличается от теплоемкости пресного льда. Как известно, за единицу теплоемкости принимается количество тепла в калориях, необходимое для нагрева одного грамма льда на один градус. С понижением температуры теплоемкость уменьшается.

Теплоемкость морского льда значительно больше теплоемкости пресного льда, особенно при температурах, близких к точке таяния. Ф. Мальмгрен дал формулу зависимости теплоемкости от температуры. Эта зависимость имеет гиперболический характер. С увеличением солёности льда его теплоемкость увеличивается (табл. 33).

Т а б л и ц а 33

Теплоемкость (кал/г град.) морского льда при разных его температурах и солёностях

Солёность (‰)	Температура (град.)										
	—2	—4	—6	—8	—10	—12	—14	—16	—18	—20	—22
0	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,47	0,47	0,47	0,47	0,46	0,46
2	2,57	1,00	0,73	0,63	0,51	0,55	0,54	0,53	0,53	0,52	0,52
4	4,63	1,50	0,96	0,76	0,64	0,59	0,57	0,57	0,57	0,55	0,54
6	6,70	1,99	1,20	0,88	0,71	0,64	0,61	0,60	0,58	0,57	0,56
8	8,76	2,49	1,43	1,01	0,78	0,68	0,64	0,64	0,61	0,60	0,58
10	10,83	2,99	1,66	1,14	0,85	0,73	0,68	0,67	0,64	0,62	0,60
15	16,01	4,24	2,24	1,46	1,02	0,85	0,77	0,76	0,71	0,68	0,65

Теплоемкость льда при больших солёностях и высоких температурах очень велика. Объясняется это тем, что очень много тепла требуется на выделение чистого льда.

На основании исследований Мальмгрен пришел к заключению, что коэффициент теплопроводности зависит от толщины льда. На поверхности величина коэффициента теплопроводности равна 0,001. В толще льда она приближается к значениям пресного льда (0,005). В. В. Шулейкин считает, что теплопровод-

пость морского льда по толщине ледяного покрова постоянна и близка к теплопроводности пресного льда.

Н. Н. Зубовым вычислены коэффициенты теплопроводности и температуропроводности морского льда различной плотности (табл. 34).

Таблица 34

**Коэффициенты теплопроводности и температуропроводности морского льда
в зависимости от его плотности**

Плотность	0,92	0,90	0,88	0,86	0,84
Коэффициент теплопро- водности	0,0054	0,0053	0,0052	0,0050	0,0049
Коэффициент темпера- туропроводности . .	0,0117	0,0118	0,0118	0,0117	0,0117

Эти данные значительно расходятся с данными Мальмгрена, так как Мальмгрен определял теплопроводность для реального ледяного покрова, а Зубов — для чистого льда, не покрытого снегом. Естественно, что величины, полученные Зубовым, оказались значительно большими.

Различно ведет себя пресный и морской лед при тепловом расширении. Для пресного льда температурный коэффициент изменения объема практически величина постоянная. В пределах температур от 0 до -20° коэффициент объемного расширения равен 0,000165 и линейного — 0,000085. Расширение морского льда зависит от его солёности и температуры. При определенных условиях (сочетание температуры и солёности) за счет понижения температуры от 0 до -20° коэффициент объемного расширения уменьшается.

Величина коэффициента объемного расширения морского льда меняет знак и изменяется в пределах от $-22 \cdot 10^{-4}$ до $1,3 \cdot 10^{-4}$.

С увеличением солёности коэффициент объемного расширения увеличивается, а с понижением температуры — уменьшается.

Таблица 35

**Коэффициент объемного расширения льда при разных его солёностях
и температурах (коэффициент умножен на 10^4)**

Солёность (‰)	Температура (град.)				
	-2	-6	-8	-16	-22
2	-22,10	-1,06	0,16	1,27	1,44
6	-69,67	-6,55	-2,90	0,43	0,93
10	-117,25	-12,05	-5,95	-0,40	-0,42
15	-176,72	-18,92	-9,78	-1,45	-0,22

Расширение льда при определенных условиях вызывает его статическое давление. Величина этого давления достаточно велика.

Приводим значения коэффициента объемного расширения морского льда в зависимости от его солености и температуры (табл. 35).

ПРОЧНОСТЬ, УПРУГОСТЬ И ПЛАСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЛЬДА

Прочность льда. Для характеристики происходящих процессов в теории сопротивления материалов существуют следующие термины.

Нагрузка — внешние силы, действующие на тело.

Деформация — изменение формы тела и расположения его частиц в результате действия нагрузки.

Напряжение — величина силы, приходящейся на единицу площади поперечного сечения. Напряжения характеризуют интенсивность действующих сил.

Деформация может быть упругой и остаточной. Если частицы тела, после того как будет снята действующая нагрузка, возвращаются в свое первоначальное положение, такая деформация называется упругой. Если тело полностью не восстанавливает своей первоначальной формы, и деформация частично остается, она называется остаточной (а также неупругой или пластичной).

Предельное напряжение, отвечающее упругой деформации, называется «пределом упругости». Если деформация измеряется в единицах длины, она называется абсолютной. Если же эту деформацию отнести к первоначальным размерам тела, то ее называют относительной. Например, первоначальная длина стержня до приложения силы $l=100$ см. После растяжения абсолютная деформация $\Delta l=1$ см. Относительная деформация $\epsilon \Delta l/l=0,01$.

Эта величина безразмерна.

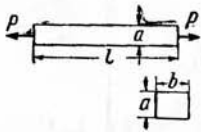
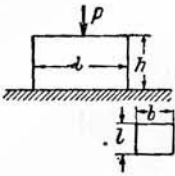
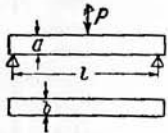
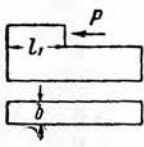
Рассмотрим следующие воздействия внешних сил на тело: растяжение, сжатие, изгиб и скалывание. В табл. 36 приводим общие схемы воздействия этих сил на основные расчетные формулы, определяющие возникающие напряжения. Напряжения, соответствующие моменту разрушения, называются «разрушающими напряжениями» или «временными сопротивлениями». В случаях, когда тело доводится до определенных напряжений, меньше разрушающих, они носят название «допускаемых».

Многими авторами проводились исследования прочности льда. В табл. 37 приведены данные разрушающих напряжений льда на сжатие, а в табл. 38 — на изгиб. Следует отметить

чрезвычайно большую пестроту значений временных сопротивлений. Для арктических условий могут быть приведены данные о повторяемости разрушающих напряжений льда на изгиб и сжатие (табл. 39).

Т а б л и ц а 36

Основные виды нагрузки

Вид нагрузки	Схема действия нагрузки	Расчетные формулы
Растяжение		$\sigma_{\text{раст}} = \frac{P}{F}$ <p>$\sigma_{\text{раст}}$ — напряжение на растяжение, кг/см² P — сила, кг $F = ab$ — площадь, см²</p>
Сжатие (одностороннее)		$\sigma_{\text{сжат}} = \frac{P}{F}$ <p>$\sigma_{\text{сжат}}$ — напряжение на сжатие, кг/см² P — сила, кг $F = ab$ — площадь, см²</p>
Изгиб		$\sigma_{\text{изг}} = \frac{3}{2} \frac{Pl}{ba^2}$ <p>$\sigma_{\text{изг}}$ — напряжение на изгиб, кг/см² P — сила, кг l — плечо (расстояние между опорами), см a — высота балки, см b — ширина балки, см</p>
Сдвиг (скалывание, срез)		$\sigma_{\text{срез}} = \frac{P}{F}$ <p>$\sigma_{\text{срез}}$ — напряжение на срез (скалывание), кг/см² P — сила, кг $F = l_1 b$ — площадь среза, см²</p>

Разрушающее напряжение льда на сжатие

Вид льда	Температура льда при испытании	Разрушающее напряжение на сжатие (кг/см ²)	По данным
Пресный, речной	—12	37,2—46,0	Механической лаборатории Института путей сообщения Ф. Ф. Витмана и Н. П. Шандрикова Барнеса Гесса
	—5	9,5—22,0	
	—50	36,0—69,5	
	около 0 неизвестна	15,8—39,3 23,0—70,5	
Соленый:			
Малой солёности (искусственный)	—29	17,7—21,6	С. О. Макарова
Соленый	—26	13,4—14,8	" "
	—30	18,0—23,6	
	неизвестна	33,8—60,3	
Прозрачный, морской	—20	26,0—52,0	Ф. Ф. Витмана и Н. П. Шандрикова Наблюдений в Арктике
	—20	18,0—24,0	
	—20	30,0—50,0	

Таблица 38

Разрушающее напряжение льда на изгиб

Вид льда	Температура льда при испытании	Разрушающее напряжение на изгиб (кг/см ²)	По данным
Пресный, речной	—15	25,3—44,8	Механической лаборатории Института путей сообщения Н. Д. Шишова
Речной, прозрачный	—12	20,5—21,5	
Речной мутный	—12	14,0—15,0	Б. П. Вейнберга
Речной	—3	11,8—15,2	
Соленый			
Слабосоленый	неизвестна	7,0	Научно-исследовательского института гидротехники А. М. Баталина
Соленость 4—6‰	—2	3,0	
	—9	5,6	
	—20	7,5	

Повторяемость разрушающих напряжений арктических льдов на изгиб и сжатие (в диапазоне температур от $-0,8$ до -30°)

Диапазон временных сопротивлений (кг/см ²)	Число наблюдаемых случаев	Диапазон временных сопротивлений (кг/см ²)	Число наблюдаемых случаев
Изгиб		Сжатие	
0—5	162	0—20	614
5—10	106	20—40	859
10—15	132	40—60	659
15—20	114	70—80	45
20—25	87	80—90	27
25—30	97	100—110	12
Больше 30	2	110—120	6
		120—130	15
		183—140	3

На рис. 12 приведена зависимость от температуры разрушающего напряжения на сжатие для пресного льда. Опыты проводились в диапазоне температур от 0 до -70° . На рис. 13

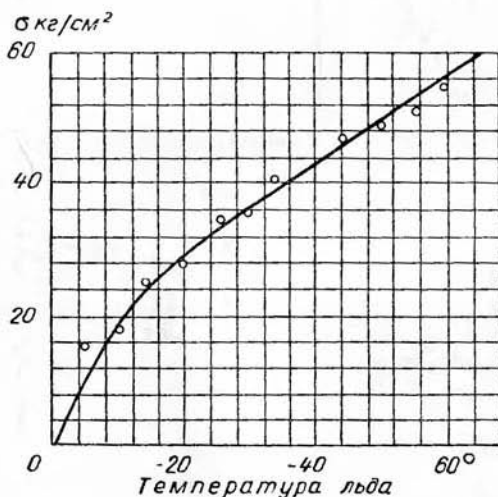


Рис. 12. Зависимость разрушающего напряжения на сжатие для пресного льда от его температуры.

приведены осредненные значения временных сопротивлений для годовалых арктических льдов. Установлена параболическая зависимость прочности льда от температуры для разных по возрасту льдов.

Анализируя прочностные свойства льдов, можно сделать вывод о том, что они меняются в достаточно большом диапазоне. Изменения зависят от температуры, которая в свою очередь,

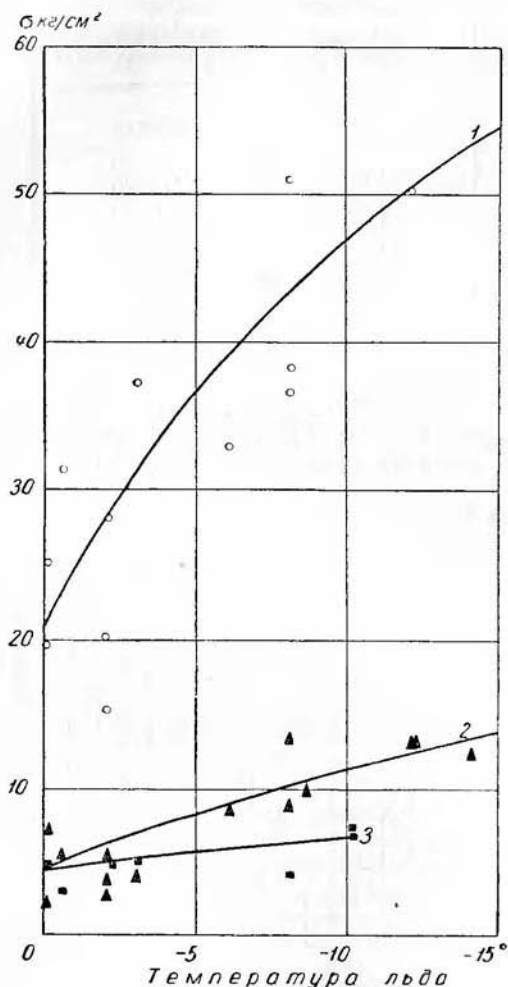


Рис. 13. Осредненные значения временных сопротивлений для годовалых арктических льдов.

1 — сжатие, 2 — изгиб, 3 — срез.

зависит от географического положения района и от гидрометеорологических условий, определяемых общей циркуляцией атмосферы, солнечной деятельностью и сезонами года.

Упругость льда. Величина напряжения, соответствующая моменту перехода тела от упругого состояния к пластическому, носит название предела упругости. Для льда переход из стадии упругого состояния в стадию пластического состояния совершается не резко, а постепенно (рис. 14).

В пластичных материалах предел упругости зависит от приложенного внешнего усилия в возникающих при этом в теле напряжений. Установление предела упругости для льда является достаточно сложной задачей.

Естественный лед, имеющий в большинстве случаев неоднородное строение, будет иметь значения предела упругости, отличные от монокристаллического льда. Согласно работам

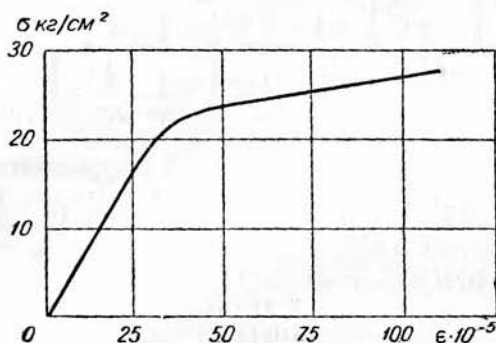


Рис. 14. Диаграмма напряжений при испытании на сжатие в упругой пластической зоне, температура -23° .

Б. П. Вейнберга, предел упругости для льда практически является очень небольшой величиной и как для случая сдвига, так и для случая растяжения составляет менее 1 кг/см^2 . В практических задачах, как правило, встречаются с напряжениями и нагрузками, значительно превосходящими эту величину. Следовательно, в большинстве практических случаев работа льда под нагрузкой протекает за пределом упругости.

В последнее время исследования, проведенные с помощью метода тензометрии, показали, что предел упругости повышается с понижением температуры. Опыты были проведены в ледяных образцах в диапазонах температур льда -5° и -23° . Результаты этих опытов показали, что при -5° предел упругости равен $4,0-8,0 \text{ кг/см}^2$, а при -23° он увеличивается до $13,0-25,0 \text{ кг/см}^2$.

Повышение предела упругости расширяет и упругую зону работы ледяного покрова. Но для ледяного покрова, благодаря большому градиенту температур между верхней и нижней поверхностями льда, расчет значительно осложняется, так как предел упругости по толщине льда является переменным. Это

подтверждают приведенные на рис. 15 и 16 зависимости напряжений от деформации. В опытах приведены четыре нагружения образца, помеченные на рисунках римскими цифрами.

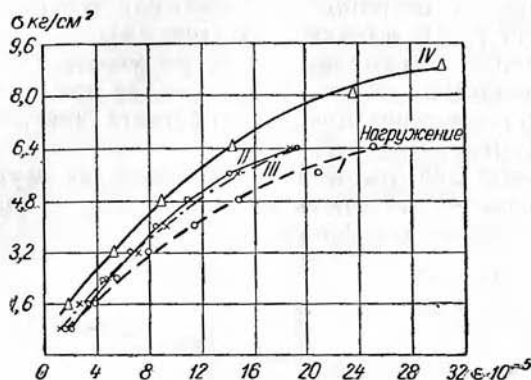


Рис. 15. Диаграмма напряжений при испытании на сжатие, температура -5° .

В природе лед, как правило, находится в условиях температур, относительно близких к точке его плавления. Как известно, все материалы, находящиеся при температуре, близкой к точке плавления, обладают пластичностью.

Если образец льда подвергнуть постоянному сжимающему или растягивающему усилию, то сразу после приложения нагрузки в нем возникнут деформации, скорость которых будет весьма велика по сравнению со скоростью дальнейшего изменения формы образца. Такое же явление будет наблюдаться при изгибе или при скручивании под действием постоянной силы.

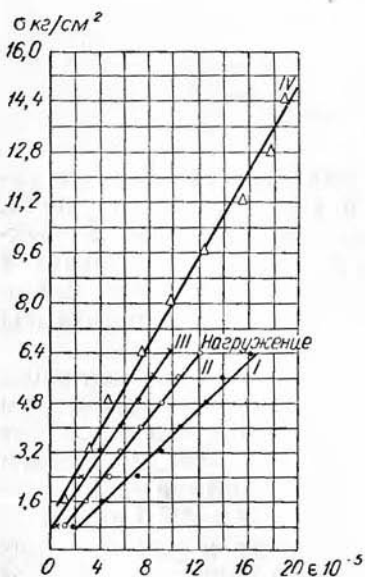


Рис. 16. Диаграмма напряжений при испытании на сжатие (повторное нагружение, температура -23°).

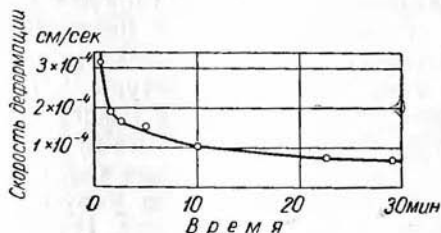


Рис. 17. Зависимость скорости деформации от времени.

На рис. 17 представлено убывание скорости деформации для случая изгиба. На рисунке видно, что вначале скорость деформации льда убывает весьма быстро, а затем все медленнее и асимптотически приближается к некоторой постоянной установившейся скорости пластического течения.

Рассмотрим два крайних случая состояния твердого тела. Идеально упругим будет называть такое состояние, при котором возникающие в теле напряжения зависят только от величины деформации, пропорциональны ей и не зависят от времени. С исчезновением деформации исчезают и напряжения; скорость возникновения и исчезновения деформаций (с приложением к телу постоянной нагрузки) при идеально упругом состоянии тела постоянна и равна скорости распространения упругих колебаний в данном материале, т. е. практически очень велика.

Чисто пластическим состоянием тела будем называть такое состояние, при котором напряжения зависят только от скорости деформации и не зависят от величины деформации и времени. В реальных материалах мы никогда не имеем дела с каждым из указанных состояний в чистом виде. Напротив, в большинстве случаев наблюдается более сложное взаимоотношение между деформациями и возникающими напряжениями, характеризующееся так называемым явлением *релаксации* (расслабления).

Кривая на рис. 17 представляет собой зависимость скорости деформации от времени, т. е.

$$\dot{\epsilon} = f(t); \quad \frac{d\epsilon}{dt} = \varphi(t)$$

при постоянно приложенной силе или приложенном усилии на единицу площади (при напряжении $\sigma = \frac{P}{F}$ для сжатия или растяжения).

Как видно на рисунке, деформация непрерывно увеличивается, а скорость деформации в общем случае стремится к некоторой постоянной величине. Для сохранения постоянной величины деформации нужно было бы постепенно уменьшать приложенное начальное усилие, чтобы все время сохранялось равенство между сопротивлением тела и приложенным усилием.

Убывание величины сопротивления тела при постоянстве его деформации Максвелл назвал релаксацией.

Для чисто пластических тел Максвеллом выведен закон убывания во времени силы внутреннего сопротивления при постоянстве деформации в виде равенства

$$\sigma_t = \sigma_0 e^{\frac{-t}{\tau}},$$

где σ_t — напряжение (сила внутреннего сопротивления тела) через промежуток времени t после момента создания постоянной деформации; σ_0 — напряжение (сила внутреннего сопротивления тела) в начальный момент создания деформации; e — основание натуральных логарифмов; τ — постоянная, имеющая размерность времени и называемая временем релаксации.

Время релаксации τ есть промежуток времени, в течение которого сопротивление тела при постоянной деформации уменьшится в e раз. Для различных материалов или для одного и того же материала, но при разных температурах время релаксации τ различно и характеризует степень пластичности материала. В частности, для льда время релаксации будет являться в общем случае функцией солености, структуры и температуры льда. Чем пластичнее материал или чем выше температура для одного и того же материала, тем меньше время релаксации τ или, как видно из формулы, тем быстрее убывают напряжения в материале.

Величина наибольшего напряжения в материале, при котором зависимость напряжения от деформации еще следует законам чисто упругого состояния тела (т. е. при котором напряжения прямо пропорциональны деформации и не зависят от времени и скорости деформации), называется пределом упругости.

Экспериментально Шведовым было показано, что при постоянной деформации рассасывается лишь избыток напряжений над пределом упругости λ . При этом уравнение релаксации Максвелла представляется в виде

$$\sigma_t - \lambda = (\sigma_0 - \lambda) e^{\frac{-t}{\tau}}.$$

Дифференцируя последнее уравнение по времени, получим выражение для скорости уменьшения напряжений при постоянной деформации в виде

$$\frac{d\sigma_t}{dt} = -(\sigma_t - \lambda) \frac{1}{\tau}.$$

Если увеличивать деформацию с постоянной скоростью деформации $\frac{d\epsilon}{dt} = \text{const}$, то для упругого состояния тела напряжения должны были бы возрастать пропорционально скорости деформации.

Таким образом, в общем случае при наличии определенной скорости деформации тела $\frac{d\epsilon}{dt}$ и непрерывной релаксации, скорость изменения напряжений в теле определяется уравнением

$$\frac{d\sigma_t}{dt} = A \frac{d\epsilon}{dt} - (\sigma_t - \lambda) \frac{1}{\tau}.$$

Из этого уравнения следует, что нарастание напряжений в теле тем больше, чем больше скорость деформации $\frac{d\epsilon}{dt}$, коэффициент пропорциональности A и время релаксации τ .

При напряжении σ_t , равном пределу упругости λ и времени релаксации τ , второй член правой части уравнения, выражающий влияние релаксации, исчезает. Следовательно, пока напряжения не превысили предела упругости $\sigma_t \leq \lambda$, соотношение между напряжениями и деформациями подчиняется линейному закону и не зависит от времени.

Обозначив σ_t при $\sigma_t \leq \lambda$ через σ_λ , получаем, что

$$d\sigma_\lambda = A d\epsilon, \text{ т. е. } \sigma_\lambda = A_\epsilon.$$

В случае чистого сдвига σ_λ будет являться касательным напряжением, а ϵ — углом сдвига. Коэффициент пропорциональности A в этом случае является модулем сдвига G . При растяжении или сжатии σ_λ соответственно может быть нормальным напряжением, а ϵ — относительной деформацией, представляющей собой отношение приращения длины или высоты образца $\Delta l, \Delta h$ ко всей длине или высоте образца l, h .

При этом коэффициент пропорциональности A будет равен модулю E упругости нормальных напряжений (модулю Юнга). Между модулем сдвига и модулем Юнга имеется следующая зависимость:

$$G = \frac{E}{2(1+n)},$$

где n — коэффициент Пуассона.

Из приведенного уравнения получаются весьма важные следствия. Если для какого-либо материала, характеризующегося определенным значением времени релаксации τ и модулем упругости A , задать такую скорость деформации $\frac{d\epsilon}{dt}$ чтобы первый член правой части уравнения был значительно больше второго, то практически возрастание напряжений будет почти пропорционально возрастанию деформаций, и поведение материала будет казаться близким к свойствам идеально упругого тела.

И наоборот, при достаточно медленной скорости деформации $\frac{d\epsilon}{dt}$ по отношению ко времени релаксации материала возрастание напряжений в материале будет происходить весьма медленно.

Если скорость деформации $\frac{d\epsilon}{dt}$ будет такова, что разность

$$A \frac{d\epsilon}{dt} - (\sigma_1 - \lambda) \frac{1}{\tau}$$

станет постоянной, то поведение материала при этом будет приближаться к поведению идеально пластичного тела.

Как показывают эксперименты, производившиеся в искусственных и естественных условиях, лед в весьма сильной степени подвержен релаксации. Но, несмотря на большое значение явления релаксации для выяснения основных механических констант льда, непосредственные измерения времени релаксации для льда до сего времени не производились. На основании опытов по определению скорости деформации льда в зависимости от времени и нагрузки косвенно можно считать, что значения времени релаксации для льда различной структуры и при различных температурах изменяются в довольно широких пределах.

Известно, что лед разной структуры при одной и той же внешней нагрузке и температуре имеет разные скорости деформации, отличающиеся даже в несколько десятков раз. Это свидетельствует о том, что и все остальные механические свойства и константы льда различной структуры должны широко варьировать. Однако решение этой задачи является делом дальнейших исследований.

Перейдем к деформациям тела при приложении к нему нагрузки, вызывающей в материале напряжения, превышающие предел упругости λ . Рассмотрим случай, когда напряжения в теле остаются постоянными. При этом условии получается соотношение между деформациями и временем в виде

$$A d\epsilon = \frac{\sigma_t - \lambda}{\tau} dt.$$

Интегрируя, получаем $A\epsilon = \frac{\sigma_t - \lambda}{\tau} t + c$. Постоянная интегрирования c определится из условия, что при напряжении $\sigma_t = \lambda$ деформация равна упругой деформации ϵ и, следовательно, $c = A\epsilon_0$, т. е.

$$\epsilon = \frac{\sigma_t - \lambda}{A\tau} t + \epsilon_0.$$

Эта формула относится к идеализированному случаю, при котором тело после превышения напряжениями предела упругости полностью релаксирует.

Для чисто пластических тел, не имеющих предела упругости ($\lambda = 0$, $\epsilon_0 = 0$), соотношение переходит в зависимость

$$\epsilon = \frac{\sigma_t}{A\tau} t.$$

Лед, как и большинство других материалов, полностью не подчиняется рассмотренному Максвеллом случаю релаксации. Несмотря на это, уравнения, вытекающие из уравнения релаксации Максвелла, при чисто пластическом течении весьма удобны и наглядны для приближенного представления свойств льда при воздействии на него нагрузки.

Более общий вид схемы $\epsilon = f(t)$ при постоянном напряжении σ_t представлен на рис. 18а. Эта схема отличается от максвелловского случая появлением криволинейного участка BC , соответствующего так называемому высоко эластическому состоянию материала. Деформация при высоко эластическом состоянии хотя и зависит от времени, но является полностью обратимой. Если тело, к которому приложена нагрузка, будет продолжать деформироваться в течение длительного промежутка времени с некоторой скоростью, то по достижении деформацией некоторой определенной величины внезапно наступает хрупкое разрушение, называемое пределом пластичности. Для каждого материала существует свой определенный предел пластичности, характеризующий хрупкость материала.

На рис. 18б, характеризующем зависимость между величиной деформации и напряжениями при заданной постоянной скорости деформации $\epsilon = f(\sigma)$, участок AB представляет собой упругую деформацию, участок BC — высоко эластическую деформацию и, наконец, участок CD — пластическую деформацию. На этом рисунке временное сопротивление выражается ординатой DO горизонтального участка кривой.

Упругие и пластические характеристики льда в огромной степени зависят от температуры и времени действия нагрузки: чем ниже температура льда, тем выше для него значения предела упругости и тем в большем диапазоне действует закон Гука. Этот вывод подтвердили исследования, проведенные методом тензометрии. При температуре -23° линейная зависимость между напряжением и деформацией продолжается до нагрузки 25 кг/см^2 , при температуре -5° — только до 8 кг/см^2 .

Таким образом, предел упругости льда $0,5 \text{ кг/см}^2$, как указывал Б. П. Вейнберг и как принято было считать ранее, очевидно, неверен. Этот заимствованный из работ Пинегина предел упругости является правильным только для длительной статической нагрузки при температурах, близких к температуре таяния.

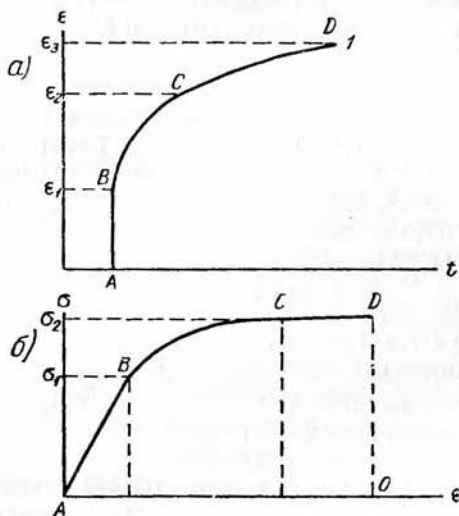


Рис. 18. Общий вид схемы зависимости деформации от времени (а) и от величины деформации (б).

I — разрыв.

Чем с большей скоростью действует нагрузка, тем в большей упругой зоне работает лед. При мгновенных нагрузках (типа взрыва или удара ледокола) лед работает упруго до своего разрушения, так как пластическая деформация развиться не успевает.

При медленно изменяющихся нагрузках лед работает упруго-пластично. При длительно действующих нагрузках наблюдается пластическое течение. Полный цикл исследований, позволяющий установить количественно временные диапазоны, в которых лед работает упруго и упруго-пластично, еще не проведен.

В качестве предварительного критерия упругой работы льда под нагрузкой можно считать время действия силы от $1/2$ до 1 минуты. Упругая и пластичная работа льда зависит и от величины силы. Большие по величине усилия, вызывающие напряжения, во много раз превосходящие прочность льда, вызывают упругое его разрушение в течение короткого времени, когда пластические деформации еще не успевают развиться.

Модуль упругости E для пресного льда, определявшийся различными методами и разными исследователями, приведен в следующей таблице. Как видно из приведенных данных, его значения изменяются в широких пределах. Причиной являются как различия в свойствах льда, имеющего разную структуру и неоднородное строение, так и различия в методах определения модуля упругости.

Наиболее строгим следует считать метод определения модуля упругости с помощью измерения упругих колебаний во льду (резонансные методы исследований). Но на практике чаще пользуются статическими методами исследований.

Так называемые статические методы определения модуля упругости льда, заключающиеся в измерении величины деформации после приложения статической нагрузки, в большинстве случаев дают меньшие значения модуля упругости, колеблющиеся в весьма широких пределах. Это обстоятельство вполне объяснимо, если обратиться к рассмотренным выше основным свойствам пластичных материалов, находящихся под действием нагрузки.

Если прикладываемое к образцу усилие вызывает во льду напряжение σ , превосходящее предел упругости λ , то измеряемое значение модуля упругости E будет зависеть не только от величины деформации ϵ и напряжения σ , но и от скорости деформации $\frac{d\epsilon}{dt}$ и времени релаксации τ . Из-за малых значений пре-

дела упругости λ большинство статических измерений модуля упругости для льда, несомненно, производилось при напряжении σ , превосходившем предел упругости. При этом величина деформации ϵ зависела от скорости деформации и времени

Значения экспериментальных определений модуля упругости пресного льда

Метод исследований		Модуль упругости (кг/см ²)	По данным
Статические методы исследования			
Растяжение брусков	ледяных	17 · 10 ³	Фабiana
Прогиб стин	ледяных пла-	От 3 · 10 ³ до 43 · 10 ³	Хесса
		От 12 · 10 ³ до 21 · 10 ³	Пинегина
Резонансные методы исследования			
Ледяные образцы	{	86 · 10 ³	Траубриджа
		88 · 10 ³	Коха
		90 · 10 ³	Боуля

релаксации, т. е. от величин, не учитывавшихся в этих экспериментах.

Если при этом вести обработку результатов измерений по статическому методу, не принимая во внимание скорости деформации, то получаемые значения модуля упругости зависят от величины нагрузки, уменьшаясь с увеличением последней. Так и следует рассматривать полученное некоторыми авторами, в частности В. Н. Пинегиним, уменьшение модуля упругости льда с увеличением нагрузки.

Таким образом, при статическом методе определения модуля упругости на величине результатов эксперимента в сильной степени будут сказываться условия опыта.

Несмотря на то что физически правильными значениями модуля упругости льда следует считать результаты, получаемые резонансным методом, в практических расчетах грузоподъемности ледяного покрова пользуются более низкими значениями, даваемыми статическим методом. Это объясняется тем, что при нагрузках на ледяной покров, с которыми приходится встречаться на практике, лед работает за пределом упругости, расчет же грузоподъемности ледяного покрова для движущейся нагрузки ведется по формулам теории упругого изгиба, в основе которых лежит предположение о прямой пропорциональности между напряжениями и деформациями. Так как при кратковременных нагрузках и больших скоростях деформации влияние релаксации мало, то между напряжениями и деформациями в этом случае устанавливается зависимость, приближающаяся к линейной. Это дает возможность при движущихся нагрузках успешно применять для расчета формулы теории упругости. Но

при этом на значение модуля упругости следует смотреть лишь как на условный коэффициент пропорциональности, с помощью которого связь между деформациями и напряжениями при работе льда за пределом упругости выражается приближенно. Значения этого коэффициента зависят от скорости деформации, т. е. в конечном счете от величины и условий действия нагрузки.

При таком положении в качестве расчетных значений модуля упругости правильнее брать те значения, которые измеряются в аналогичных условиях — в данном случае статическим методом. Из последних определений следует отдать предпочтение полевым измерениям, при которых модуль упругости определяется на основании величины прогибов при изгибе ледяного покрова от заданной нагрузки и составляет примерно 20 000—45 000 кг/см².

Для соленых морских неарктических льдов (соленость 5—6‰) модуль упругости определялся А. М. Баталиным. Полученная им зависимость модуля упругости E от температуры имеет аналитическое выражение

$$E = 16,5 - 1,7\theta - 0,0047\theta^2,$$

где θ — среднесуточная температура воздуха за период, непосредственно предшествовавший испытанию, взятая со знаком минус. Размерность модуля упругости — т/м².

Модуль скалывающих напряжений (модуль сдвига) для льда экспериментально был определен рядом исследователей. Вейнберг получил его значение, равное 34 000, Кох — 20 000, Матусян — 40 000, Эвинг — 38 600 кг/см². Как видно, полученные данные достаточно хорошо согласуются со значениями модуля Юнга, определенными резонансными методами, и являются слишком большими для таковых, установленных методом статической нагрузки.

Коэффициент Пуассона определяется при сжатии или растяжении как частное от деления относительной поперечной деформации к относительной продольной деформации. Как уже отмечалось, величина коэффициента Пуассона связана с модулями упругости.

Для пресного льда значение коэффициента Пуассона, определенное В. Н. Пинегиным, равно $0,36 \pm 0,13$. Для практических расчетов значение коэффициента Пуассона можно принимать равным 0,3.

Для морского льда этот коэффициент при расчетах рекомендуется принимать таким же.

Пластические свойства льда. Исследования поведения льда под нагрузкой при напряжениях, превышающих предел упругости, были произведены Ройеном. Он получил следующую зависимость относительного сжатия льда от действующего

постоянного напряжения, от времени действия нагрузки и температуры:

$$\epsilon = \frac{c \sqrt[3]{t}}{1 + \Theta^0},$$

где ϵ — относительное сжатие; c — постоянная опыта, равная $6 \div 9 \cdot 10^5$; σ — напряжение, кг/см²; t — время, час; Θ — температура.

Продифференцируем зависимость по времени, считая σ и Θ постоянными. Обозначая скорость деформации $\frac{d\epsilon}{dt}$ через V , имеем

$$V = \frac{c}{3(1 + \Theta)} \frac{\sigma}{t^{2/3}}.$$

Из этого выражения следует, что скорость деформации льда прямо пропорциональна приложенному напряжению (нагрузке), и если приложенная нагрузка постоянна, то скорость с течением времени уменьшается. Если положить скорость деформации заданной и постоянной, то время $t = \frac{\epsilon}{V}$. Подставляя это значение в выражение σ , получим зависимость нормальных напряжений сжатия от величины относительной деформации и скорости деформации в виде

$$\sigma = \frac{3(1 + \Theta)}{c} V^{1/3} \epsilon^{2/3}.$$

Из формулы видно, что, по Ройену, зависимость напряжений от деформации для льда при постоянной скорости деформации отклоняется от линейного закона.

Вязкость льда. Пластическое течение материала характеризуется коэффициентом внутреннего трения, связывающим касательные напряжения, которые возникают при пластическом течении, со скоростью деформации;

$$\tau_1 = \mu_1 \frac{d\epsilon}{dt},$$

где τ_1 — скалывающие напряжения; μ_1 — коэффициент внутреннего трения.

Коэффициент внутреннего трения (или вязкость) льда зависит, как и другие постоянные, от ряда факторов, главнейшими из которых являются температура, структура, соленость льда и при правильном кристаллическом строении — направление действия силы по отношению к оптической оси кристаллов. Измерение вязкости льда проводилось также рядом авторов. Б. П. Вейнберг на основании исследования кручения ледяных брусков

установил, что вязкость льда увеличивается с понижением температуры.

Повторное нагружение. Большой интерес представляют исследования, связанные с повторным нагружением одного и того же образца льда. Эти исследования, проведенные с помощью вмороженных в лед тензометров, дали очень интересные результаты (табл. 41). Как видно из таблицы, по мере повторных нагружений в ряде случаев последовательно уменьшается деформация и увеличивается модуль упругости, а также предел упругости.

Таблица 41

Повторные нагружения ледяных образцов

Предел упру- гости (кг/см ²)	Деформация в упругой зоне ($\times 10^{-5}$)	Модуль упру- гости (кг/см ²)	Полное наприя- жение (кг/см ²)	Полная деформация ($\times 10^{-5}$)	Предел упру- гости (кг/см ²)	Деформация в упругой зоне ($\times 10^{-5}$)	Модуль упру- гости (кг/см ²)	Полное наприя- жение (кг/см ²)	Полная деформация ($\times 10^{-5}$)
Температура льда -5°					Температура льда -5°				
Первое испытание на сжатие					Первое испытание на изгиб. Нагруже- ние. 1. Зоны сжатия (1-я строка), растяжения (2-я строка)				
Нагружение 1					Нагружение 2				
0,9	2,1	33 000	6,4	25	1,41	3,0	4 700	3,76	12
2,0	4,1	50 000	6,4	18	0,94	1,2	80 000	3,76	8
0,8	1,3	60 000	6,4	18	Нагружение 3				
1,6	2,8	60 000	8,8	30	0,96	0,9	10 000	7,5	12
Второе испытание на сжатие					0,94	0,5	18 000	5,0	10
Нагружение 2					Температура льда -23°				
1,6	3,5	46 000	7,2	18	Второе испытание на изгиб. Нагруже- ние 1. Зоны сжатия (1-я строка), растяжения (2-я строка)				
2,5	1,6	150 000	6,8	6	0,94	1,2	80 000	3,76	8
Температура льда -23°					1,38	5,0	26 000	3,76	18
Третье испытание на сжатие					Нагружение 2				
Нагружение 1					0,94	1,0	90 000	4,0	7
5,6	14,7	36 000	6,4	16	1,88	2,0	94 000	4,0	6
5,7	11,1	51 000	6,4	12	Нагружение 3				
5,8	9,9	60 000	6,4	9,8	0,94	0,6	16 000	11,26	26
12,2	18,9	70 000	14,4	20	0,94	0,5	19 000	11,26	19
Четвертое испытание на сжатие									
Нагружение 2									
5,6	37,50	16 000	6,4	40					
1,6	5,00	33 000	6,4	25					
0,8	2,50	33 000	6,4	23					
1,4	3,25	43 000	6,4	20					
1,3	2,00	65 000	6,4	18					

Таким образом, на основании исследований методом тензо-метрии можно установить, что повторное нагружение вызывает

упрочнение образца и уменьшение его деформации в эластичной (упруго-пластичной) зоне.

Это подтверждают и исследования на изгиб как в зоне сжатия, так и в зоне растяжения.

Изложенные воззрения на упругие и пластические свойства льда исходят из принятых в настоящее время классических представлений теории упругости и теории пластичности, определяющих поведение всех материалов под нагрузкой.

Лед, благодаря своим особенностям, в ряде случаев выпадает из этих общих схем. В настоящее время интересны работы В. В. Лаврова, К. Ф. Войтковского, Табата и ряда других исследователей, где по-новому рассматриваются свойства льда, уточняются и пересматриваются его отдельные характеристики.

ОПТИЧЕСКИЕ, РАДИАЦИОННЫЕ, ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И ТРЕНИЕ ЛЬДА

Оптические свойства льда. Для изучения таяния и распада льда весьма важно знать его оптические свойства. В начале прошлого столетия Брюстер, изучая оптические свойства льда, установил, что лед является двоякопреломляющим телом, обладающим одной кристаллографической осью, совпадающей с оптической. Лед относится к оптическим положительным кристаллам, у которых максимальная скорость необыкновенного луча равна скорости луча обыкновенного.

Показатели преломления для обыкновенного и необыкновенного луча оказались разными.

Для красного цвета: обыкновенный 1,30598; необыкновенный 1,30737.

Для зеленого цвета: обыкновенный 1,31200; необыкновенный 1,31600.

Для фиолетового цвета: обыкновенный 1,31700; необыкновенный 1,32100.

При замерзании льда было обнаружено, что инородные включения и пузырьки воздуха располагаются рядами, параллельно главной кристаллографической оси. Этим, в частности, объясняется, что при таянии распад льда происходит по плоскостям, перпендикулярным поверхности замерзания.

Было установлено, что способность льда к двойному лучепреломлению в 6 раз меньше, чем у кварца. При понижении температуры отмечено увеличение двойного лучепреломления.

Радиационные свойства естественного льда были изучены Н. Н. Калитиным, Н. Т. Черниговским и рядом других исследователей. Было установлено, что лучистая энергия, пройдя сквозь атмосферу, достигает поверхности ледяного покрова уже измененной, и значительная часть ее рассеивается.

На ледяной покров попадает коротковолновая радиация в виде ультрафиолетовых лучей с длиной волны от 0,30 до 0,40, видимая часть спектра с длиной волны от 0,40 до 0,76 и инфракрасные лучи с длиной волны от 0,76 до 3,00 мк. Кроме того, лед подвергается воздействию радиации земного излучения.

Исследования показали, что только небольшая часть радиации проходит сквозь лед и проникает в воду. Лед более проницаем для рассеянной радиации, чем для прямой.

Для тепловых лучей с длиной волны больше 3000 мк и для радиации земного излучения лед мало проницаем. Это создает так называемый парниковый эффект. Проникновение радиации сквозь лед в значительной степени зависит от размера пузырьков воздуха, находящихся в ледяном покрове. Мелкие пузырьки сильно рассеивают радиацию.

По наблюдениям Н. Т. Черниговского, морской лед в зависимости от толщины пропускает от 70 до 10% суммарного потока солнечной радиации. Морской лед менее прозрачен, чем пресный, так как он оптически менее однороден. По мере таяния морского льда количество прошедшей сквозь него радиации уменьшается за счет поглощения части энергии водой, находящейся в полостях.

Величина альбедо (отражения) ледяной поверхности весьма велика, в зависимости от времени года она составляет от 40 до 50%. Большое значение альбедо приводит к тому, что тепло поступающей солнечной энергии отражается обратно в атмосферу, и таяние льда замедляется.

Электрические свойства льда. Величина диэлектрической проницаемости льда (как и у воды) весьма сильно зависит от частоты изменения напряженности электрического поля.

С уменьшением температуры электрическая проницаемость льда уменьшается. Приводим результаты этих исследований (табл. 42).

Как видно из табл. 42, диэлектрическая проницаемость льда зависит от его возраста. Многолетние и паковые льды характеризуются наименьшими значениями диэлектрической проницаемости и приближаются в этом отношении ко льдам пресным. Объяснить колебания диэлектрической проницаемости можно наличием неравномерного распределения солей, которое наблюдается в ледяном покрове.

Трение льда. Одним из наиболее важных вопросов, имеющих практическое значение, является вопрос трения льда о лед и о различные поверхности.

Исследования, проведенные на трибометре (специальном измерительном столе) с разными видами льда при разных температурах, позволили установить ряд интересных зависимостей. Установлено, что коэффициент трения зависит от удельного дав-

**Результаты исследования диэлектрической проницаемости морских льдов
(зимний период)**

Емкость на приборе		Диэлектрическая проницаемость	Вид льда
воздушного конденсатора	ледяного конденсатора		
Закрытая бухта (припай)			} Из верхнего слоя при- пая
1,56	10,2	6,5	
1,76	6,2	3,5	
Открытая бухта (припай)			
2,25	16,25	7,2	
1,56	28,40	18,2	
Дрейфующие годовальные льды			
1,00	23,4	23,4	} Из верхнего структур- ного горизонта
1,00	13,9	13,9	
0,84	10,7	12,7	
1,56	11,7	7,5	} С глубины 0,4 м из вто- рого структурного го- ризонта
1,40	10,8	7,7	
1,40	13,1	9,3	
1,20	15,2	12,6	} С глубины 1,2 м из вто- рого структурного го- ризонта
1,40	17,8	10,2	
1,20	30,4	20,5	
Многолетние паковые дрейфующие льды			
1,3	5,4	4,0	} С глубины 1,0 м
2,9	3,5	3,0	
2,0	12,1	6,0	} С глубины 1,5 м
3,4	6,9	2,0	
1,8	12,9	7,0	

ления. Эта зависимость по виду близка к гиперболической кривой. С увеличением удельного давления коэффициент трения вначале уменьшается, но, достигая определенной величины, характерной для каждой трущейся поверхности, становится постоянным. Коэффициент трения зависит от температуры: с ее понижением он увеличивается.

Установить зависимость коэффициента трения от солености не удалось, однако было обнаружено, что поверхности пресных, распресненных и соленых льдов оказывают разное сопротивление трению. Лед из дистиллированной воды имел ровную поверхность. Лед с соленостью 5‰ имел поверхность столбчатую, неровную. При увеличении солености количество отдельных столбиков на поверхности льда увеличивалось, но высота их уменьшалась. Значение коэффициента трения покоя было в несколько раз больше коэффициента трения движения. Так, например, для трения льда по стали $K_{\text{покоя}} = 0,175$, $K_{\text{движ}} = 0,065$; при трении льда по льду $K_{\text{покоя}} = 0,050$; $K_{\text{движ}} = 0,025$.

ЛЕДЯНОЙ ПОКРОВ

СВОЙСТВА ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

При решении задач ледоведения приходится иметь дело не с отдельно взятым льдом как материалом, но в целом с ледяным покровом как природным объектом своеобразной конструкции, созданным самой природой в виде упруго-пластической, анизотропной пластины, состоящей из льда и лежащей на упругом основании в виде воды.

Свойства ледяного покрова зависят как от свойств льда, так и от особенностей самого ледяного покрова. К числу характеристик, определяющих ледяной покров, помимо вида льда, из которого он состоит, относятся его горизонтальные размеры, толщина, температура, прочность, вид поверхности, целостность. Эти характеристики ледяного покрова определяются его происхождением.

Существующие классификации морских льдов недостаточно подчеркивают роль основных факторов, определяющих происхождение ледяного покрова и затрудняют их количественную оценку. Автором в отличие от существующей классификации предложено подразделение ледяного покрова по его происхождению. Это дает возможность подойти ко многим явлениям с количественной оценкой.

Можно подразделить ледяной покров на две группы: ледяной покров нарастания (термического происхождения) и ледяной покров нагромождения (динамического происхождения).

Причинами возникновения ледяного покрова *нарастания* являются отрицательные температуры и усиленная отдача тепла верхними слоями моря, т. е. термические причины. Ледяной покров термического происхождения может находиться в двух стадиях.

Стадия I ледяного покрова нарастания начинается с момента возникновения льда до конца летнего периода. Сюда относятся льды, начиная с первичных форм и кончая годовальными.

Ледяной покров в этой стадии ровный (рис. 19). Верхняя поверхность его почти не подвергается изменениям, толщина колеблется от 0 до 0,3 м для молодых форм, от 0,2 до 0,7 м для серо-белых льдов и от 1,0 до 2,2 м для годовальных форм льда.

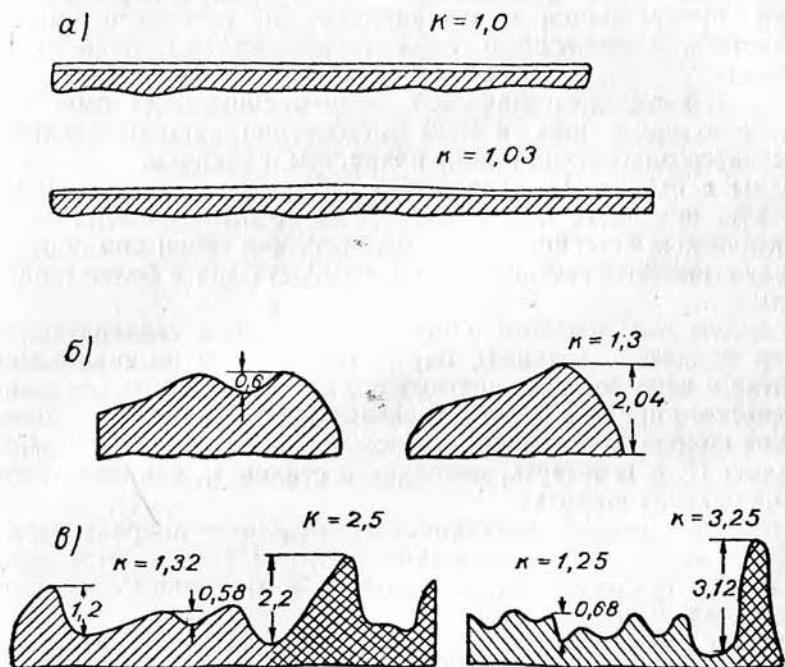


Рис. 19. Поверхность ледяного покрова разных стадий.

а) годовальные льды нарастания, б) многолетние льды нарастания, в) льды нагромождения; k — коэффициент трансформации.

В зависимости от географического положения максимальная его толщина может достигать 2,4 м.

Средние значения солёности этого льда 5—8, наибольшие — 15—25‰.

Стадия II ледяного покрова нарастания начинается со второй зимовки в арктических морях. В других морях такой стадии льда нет. К стадии II относятся льды двухгодовалые, многолетние и паковые. Они существуют до периода их распада под влиянием изменившихся условий или перемены географического

положения (выноса в теплые зоны). Поверхность этих льдов неровная, покрыта буграми и впадинами, образовавшимися в период таяния. Чем больше времени существует такой лед, тем больше изменяется его поверхность (рис. 196). Ледяной покров за зиму нарастает, за летний период часть льда стает. Затем за следующую зиму лед снова нарастает, постепенно толщина его увеличивается. Когда толщина достигает так называемой предельной величины (по терминологии Вайпрехта), дальнейший рост ее в результате многолетних циклов нарастания и таяния прекращается и устанавливается равновесие между количеством стаявающего льда и количеством льда нарастающего.

Для каждой географической широты существует своя предельная толщина льда и свой многолетний срок наступления предельного равновесия между приростом и таянием.

Льды в стадии II распреснены. Соленость их составляет 0,01—2‰, прочность повышена. Время пребывания этих льдов в Арктическом бассейне зависит от того, как скоро они попадут в циркуляционные течения, которые вынесут лед в более теплые районы.

В целом для ледяного покрова нарастания температурный фактор является основным, определяющим его возникновение, развитие и исчезновение; поэтому его можно называть покровом термического происхождения. В зависимости от внешних условий ледяной покров термического происхождения может и не перейти в стадию II, а исчезнуть, находясь в стадии I, как это имеет место в средних широтах.

Главной причиной возникновения ледяного покрова *нагромождения* являются динамические процессы в море. Этот ледяной покров создается из механически разрушенного ледяного покрова нарастания и также имеет две стадии.

Стадия I может быть названа стадией первичного нагромождения: льды в виде обломков полей или крупно-мелкобитых кусков нагромождаются друг на друга и создают торосы. Поверхность такого льда весьма неровная и имеет острые пики в виде хаотических нагромождений. Выше горизонта воды льды встопорены в среднем на 3—4 м. Однако бывают торосы высотой до 10—12 м. У этих льдов сильно развит подводный контур, достигающий глубины нескольких десятков метров. Их образование начинается сразу же после разлома ледяного покрова термического нарастания. В весеннее время ледяной покров распадается на составляющие его льдины, так как в этой стадии он не представляет собой монолита.

Динамические явления, которые послужили причиной возникновения ледяного покрова, могут явиться причиной и его распада. Большинство так называемых молодых торосов относится к данной группе.

В 1949 г. автором было проведено исследование подобных льдов. Было обнаружено, что гряды торошения, слагающие ледяной покров, состоят из беспорядочно набросанных друг на друга обломков льда размером от нескольких метров до десятков метров. Между ними имелись большие полости, заполненные снегом. Снег предохраняет лед от внешнего воздействия. Следует отметить, что разрушение этих нагромождений взрывом

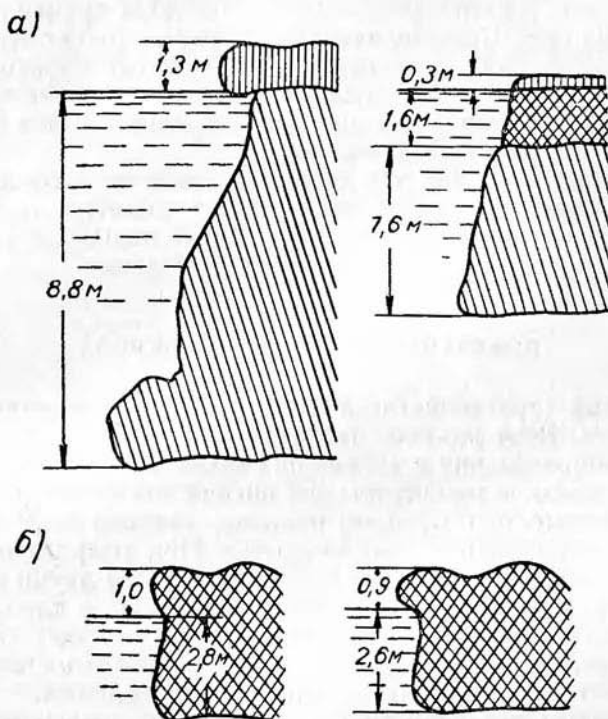


Рис. 20. Профиль смерзшихся льдов.

а) многолетние, б) паковые; вверху справа — лед сильно перетороженный.

дает весьма малый эффект, так как большая часть энергии взрыва теряется. В этой стадии ледяное поле может просуществовать зиму или часть зимы, после чего либо перейдет в следующую стадию, либо разрушится. Этот вид льда можно видеть во всех арктических и неарктических морях.

Стадия II может быть названа стадией смерзания. В этой стадии нагроможденные друг на друга обломки ледяных полей смерзаются и постепенно превращаются в монолит (рис. 19 в и 20). Характерной внешней особенностью этих льдов является бугристая, очень неровная, в сильной степени измененная

поверхность — острые углы и пики в значительной степени сглажены. Чем дольше просуществовал такой лед, тем более сглажена его поверхность. У этих льдов также в сильной степени развит подводный контур. Льды нагромождения имеют большие толщины: от 10 до 15 м и более.

При воздействии внешних сил на ледяной покров этой стадии он уже не разваливается на отдельные обломки льда.

Критерием степени смерзаемости является временное сопротивление на срез. Если величина среза по плоскости смерзаемости будет такой же, как в других местах ледяного образца, можно считать, что отдельные льдины между собой полностью смерзлись, и ледяной покров динамического происхождения во второй стадии сформировался полностью.

Вследствие того что эти льды смерзлись из отдельных ледовых нагромождений, они часто имеют полости, заполненные рыхлым льдом, водой или воздухом. Такие льды, превратившись в монолит, с большим трудом поддаются бурению.

ПОВЕРХНОСТЬ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Одной из характеристик ледяного покрова является вид его поверхности. В результате развития ледяного покрова, процессов торосообразования и таяния он сильно изменяется.

Для анализа и количественной оценки изменений, происходящих с поверхностью ледяного покрова, введено понятие «коэффициента видоизменения поверхности». Под коэффициентом понимается отношение фактической длины между двумя крайними точками, расположенными на этой поверхности, к длине прямой, соединяющей эти точки. Отношение этих длин будет характеризовать изменения, которые происходят с поверхностью. Расчет легче производить графически, оперируя проекциями.

Рассмотрим последовательно изменения поверхности ледяного покрова (табл. 43) в связи с его возрастом и происхождением.

Изменение поверхности ледяного покрова происходит неравномерно в течение всего времени существования льда. Большие изменения вызывает таяние льда.

ТЕМПЕРАТУРА ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Измерения температуры ледяного покрова производились рядом авторов. Наиболее интересные работы были проведены Ф. Нансеном, Ф. Мальмгренем, Б. А. Савельевым, Г. Н. Яковлевым, И. Г. Петровым и в последнее время Ю. Л. Назинцевым (рис. 21а, б, в).

Значения коэффициента видоизменения поверхности

Характеристика поверхности	Вид ледяного покрова
Поверхность ровная. Отдельные неровности не более 6—10 см. Коэффициент видоизменения от 1,0 до 1,05	Ледяной покров нарастания. Стадия I (молодые льды)
Поверхность неровная. Впадины заполнены водой. Бугров еще нет. Коэффициент видоизменения от 1,06 до 1,09	То же спустя 2—2,5 месяца после начала таяния
Поверхность неровная. Имеются отдельные округлые бугры и впадины до 50 см высотой. Коэффициент изменения от 1,06 до 1,10	Ледяной покров нарастания. Стадия II (льды просуществовали 1—2 года и не подвергались торшению)
Поверхность очень бугристая, сильно окатанные бугры и впадины имеют высоту до 2,0—2,5 м. Коэффициент видоизменения от 1,20 до 1,30	То же (льды паковые и многолетние, просуществовавшие много лет)
Поверхность в виде пикообразных трапецеидальных и конусных выступов льда, поставленных на ребро или хаотически наброшенных	Ледяной покров нагромождения. Стадия I (льды годовалые, молодого торшения)
Высота над уровнем воды 3—5 м и более. Коэффициент видоизменения от 2,5 до 3,00 и более	
Поверхность очень неровная, но в виде окатанных бугров и впадин высотой до 2,5—3 м. Бугры сглажены, пиков нет. Коэффициент изменения от 1,5 до 2,5	То же, стадия II (льды многолетние, паковые, всторощенные, но затем сглаженные). Просуществовали более 5—6 лет

Анализируя данные Мальмгрена, В. В. Шулейкин пришел к заключению, что температурные колебания в ледяном покрове происходят не по простому синусоидальному закону, а обусловлены складывающимися температурными волнами: падающей и отраженной (так называемыми «тонами» и «обертонами»). Шулейкин дал для вычисления температур льда расчетные уравнения, установил, что средняя температура льда не равна его среднеарифметической температуре, и вывел закон изменения амплитуды и фаз при распространении температурной волны в ледяном покрове.

При отсутствии снега верхние слои льда воспринимают поверхностную температуру воздуха; если же поверхность ледяного покрова покрыта снегом, то за счет малой теплопроводности снежного покрова верхняя поверхность льда имеет температуру выше, чем температура воздуха. Подробные исследования температуры снега провел Л. И. Леонов (табл. 44).

Средние температуры снега по данным Л. И. Леонова

Глубина (см)	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май
0	—34,6	—33,9	—30,2	—21,1	—8,1
10	—28,7	—27,7	—25,0	—18,5	—8,9
20	—24,7	—23,0	—22,0	—17,1	—8,4

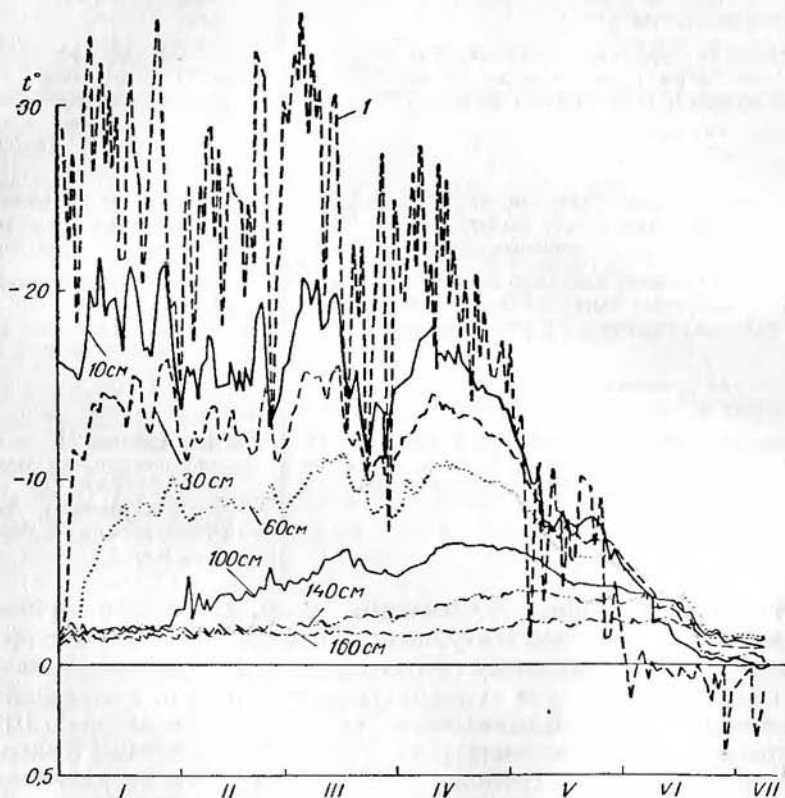


Рис. 21а. Температура льда по слоям 10—160 см и воздуха (I).

Еще большие значения перепада температур приводит В. С. Назаров. При толщине снега 18 см и поверхностной температуре воздуха -43° температура льда под снегом была всего 6° . Таким образом, перепад составил 37° .

В течение года в ледяном покрове можно отметить три температурных периода:

- а) зимний;
- б) весенне-летний;
- в) осенний.

В чистом виде эти периоды можно наблюдать только в арктических условиях, когда лед в течение года не исчезает. Зимний период характеризуется тем, что температура верхних слоев

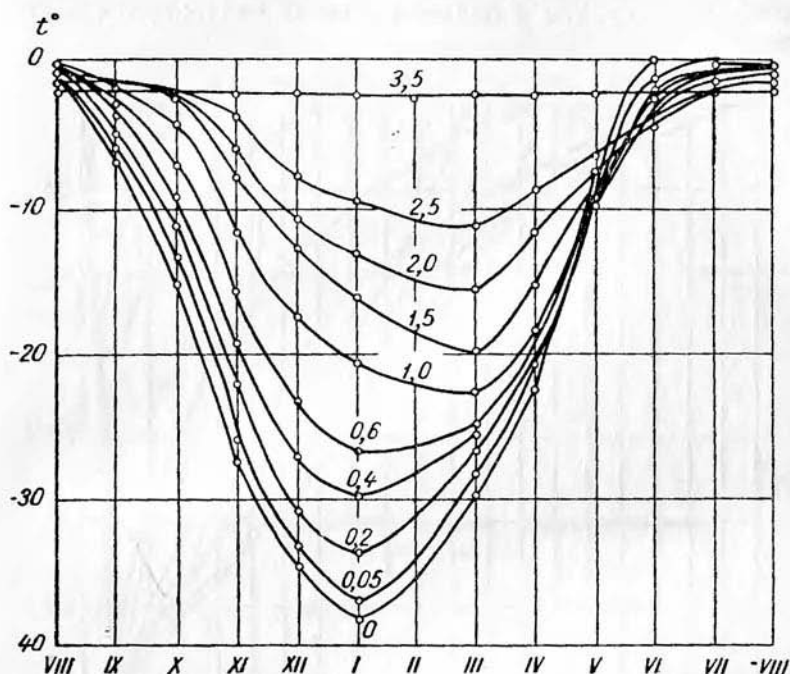


Рис. 216. Годовой ход среднемесячных температур льда на разных горизонтах, по данным Г. Н. Яковлева (в метрах от верхней поверхности).

значительно ниже температуры средних слоев. Эпюра распределения температур по толщине льда имеет вид трапеции. В более южных широтах в течение этого периода могут наблюдаться оттепели, которые несколько исказят эпюру, но обычный зимний вид ее — трапецеидальный.

В весенне-летний период температура льда в верхних слоях становится выше, чем в средних. Эпюра распределения температур в этот период имеет выпуклую форму с минимальными температурами в средних слоях и более высокими в верхних и нижних слоях.

В осенний период эпюра распределения температур имеет вогнутую форму. Наиболее низкие температуры отмечаются

в верхних слоях. Средние слои имеют более высокую температуру (табл. 45).

Следует остановиться на вопросе годовичного хода температур. Введем понятие «коэффициент промерзания ледяного покрова», т. е. понижения температуры отдельных слоев льда. Очевидно, что чем ниже температура более глубоких слоев льда и чем она дольше держится, тем в большей степени охлаждается ледяной покров.

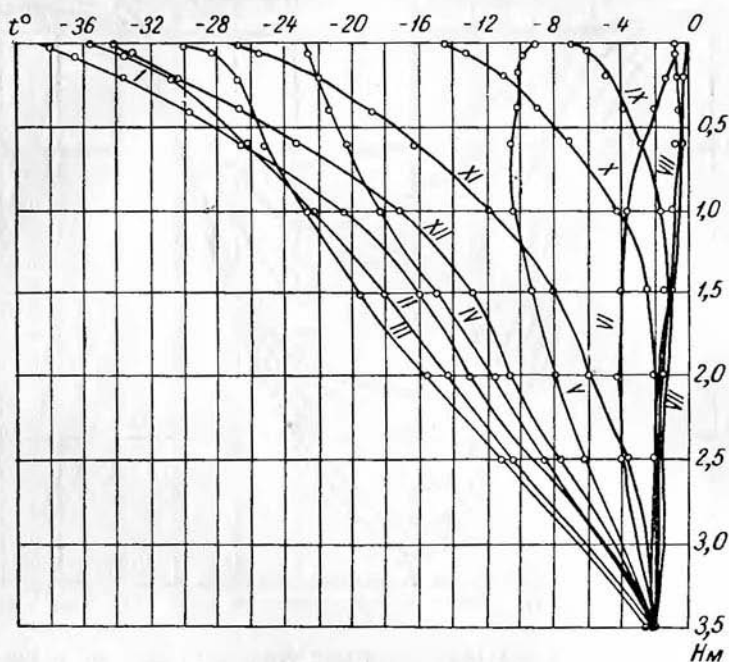


Рис. 21в. Распределение среднесесячных температур в ледяном покрове.

Количественно этот коэффициент можно выразить в условных единицах площади эпюры, построенной на координатных осях времени и температуры. По оси абсцисс откладываем количество дней, а по оси ординат — температуру в градусах. Площадь будет выражена в градусоднях мороза. Очевидно, чем больше величина площади, тем больше «промерз» ледяной покров. Результаты анализа приведены в табл. 46.

Из таблицы видно, как неравномерно промерзает ледяной покров. Совершенно очевидно, что механические свойства льда в 1939/40 и 1940/41 гг. для ледяного покрова были разные, так как промерзание льда в эти годы отличалось друг от друга.

Таким образом, в ледяном покрове, помимо анизотропии льда, как материала, наблюдается анизотропия и самого ледя-

Распределение температур в толще льда по данным Ф. Мальмгрена

Дата	Слой (см)			
	0	30	80	160
Зимний период (эпюра трапецеидальная)				
10/X	—11,0	—7,5	—3,2	—1,2
1/XII	—23,6	—21,6	—15,4	—6,7
1/II	—38,0	—26,9	—19,4	—10,5
1/V	—17,6	—15,7	—13,4	—8,8
Весенне-летний период (эпюра выпуклая)				
10/V	—8,3	—10,4	—9,3	—6,8
28/V	—3,0	—7,3	—7,4	—5,7
30/VI	0,0	0,4	—1,9	—3,0
Осенний период (эпюра вогнутая)				
7/IX	—2,0	—0,5	—0,7	—0,9
20/IX	—6,8	—1,7	—0,8	—1,2
30/IX	—10,0	—4,4	—1,1	—1,3

Таблица 46

Значения коэффициента промерзания ледяного покрова
(градусодни мороза)

Слой	1939—1940 г.	1940—1941 г.	1939—1940 г.	При дрейфе „Мод“ 1933 г.
Воздух	3700	3540	3100	—
Поверхность	—	2700	2340	3600
0,5 м	1560	1560	1160	1880
1,0 м	1120	320	600	1400
1,5 м	1000	200	300	1200
Для всего ледяного по- крова	5080	4780	4400	8080

ного покрова, вызванная внешними условиями. Неравномерное распределение температур льда объясняет отмеченные практикой случаи встречи в навигационный период со льдами как повышенной, так и пониженной прочности. В случае, когда в ледяном покрове низкие температуры сохранялись в глубинных слоях, лед к навигационному периоду подходит достаточно прочным, и процессы внутреннего таяния в нем еще не произвели разрушительной работы. И наоборот, при высоких температурах глубинных слоев к периоду навигации ледяной покров почти разрушается и быстро исчезает.

Приведенные характеристики распределения температур касались ледяного покрова термического происхождения. Измерения температуры ледяного покрова динамического происхождения производились мало. Наблюдения показывают, что для этих льдов закон распределения температур тот же, но перепад температур от воздуха к воде распределяется на большую толщину

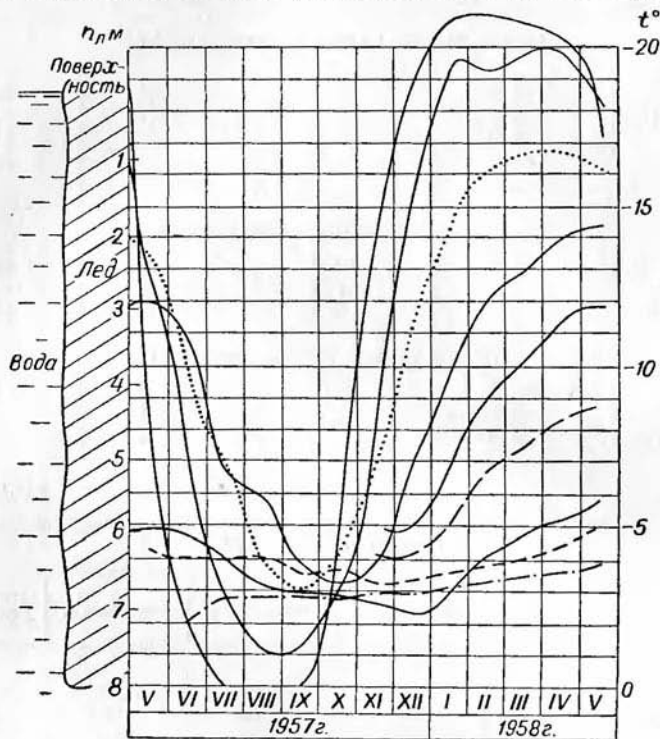


Рис. 22. Температура льда ледяного острова СП-6.

и нижние слои слабо реагируют на изменения температур у верхней поверхности льда. Весьма интересные измерения температур получены на дрейфующем ледяном острове (рис. 22).

ПРОЧНОСТЬ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

В 1945 г. автором были установлены следующие закономерности распределения прочности льда по толщине ледяного покрова и изменения ее по времени.

1. Прочность ледяного покрова есть величина переменная; она является функцией внешних условий и процесса теплообмена между атмосферой и гидросферой.

2. Для каждого сезона распределение прочности по толщине ледяного покрова имеет свои характерные особенности:

В зимний период отмечаются две ветви изменения прочности: нарастание и спад. По абсолютной величине прочность в этот сезон наибольшая. Наиболее прочные слои находятся у верхней поверхности льда. Эти слои претерпевают изменения, вызванные колебаниями температур. Прочность нижних слоев остается более или менее постоянной и определяется температурным режимом подстилающей поверхности (воды).

В весенний период происходит выравнивание прочности по толщине; все слои имеют прочность, достаточно близкую к прочности нижних слоев.

В летний период наблюдается общее уменьшение прочности: она в этот период составляет всего 5—10% от прочности зимнего льда. Наиболее прочными являются средние слои. В прибрежных арктических морях в этот период лед исчезает.

В осенний период прочность верхних слоев увеличивается при общем увеличении прочности всей толщи льда. По толщине отмечаются два максимума прочности: один, оставшийся от летнего периода, в средних слоях, и другой — в верхних слоях.

На рис. 23 представлены эпюры прочности льда.

ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ СОПРОТИВЛЯЕМОСТЬ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Установление закономерностей распределения прочности льда дало возможность подойти к решению прогностических задач. Прочность и толщина льда являются основными характеристиками, определяющими несущую способность ледяного покрова, возможность его разлома и его сопротивление воздействию внешних сил. Чтобы учитывать количественное изменение обеих величин, нужен критерий, который определял бы изменение толщины и прочности льда в зависимости от изменения гидрометеорологических условий. Таким критерием может явиться эпюра распределения прочности льда по толщине. В общем случае площадь эпюры может быть выражена следующим уравнением:

$$\Omega = \int_n^0 f(\sigma) dh,$$

где Ω — площадь эпюры, кг/см; h — толщина льда, см; $f(\sigma)$ — уравнение кривой, огибающей эпюру, кг/см².

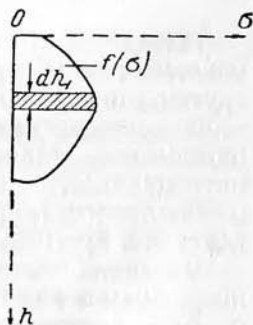


Рис. 23а. Эпюра потенциальной сопротивляемости.

Могут быть приняты любые виды сопротивления на сжатие, изгиб или срез. Но лучше брать сопротивление на изгиб. Эта характеристика для льда наиболее устойчива.

Чем больше величина эпюры, тем больше сопротивление льда внешним силам. В зависимости от вида нагрузки разлом ледяного покрова будет происходить согласно законам сопротивления материалов. Величина эпюры будет характеризовать качественную характеристику ледяного покрова, его потенциальную сопротивляемость.

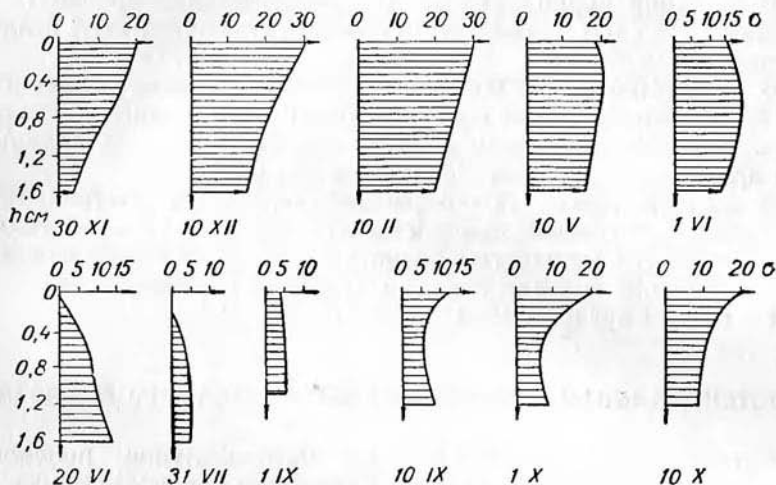


Рис. 236. Эпюры прочности льда в течение года.

Если сопоставить площадь эпюры с величиной усилий, затрачиваемых на разрушение льда ледоколом или другим видом нагрузки, то можно установить предельные значения величины этой площади, при которых дальнейшее продвижение ледокола невозможно. Можно также установить, при каких величинах потенциальной сопротивляемости движение ледокола будет осложненным, а при каких легким. Основываясь на этом, можно перейти к прогнозу для решения тех или иных инженерных задач.

Величина эпюры есть величина переменная. Она меняется по сезонам и как бы связывает физические характеристики льда и его механические свойства с географическими и гидрометеорологическими условиями. Для всех сезонов года может быть получен характерный вид эпюры потенциальной сопротивляемости.

Зимний период. Эпюра с наибольшей площадью, трапециевидальная, с наибольшей прочностью в верхних слоях.

Весенний период. В связи с тем что прочность выравнивается по толщине, эпюра приближается к прямоугольной.

Летний период. Происходит общее уменьшение величины эпюры, форма выпуклая.

Осенний период. Эпюра имеет два максимума. Характерной ее особенностью является вогнутый вид.

Величина потенциальной сопротивляемости ледяного покрова меняется для разных видов льда. Так, для годовальных ровных льдов она изменяется от 0 до 2000, для многолетних льдов — от 500 до 3000, для паковых льдов — от 4000 до 8000, для торосистых ледяных нагромождений — от 1000 до 10 000 кг/см.

Прогноз сопротивляемости льда основывается на прогнозе гидрометеорологических условий. Прогностический расчет сводится к следующему:

а) устанавливаются данные синоптического прогноза применительно к прогнозу сопротивляемости льда;

б) определяются фактическое состояние льда на период, предшествующий прогнозу, толщина льда, наличие снега и строится эпюра потенциальной сопротивляемости;

в) на основании синоптического прогноза проводится прогностический расчет толщины и прочности и строится эпюра потенциальной сопротивляемости.

В дальнейшем прогноз уточняется на основании фактических данных.

Синоптический прогноз дает температурную аномалию, по которой производится пересчет на абсолютные значения температуры воздуха. При разборе вопроса о росте ледяного покрова уже отмечалось, что основными факторами этого роста являются отрицательные температуры воздуха, продолжительность их стояния, наличие изоляционной прослойки в виде снега и льда, первоначальная толщина льда, соленость и температура воды, из которой образуется лед.

Все эти факторы должны быть учтены при вычислении толщины льда. Строятся специальные графики в зависимости от прогнозируемой температуры, и для намеченного района можно получить расчетную толщину льда.

В связи с тем что прогноз гидрометеорологических элементов не дает данных об осадках, расчет сопротивляемости льда приходится вести для двух вариантов: при наличии снега на льду и при его отсутствии. На основании прогнозируемой температуры определяется прочность льда. Площадь эпюры, построенной по этим данным, и будет являться прогнозируемой сопротивляемостью льда в зимний и преднавигационный периоды. Для прогностического расчета в весенне-летний период по расчетным графикам определяется толщина стаявшего с верхней поверхности льда.

На основании прогноза устанавливается срок появления на льду воды (снежниц), эта температура принимается за 0° и

считается, что при 0° на морском льду должна появиться вода, так как температура замерзания в зависимости от солености снижается от $-1,5$ до $-1,9^{\circ}$.

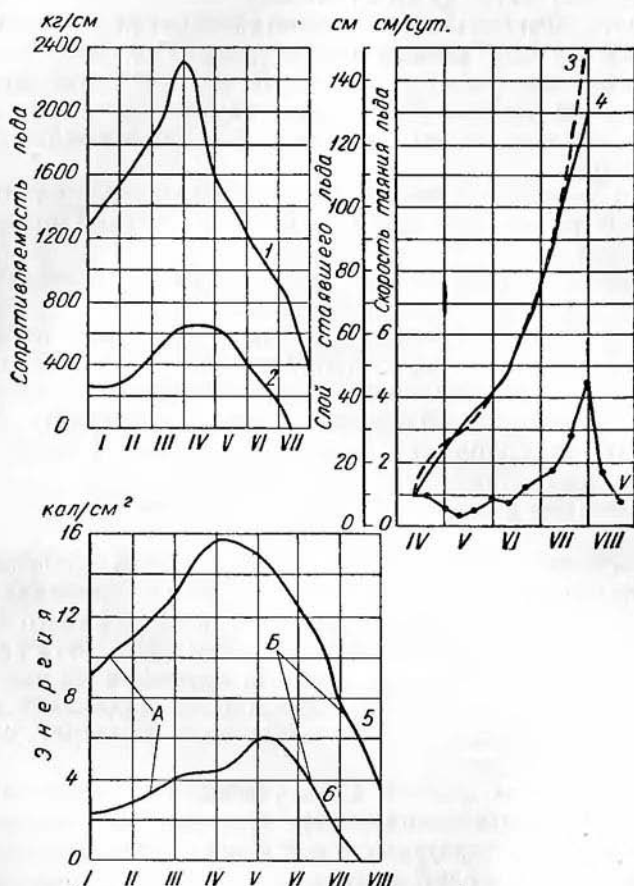


Рис. 23в. Максимальная (1) и минимальная (2) сопротивляемость льда, скорость таяния фактическая (3) и расчетная (4) и энергетические кривые за годы с максимальной (5) и минимальной (6) повторяемостью.

А — отдача тепла морем в связи с ледообразованием, Б — затраты тепла на таяние льда.

Анализ предыдущих наблюдений за толщиной и прочностью льда позволяет построить специальные графики максимальной и минимальной сопротивляемости льда, величины и скорости таяния и энергетические кривые. На рис. 23в приведены для иллюстрации эти кривые.

Как указывает Г. Н. Яковлев, тепловой баланс ледяного покрова определяется рядом процессов, связанных с непрерывным обменом тепловой энергией между водой и воздухом сквозь ледяной покров. Эти тепловые процессы условно можно разделить на четыре группы. К первой группе относятся процессы, протекающие на верхней границе ледяного покрова, ко второй — процессы, происходящие на нижней поверхности льда, к третьей — процессы, возникающие на боковых границах ледяного поля и, наконец, к четвертой — процессы совершающиеся в толще ледяного покрова и вызывающие в конечном итоге изменение теплосодержания самого льда.

Исходя из этого, уравнение теплового баланса ледяного покрова может быть представлено в общем виде

$$Q_4 = Q_1 + Q_2 + Q_3,$$

где Q_1 — сумма потоков тепла, поступающих на верхнюю поверхность ледяного покрова, граничащую с воздухом; Q_2 — сумма потоков тепла, проходящих сквозь нижнюю поверхность льда при теплообмене с водой; Q_3 — сумма потоков тепла, идущих через боковые границы ледяного поля; Q_4 — сумма тепла, выделяющегося при процессах внутри толщи льда.

Приравнявая сумму первых трех членов к четвертому — сумме тепла, выделяющегося при процессах внутри толщи льда, мы тем самым допускаем, что эти составляющие баланса исчерпывают весь теплооборот ледяного покрова с окружающей средой.

Уравнение теплового баланса ледяного покрова представляет собой частный случай закона сохранения энергии, поступающей в ледяной покров из атмосферы и подстилающей его воды.

Совокупность тепловых процессов на верхней поверхности ледяного покрова складывается из радиационного баланса деятельной поверхности, теплообмена между льдом и атмосферой, происходящего путем непосредственного нагревания или охлаждения прилегающих слоев воздуха и дальнейшей передачи тепла вверх с помощью турбулентного обмена, а также «скрытого» потока тепла, переносимого водяным паром при процессах испарения или конденсации. В первый член уравнения теплового баланса надо включить и тепло, приносимое или отнимаемое от льда при процессах аккумуляции (за счет выпадающих осадков) и при процессах абляции (за счет таяния льда).

Сумма потоков тепла, проходящих сквозь нижнюю поверхность ледяного покрова, складывается из теплообмена между прилегающими слоями воды и нижней поверхностью льда и теплоты кристаллизации, выделяемой или поглощаемой при нарастании или таянии льда.

Тепловые процессы на боковых гранях состоят из теплообмена погруженной части льда с водой и возвышающейся над водой частью льда с воздухом. Дополнительно происходит выделение или поглощение теплоты кристаллизации при намерзании или таянии на боковых гранях. На тех участках боковых граней, которые соприкасаются с воздухом, развиваются также процессы испарения и конденсации, поглощения и трансформации солнечной энергии.

В зависимости от результирующей всех тепловых процессов, происходящих на границе раздела сред, изменяется конфигурация боковых поверхностей льда.

На удаленных от кромок участках ледяного поля такой сложный комплекс теплообменных процессов отсутствует. Но там, кроме вертикальных, существуют и горизонтальные составляющие общего теплового потока, которые как бы стремятся выровнять неодинаковую стратификацию температур по вертикали на соседних участках ледяного поля. Возникновение горизонтальных составляющих главным образом связано с неравномерным залеганием снежного покрова на льду, неодинаковой мощностью последнего, наличием снежниц в период таяния и их форм трансформации в осенний и зимний периоды.

К последней группе тепловых процессов, участвующих в формировании теплового баланса ледяного покрова, относятся процессы, которые развиваются внутри толщи льда и приводят к изменению его теплозапаса.

Ледяной покров является своего рода индикатором, непрерывное изменение теплового состояния которого указывает на преобладание прихода или расхода тепла на его верхней и нижней поверхности.

Разности температур на верхней и нижней поверхности ледяного покрова вызывают возникновение тепловых потоков во льду, направление и величина которых под влиянием сложного сочетания ряда причин меняется в течение года. Вследствие непрерывного изменения температуры льда колеблется и его теплозапас.

Как указывает Г. Н. Яковлев, рассмотренные отдельные составляющие играют различную количественную и качественную роль в формировании теплового баланса ледяного покрова. Одни являются доминирующими в течение всего года (радиационный баланс), другие носят сезонный характер (теплота, затрачиваемая на таяние льда) и, наконец, третьи (теплообмен с окружающим льдом или тепло, приносимое осадками) имеют второстепенное значение по сравнению с главными составляющими теплового баланса.

Для расчета баланса следует просуммировать все потоки тепловой энергии и приравнять их к балансу тепла процессов, происходящих в выделенном элементе объема.

Заменяя в уравнении¹ общие члены их составляющими, получим расчетное уравнение в виде

$$S + P + V + U + B_1 = Z',$$

где S — радиационный баланс деятельной поверхности; P — турбулентный теплообмен; V — поток тепла испарения; U — теплота таяния льда; B_1 — общий поток тепла, проходящий сквозь нижнюю поверхность ледяного покрова; Z' — суммарная величина изменения теплозапаса элемента объема льда.

Яковлеву впервые удалось подсчитать тепловой и радиационный баланс. Радиационный баланс оказался положительным и составил 2,9 ккал/см²; положительным он отмечается в период май—сентябрь и составляет 11,9 ккал/см², отрицательный баланс приходится на октябрь—апрель и равен 9 ккал/см². Остановимся подробнее на выводах Яковлева.

Турбулентный поток тепла для дрейфующих льдов имеет ясно выраженный годовой ход: с мая по сентябрь он направлен вверх от подстилающей поверхности, в остальное время года — в обратном направлении.

Тепловой поток, направленный из атмосферы к ледяному покрову в полярную ночь (4 ккал/см²), оказывается больше потока тепла, направленного вверх в светлое время года (2,5 ккал/см²).

Роль отдельных составляющих в формировании теплового баланса весьма различна. Затраты тепла на испарение и поток тепла из воды характеризуются наибольшими годовыми величинами по сравнению с другими составляющими. Это объясняется преобладанием в течение года одного направления указанных потоков.

Наоборот, годовая сумма радиационного баланса, положительная и небольшая по величине, занимает только третье место по тепловому эффекту среди других составляющих. Роль радиационного тепла является главной в формировании теплового баланса, потому что в месяцы наиболее интенсивного прихода солнечной энергии и излучения с поверхности ледяного покрова суммы радиационного баланса заметно превалируют над остальными составляющими. Но так как в разные периоды года радиационный баланс имеет положительные и отрицательные величины, суммарный эффект оказывается небольшим.

Необходимо рассматривать тепловой баланс отдельно за летний и зимний периоды или ввести дополнительную характеристику, например, понятие об абсолютной величине теплооборота каждой составляющей. Под этой величиной будем понимать общее количество тепловой энергии, участвовавшее в формиро-

¹ В формуле опущены члены Q и T , представляющие собой соответственно тепло, приносимое осадками и теплообменом с окружающим льдом, как втростепенные величины.

вании теплового баланса в течение года, независимо от знака и направления. В последнем случае оказывается, что на первом месте стоит теплооборот радиационного тепла, достигающий 21 ккал/см² или около 40%. Теплооборот других составляющих значительно меньше; второе место занимает поток тепла испарения (20%), третье — турбулентный теплообмен (13%), четвертое — поток тепла из воды (11%), пятое — теплозапас (10%) и последнее — таяние льда (6%).

Годовой ход составляющих теплового баланса резко отличается от годового хода радиационного баланса. За исключением теплозапаса, все остальные составляющие имеют годовой ход, в основном противоположный ходу радиационного баланса, и испытывают относительно меньшие изменения в течение года.

Наличие в течение года такой своеобразной подстилающей поверхности как ледяной покров накладывает отпечаток на ход всех составляющих. Так, в разгар таяния значения турбулентного теплообмена приближаются к нулю. В летнее время турбулентный поток, направленный ото льда вверх, оказывается меньше турбулентного потока в полярную ночь, направленного к подстилающей поверхности. В период таяния и наибольшего прогрева льда поток из воды перестает играть роль «обогревателя» льда и фактически исчезает. В этот период теплозапас ледяного покрова испытывает некоторые изменения, связанные с особенностями температурного режима и высокой теплоемкостью морского льда при температуре, близкой к температуре плавления.

ЦЕЛОСТНОСТЬ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Практика ледоведения выработала достаточно строгую классификацию, характеризующую ледяной покров арктических морей с точки зрения целостности ледяного покрова.

Различаются два класса льдов:

а) льды *неподвижные* (припай), представляющие собой лед, примерзший к берегу. Этот лед встречается главным образом в бухтах, заливах, проливах и на мелководных пространствах моря. К концу зимнего периода ширина припая в зависимости от географического положения района может достигать десятков и сотен километров.

Припай имеет только вертикальные колебания, зависящие от сгонно-нагонных и приливных явлений и представляет собой ледяной покров термического происхождения. Только отдельные его участки (например, стамухи или торосистые участки по его кромке) динамического происхождения. Он может быть в двух стадиях. Наибольшее распространение в арктических морях имеет припай стадии I (однолетний), образующийся ежегодно в одних и тех же местах.

Значительно меньшее распространение имеет припай стадии II (двухгодовалый и многолетний). При своем образовании припай проходит последовательно те же первоначальные формы молодого льда, какие характерны для стадии I ледяного покрова термического образования;

б) льды *дрейфующие*, не примерзшие к берегу и передвигающиеся под влиянием ветра и течений. Эти льды также последовательно проходят через первоначальные формы молодого льда. Дрейфующие льды могут быть как термического, так и динамического происхождения. Размер их колеблется в широком пределе.

Различаются следующие формы дрейфующих льдов:

1) сплошной лед — смерзшиеся, значительные по площади массивы льда;

2) ледяные поля — площади плавучего льда, протяжением не менее 3—5 км;

3) обломки полей — площади льда протяженностью от 200 м до 3 км;

4) крупнобитый лед — куски разбитого льда протяженностью от 20 до 200 м;

5) мелкобитый лед — куски льда, протяженностью до 20 м;

6) ледяная каша — измельченный лед, смешанный со снежной и шугой.

Одним из элементов, характеризующих целостность ледяного покрова, является трещиноватость. Трещины могут быть разного происхождения.

Трещины термического происхождения образуются при формировании льда и в период его развития. Причиной возникновения трещин является сложный процесс формирования морского льда, связанный, с одной стороны, с расширением вновь образовавшегося льда, а с другой, — со сжатием уже существующего льда. В процессе развития льда возникают термические трещины за счет внутренних напряжений, вызванных разностью температур.

Ширина термических трещин тем больше, чем больше протяженность ледяного покрова. Термические трещины более интенсивно образуются в начале зимы; сквозные термические трещины бывают значительно реже, чем несквозные.

Трещины, вызванные колебаниями уровня, могут возникать в период формирования ледяного покрова и в течение всего его существования. Разлом происходит вблизи закрепленного участка льда под действием собственного веса, либо в связи с критическим прогибом.

Трещины, вызванные силами, действующими в плоскости, параллельной поверхности ледяного покрова (силы сжатия и ветровое воздействие), характерны для ледяного покрова небольших толщин при достаточно больших усилиях.

Трещины, возникающие под воздействием искусственных нагрузок на лед при его эксплуатации или разрушении наблюдаются в двух видах: непосредственно перед разрушением образуются радиальные трещины, а в самый момент разрушения — круговые трещины, расположенные на некотором расстоянии друг от друга.

Целостность ледяного покрова также нарушается в период таяния вследствие образования снежниц, проталин и промоин.

Для дрейфующих льдов принята характеристика так называемой сплоченности льда; это количество льда и чистой воды, приходящееся на данную площадь (исчисляется по 10-балльной шкале). Эта характеристика имеет большое навигационное значение.

ТОЛЩИНА ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Толщина ледяного покрова изменяется в зависимости от сезона. С осени при понижении температур толщина начинает нарастать и достигает своего максимума. Затем в весеннее время идет процесс таяния, и толщина ледяного покрова начинает уменьшаться. При наличии снежного покрова общая толщина льда может увеличиваться за счет слежавшегося снега. При этом снеговой лед будет значительно слабее основного кристаллического льда. В ряде случаев на образовавшемся льду выступает вода, которая затем замерзает, образуя поверхностный слой также довольно слабого льда.

Таким образом, общая толщина измеренного льда может состоять из суммы входящих в ледяной покров разновидностей льда: снегового, водно-снегового и, наконец, водного монолитного кристаллического льда.

Все эти льды по прочности разные, поэтому при решении задач ледотехники следует считаться с видом льда, и в зависимости от конкретных задач ориентироваться на определенный вид льда. Так, например, при учете грузоподъемности нужно совершенно исключить из расчета снеговой лед, а прочность водно-снегового брать с коэффициентом $\frac{1}{2}$.

Для сравнения разных видов льда можно принять за критерий отношение толщины кристаллического водного льда ко всей толщине ледяного покрова, это отношение в идеальном случае только кристаллического льда будет равно 1,0. Подсчеты показали, что для арктических льдов оно колеблется от 0,9 до 1,0, а для антарктических морских льдов, характерных большими толщами снега, переходящего в снеговой лед, — от 0,15 до 0,80.

Большое практическое значение имеет исследование упругих свойств ледяного покрова, которые могут быть охарактеризованы модулем упругости, модулем скалывающих напряжений и коэффициентом Пуассона. Все эти величины связаны между собой уравнениями, для решения которых необходимо знать две из указанных величин.

Из теории упругости известно, что от источника возбуждения в безграничной однородной среде распространяются две упругие волны: одна волна (продольная) определяет объемные деформации, другая волна (поперечная) — деформацию сдвига. Каждая из волн распространяется независимо одна от другой с соответствующей скоростью, зависящей от плотности среды и ее упругих свойств. Эта зависимость выражается следующими уравнениями:

$$V_1 = \sqrt{\frac{E}{g} \frac{1+n}{(1+n)(1-2n)}},$$

$$V_2 = \sqrt{\frac{E}{g} \frac{1}{2(1+n)}},$$

где V_1 — скорость продольной волны; V_2 — скорость поперечной волны; g — плотность льда; E — модуль упругости; n — коэффициент Пуассона.

Если решить эти уравнения относительно E и n , то для модуля упругости

$$E = g \frac{3V_1^2 V_2^2}{V_1^2 - V_2^2},$$

для коэффициента Пуассона

$$n = \frac{1}{2} \frac{V_1^2 - 2V_2^2}{V_1^2 - V_2^2}.$$

Измерения скоростей продольных и поперечных волн в ледяном покрове и плотности льда в отдельных его точках позволяют вычислить модуль упругости и коэффициент Пуассона. Провести такие измерения можно методом сейсморазведки. С помощью специальных сейсмоприемников на ленте осциллографа отмечается время прохода продольной и поперечной волн, вызванных взрывом. Зная расстояние от сейсмографа до места взрыва, легко подсчитать скорость волн и определить упругие характеристики как для части, так и для всего ледяного покрова.

Приведенные уравнения справедливы для безграничной однородной среды. При исследованиях льда это требование не соблюдается, так как лед представляет бесконечную пластинку

с конечной толщиной, лежащую на упругом основании. Допущением является предположение о справедливости для льда закона Гука, а также о полном переносе энергии волны. Однако все перечисленные допущения дают ошибку второго порядка малости. Поэтому метод сейсморазведки можно принять для дальнейших исследований как наиболее правильный и совершенный. Он позволяет достаточно объективно оценить упругие характеристики

ледяного покрова в его естественном состоянии.

Результаты экспериментов показали, что речной лед, обладающий весенне-летней прочностью (т. е. в значительной степени затронутый таянием), при температурах, близких к нулю, имеет несколько пониженную скорость продольных волн. Полученные величины равны 900 м/сек. для продольной волны и 1590 м/сек. для поперечной волны. Модуль упругости $E=60$ т/см², коэффициент Пуассона $n=0,29$. Приводим результаты этого исследования (табл. 47).

Продольные волны, обладающие наибольшей скоростью, могут быть зарегистрированы без особых трудностей. Регистрировать поперечные волны труднее;

для этого необходимо разработать специальную аппаратуру. Однако в целом, опыты подтвердили, что метод сейсморазведки дает объективную оценку упругих характеристик ненарушенного ледяного покрова (рис. 24).

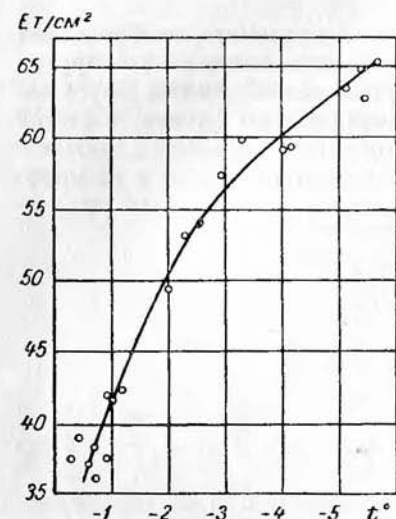


Рис. 24. Зависимость модуля упругости от температуры льда.

Таблица 47

Результаты исследования упругих характеристик морского льда

Температура льда (град.)	Скорость волн (м/сек.)		Модуль (г/см ²)		Коэффициент Пуассона
	продольных	поперечных	упругости	сдвига	
-4,2	2900	1640	66	24	0,36
-3,6	2800	1580	62	22	0,36
-3,3	2670	1500	55	20	0,37
-2,6	2620	1470	53	19	0,37
-2,0	2560	1420	50	18	0,38
-1,5	2400	1340	44	16	0,38
-1,0	2200	1230	37	14	0,39
-0,9	2100	1160	34	12	0,39

Исследование напряженного состояния ледяного покрова также является одним из важнейших вопросов, в котором заинтересована практика. Ледяной покров — это пластина с разными пределами упругости и разными свойствами по толщине, весьма сильно меняющимися под воздействием внешних условий. Состояние напряжения ледяной пластины также зависит от внешних условий. Причины, вызывающие напряженность ледяного покрова, можно разделить на две группы. К первой группе относятся изменения температур и колебания уровня воды. Эти причины вызывают напряжения и деформации в ледяном покрове и приводят к его разрушению без приложения внешних нагрузок. Вторая группа причин — внешние нагрузки: действие ветра, торошение и сжатие льдов, воздействие ледокола, статические и динамические нагрузки и т. д.

Определение роли каждого из перечисленных факторов представляет большой интерес, так как позволяет установить районы, наиболее подверженные динамическим воздействиям.

Раскрыть закономерности, происходящие в ледяном покрове в связи с изменением его напряженного состояния, можно, используя метод тензометрии.

Исследования напряженного состояния ледяного покрова были произведены на Ладожском озере в феврале—марте 1955 г. Тензометры, установленные в ледяном покрове на разной глубине, показали те изменения, которые произошли в нем в результате изменений внешних условий. Быстрое повышение температуры воздуха, наблюдавшееся в этот период, вызвало в ледяном покрове скачок в деформациях, в результате чего возникло статическое давление, которое затухало с увеличением толщины. Тепловая волна, вызывающая это расширение, проникала в толщу льда с замедлением и постепенно затухала (рис. 25).

В дальнейшем в мае 1955 г. работы были перенесены на дрейфующие льды. Для измерения деформаций ледяного покрова на разных его глубинах были установлены датчики, соединенные проводами с регистратором (электронным измерителем деформаций), имевшим два канала («грубый» и «точный») для измерения деформаций от $1 \cdot 10^{-5}$ до $1 \cdot 10^{-3}$. Тензометры сопротивления были установлены в годовалом ледяном покрове на 0,2, 0,7 и 1,7 м, в паковом — на 0,2, 1,0 и 2,0 м от поверхности. Наблюдения производились несколько раз в сутки. Термометры сопротивления, установленные в ледяном покрове, позволяли следить за температурой в его толще. Результаты этих наблюдений деформации льдов представлены на рис. 26.

В годовалых льдах происходили сложные деформации. Наряду с большими периодами сжатия, например, 3—5, 14—16 и

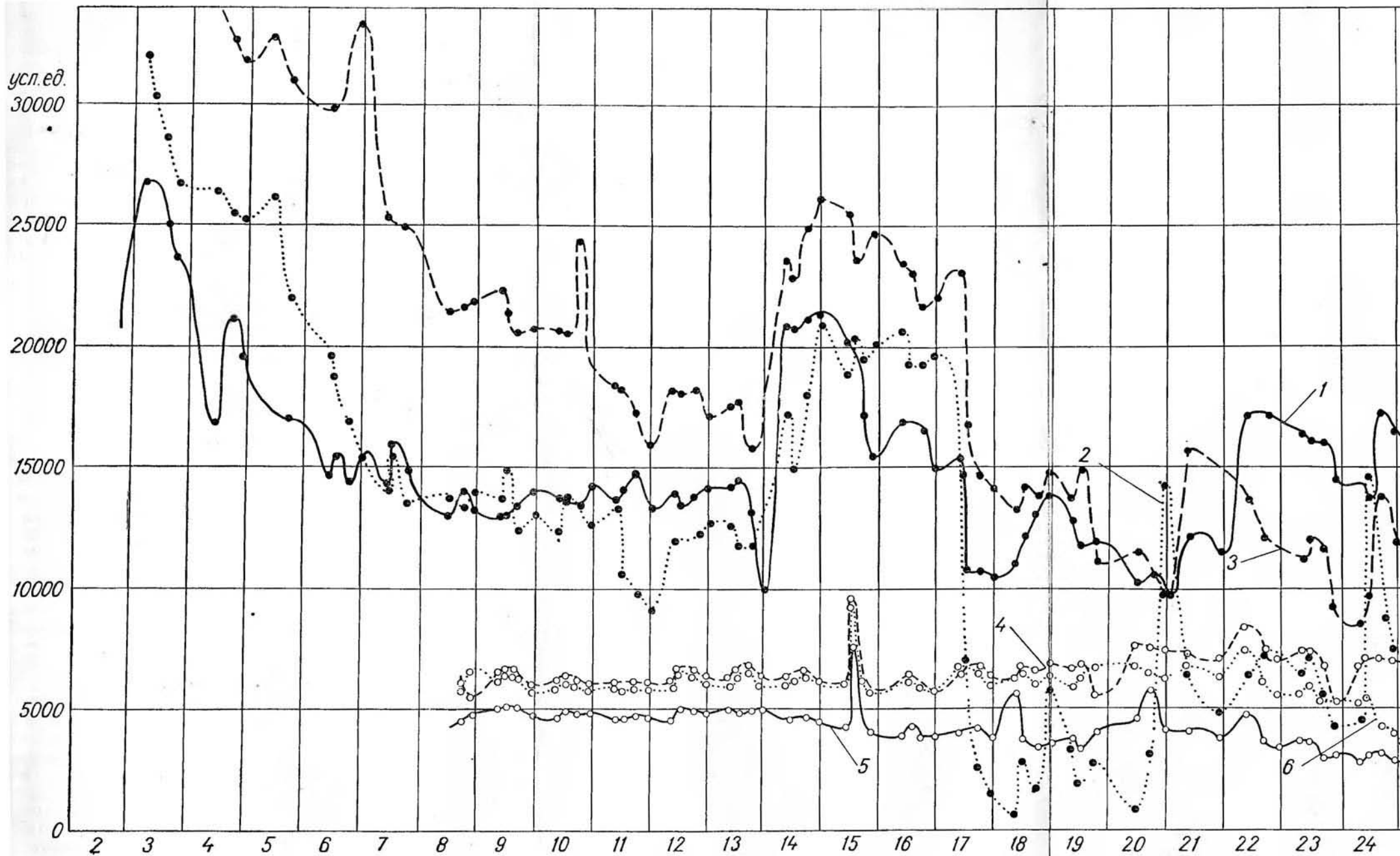


Рис. 26. Деформация льдов по данным тензодатчиков в условных единицах шкалы прибора.
Для годовальных льдов на глубине: 1—0,2 м, 2—1,7 м; 3—0,7 м; для паковых льдов на глубине: 4—0,2 м; 5—1,0 м; 6—2,0 м.

Годовалый дрейфующий лед	$0,8-0,9 \cdot 10^{-2}$
Паковый дрейфующий лед	$0,2-0,3 \cdot 10^{-2}$
Припай Ладожского озера	$0,1-0,5 \cdot 10^{-2}$

Из приведенных цифр следует, что деформация в паковом льду в 3—4 раза меньше чем в годовалом. Это объясняется размерами, толщиной и прочностью этих льдов.

Таким образом, тензометрические наблюдения дают возможность установить количественную связь между напряженным состоянием ледяного покрова, его видом, возрастом и внешними силами (ветер, течения, изменения температур и т. д.). С помощью тензометрии необходимо проводить исследования разрушения ледяного покрова при воздействии на него ледокола и распределения напряжений в ледяном поле. Практически требуется вморозить серии тензодатчиков в ледяной покров и периодически измерять их показания при работе ледокола. Одной из первоочередных задач в этой области является создание автоматической записи показаний тензодатчиков.

Всесторонне решить задачу о напряженном состоянии ледяного покрова невозможно без знания возникающих в нем колебаний, в результате которых происходит его разрушение. На дрейфующих льдах были проведены исследования с помощью сейсмографов (вертикальных и горизонтальных). Сейсмографы вполне себя оправдали. Исследования проводились на паковом поле. Сейсмографы были первоначально ориентированы в направлениях север—юг и восток—запад. В последующем при изменении направления дрейфа и поворотах льдины вводились поправки. Приборы были установлены на максимальное увеличение записи, регистрация производилась в специальной паплатке.

Исследования показали, что колебания ледяного покрова оказались весьма неравномерными. Отмечены циклы «покоя», продолжавшиеся иногда в течение многих суток и сменявшиеся весьма «бурными» циклами. Установлено, что дрейфующий лед подвержен постоянным колебаниям, различным по интенсивности и частоте. Интенсивность колебаний менялась в очень широких пределах: от 2 до 1000 мм и более (на сейсмограмме). Обнаружено несколько групп периодов этих колебаний. Высоко-частотные колебания имели периоды в десятые и сотые доли секунды, среднечастотные — до 1 секунды, а низкочастотные — даже около 1 минуты. Низкочастотные колебания отличались постоянством периода и амплитуды и характеризовались большой интенсивностью. При этом отмечались колебания всей массы льда в целом. Смещения, вызванные этими колебаниями, изменились от долей до целого микрона. В «бурные» циклы смещения достигали 100 мк. Исследованиями выявлены постепенные медленные наклоны, а также резкие наклоны с быстрым изменением положения всей льдины.

Кроме непрерывных колебаний, на сейсмограммах обнаруживаются отдельные группы колебаний, по своему характеру, напоминающие землетрясения.

ОСНОВНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА НАРАСТАНИЯ (термического происхождения)

В зависимости от интенсивности солнечного облучения Земли и от меридионального воздухообмена, обуславливающего перенос теплых воздушных масс с юга на север и холодных масс воздуха с севера на юг, увеличивается или уменьшается термический градиент между низкими широтами (тропиками) и высокими широтами (Арктикой).

Как справедливо указывал Г. Я. Вангенгейм, меридиональный обмен воздушных масс выравнивает различие в межширотных температурах. На развитие и ход меридионального воздухообмена влияет характер подстилающей поверхности. Но, с другой стороны, и сама подстилающая поверхность, взаимодействуя с переносимыми воздушными массами, претерпевает те или иные изменения. В частности, на тепловые процессы в море в очень большой степени влияет лед.

Как уже отмечалось выше, ледообразование зависит от интенсивного оттока тепла, наличия переохлажденной воды и ядер кристаллизации.

Установлено, что если температура при ледообразовании была очень низкой и процесс шел быстро, то лед оказывался менее прочным; наоборот, при медленном замерзании лед становился более прочным. Для морского льда это явление объясняется тем, что при быстром замерзании захватывается большое количество рассола, который, оставаясь в толще льда, увеличивает его общую соленость.

Для пресного льда уменьшенная прочность при быстром замерзании объясняется неправильностью роста кристаллов, неправильным их расположением и плохой спайкой. Для учета влияния скорости ледообразования можно воспользоваться специальным «коэффициентом ледообразования», который является количеством градусов, отнесенных к приросту 1 см льда в сутки (град/см/сут.).

Значение коэффициента ледообразования 0,5—1,0 град/см/сут. указывает на нормальные условия; в этом случае в уравнение прочности поправок на скорость ледообразования вводить не нужно.

Значение коэффициента ледообразования от 2,0 до 5,0 град/см/сут. соответствует очень низким температурам и большой скорости ледообразования. В этом случае при учете

прочности необходимо ввести поправку 0,85. Учет вида льда при ледообразовании может быть оценен так называемым «коэффициентом вида».

Значения этого коэффициента определяются из следующих соображений:

1) коэффициент вида равен 1, лед образуется путем замерзания поверхностного слоя воды;

2) коэффициент вида равен 0,5, лед образуется из растаявшего снега или вышедшей на поверхность старого льда воды;

3) коэффициент вида равен 0,1, лед образуется из слежавшегося, подтаявшего и смерзшегося снега.

Дальнейшее развитие ледяного покрова определяется условиями, которые складываются в море в результате взаимодействия приносимых воздушных масс с гидросферой. При этом ледяной покров будет являться тепловым изолятором.

Как указывал Г. Я. Вангенгейм, форма атмосферной циркуляции оказывает влияние на эффективность нагрева поверхности, а это, в свою очередь, влияет на величину теряемой при ледообразовании тепловой энергии моря и на количество и свойства льда.

Таким образом, развитие ледяного покрова термического происхождения теснейшим образом связано с атмосферной циркуляцией и является следствием ее воздействия на поверхность моря.

Согласно работам Вангенгейма, существует три основных типа циркуляции: западный, восточный и меридиональный.

Для *западного* типа циркуляции характерна активизация ветвей арктического фронта, что вызывает обострение контрастов температур в северных зонах. Контрасты температур особенно велики потому, что ослаблен меридиональный обмен. Районы Арктики начинают испытывать прогрессивное охлаждение, в результате чего развиваются отрицательные аномалии температур. Однако наряду с общим фоном отрицательных аномалий в Арктике в районах сходящихся изогипс происходит соприкосновение резко отличных по своим температурам воздушных масс. Адвективное тепло верхних слоев воздействует на изменение стратификации нижних слоев атмосферы, которые, в свою очередь, оказывают влияние на подстилающую поверхность и вызывают неравномерное распределение снегового покрова в разных районах Арктики.

При циркуляции этого типа может образоваться «пестрый» по толщине и прочности ледяной покров. Могут встретиться также «промороженные» льды в районе, где отсутствует снеговой покров.

Восточный тип циркуляции характеризуется тем, что сибирский антициклон сдвинут к западу, а алеутский циклон сильно увеличен. Основные очаги холода располагаются на континенте

Сибири, у восточного побережья Америки и в американском секторе Арктики. При этом типе циркуляции атмосферы характерен вынос тепла в европейский сектор Арктики.

При *меридиональном* типе циркуляции происходит смещение воздушных масс с меридиональной составляющей. Это вызывает глубокий межширотный воздухообмен. Происходит интенсивный вынос теплых масс воздуха по западной периферии и холодных — по восточной. Возникают зоны контрастных температур. Ледяной покров может быть неравномерным по толщине и по прочности.

Циркуляция атмосферы и соприкосновение теплых и холодных воздушных масс с поверхностью моря создают неодинаковые условия для образования и развития ледяного покрова термического происхождения.

Так как основная причина возникновения льда — холод — меняется как по районам, так и по времени, толщина и прочность ледяного покрова различны.

На неравномерное распределение толщин и прочности ледяного покрова влияют, помимо причин макромасштаба, местные условия. Измерения показали, что из-за местных условий даже на достаточно ограниченной площади толщины ледяного покрова отличаются больше, чем в два раза.

Наращение толщины льда происходит как с верхней, так и с нижней поверхности. Ряд исследователей предложил свои формулы для определения толщины льда с той или иной точностью. Одной из первых формул, позволяющих определять толщину ледяного покрова термического происхождения, является формула Стефана. Вывод формулы Стефана основан на том, что тепловой поток, проходящий сквозь слой льда, подчиняется условию Фурье.

Для вертикального столбика льда это условие Фурье представляется в следующем виде:

$$g\lambda_1 dh = \frac{k\Theta dt}{h},$$

где g — плотность льда; λ_1 — скрытая теплота плавления; k — коэффициент теплопроводности; Θ — температура воздуха; t — время замерзания, сутки; h — толщина льда.

Принтегрировав и решив это уравнение и подставив значения входящих коэффициентов, Стефан получил достаточно простую расчетную формулу

$$h = 3,4 \sqrt{\Theta t}.$$

В этой формуле толщина льда зависит от величины градусо-дней мороза (Θt). Толщина льда получена в см.

Для практических расчетов по формуле Стефана рекомендуется пользоваться коэффициентом 3,0 вместо приведенного

в формуле 3,4. Для определения времени, через которое лед достигнет толщины h , формула Стефана приобретает вид

$$t = \frac{h^2}{9\theta} \text{ сут.}$$

При выводе формулы Стефана сделан ряд допущений, причем мало отражены специфические условия ледообразования в море. При расчете по этой формуле могут быть ошибки, так как не учитывается снег. Полученная величина и сумма градусодней мороза являются основной величиной, определяющей рост льда.

Рост льда в открытом море исследовали Вейпрехт, Ф. Нансен, Ф. Мальмгрен, В. Х. Буйницкий, Г. Н. Яковлев и И. Г. Петров. Все эти исследователи также установили, что основным показателем, определяющим рост льда, является число градусодней мороза (т. е. продолжительность стояния отрицательных температур воздуха). Чем больше эта величина, тем больше при всех прочих условиях толщина льда. Это одно из основных условий, определяющих развитие ледяного покрова термического происхождения.

Сумма градусодней мороза зависит от географического положения, времени года и типа циркуляции атмосферы. После Стефана ряд авторов (Тамура, Барнес, Быдин, Сколовский и др.) предложил свои формулы, в которых толщина льда была также функцией температуры воздуха и времени действия этой температуры. По существу эти формулы мало отличались от формулы Стефана.

Таковы, например формулы-одночлены следующих авторов: А. Г. Дралкина

$$h^{2,5} = 5,6 \sum \theta t,$$

Д. Б. Карелина

$$h^2 = 2,15 (\sum \theta t)^{0,15}.$$

Иные формулы-двучлены:

Н. Беккера

$$h^2 + 2h = 13,45 \sum \theta t,$$

М. М. Казанского и А. Р. Шульмана

$$h = \sqrt{h_0^2 + m \sum \theta},$$

Х. Барнеса

$$h^2 + 2h = 11,7 \sum \theta t,$$

Н. Н. Зубова

$$h^2 + 50h = 8 \sum \theta t.$$

Зубов указывает, что его формула пригодна для всех морей Арктики, а формулы Беккера, Барнеса и Стефана дают

заниженные результаты. В формуле Казанского и Шульмана m — коэффициент, учитывающий соленость (для Финского залива равен 5), h_0 — первоначальная толщина льда.

Вторым условием, определяющим рост льда, является наличие и распределение снега на ледяном покрове. На рис. 27 приведены кривые, характеризующие влияние снега на рост льда. При одной и той же сумме градусодней мороза толщина ледяного покрова зависит от наличия снега.

В этом отношении весьма показательны исследования, проведенные Шишовым на Северной Двине в 1943-44 г. При одной

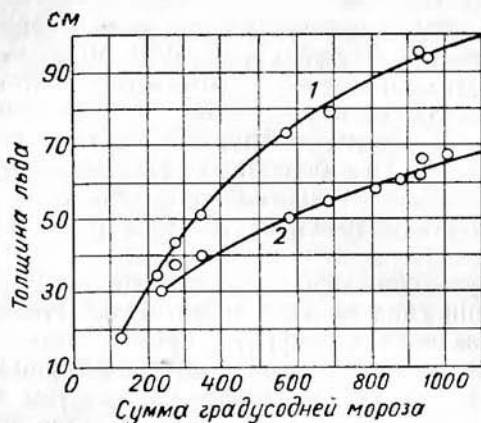


Рис. 27. Кривые зависимости толщины льда от суммы градусодней мороза.
1 — без снега, 2 — со снегом.

и той же сумме градусодней мороза толщина льда при отсутствии снега была больше в 1,5—1,6 раза, чем при его наличии.

Третьим условием, определяющим рост льда, являются гидрологические особенности той акватории, где происходит образование ледяного покрова, обусловленные химическим составом воды и течениями.

Течения замедляют ледообразование и механически воздействуют на ледяной покров, уменьшая его толщину. Это явление особенно характерно в проливах, где при очень больших значениях суммы градусодней мороза (до 7000) толщина льда не превышает 0,7 м. Сильные течения смывают часть льда (табл. 48).

Четвертым условием, определяющим рост льда, является первоначальная толщина ледяного покрова. Чем толще лед, тем медленнее идет дальнейший его прирост. Между величиной нарастающего льда и первоначальной его толщиной существует гиперболическая зависимость.

Влияние течения на рост льда

Характеристика	Ноябрь	Декабрь	Февраль	Апрель
Сумма градусодней мороза по фактическим наблюдениям	1000	1200	2000	5500
Фактическая толщина льда (м)	0,20	0,12	0,25	0,70
Толщина льда, которая могла бы образоваться при данном количестве градусодней мороза и при отсутствии течения (м)	0,96	1,09	1,35	2,15
Уменьшение толщины льда под действием течения (м)	0,76	<u>0,97</u>	1,10	1,45

Для морей это свойство ледяного покрова играет весьма важную роль. В тех случаях, когда в начале зимы наблюдается вынос льда, на свободной акватории образуется новый лед, который в своем росте догоняет первоначальный. В результате общее количество льда в море увеличивается.

Одним из условий, ускоряющих формирование ледяного покрова термического происхождения, является наличие старого льда в момент ледообразования. О влиянии старого льда на ускорение роста молодого льда указывает ряд авторов (В. Ю. Визе, Н. Н. Зубов, П. А. Гордиенко, В. Х. Буйницкий и др.).

Помимо упрощенных и полуэмпирических формул, для определения толщины нарастания льда, существует ряд достаточно точных, но в то же время и достаточно сложных методов. К их числу относятся методы А. Г. Колесникова и О. Девика. За последнее время в этой области появились также интересные работы Ю. П. Доронина. Остановимся на разборе этих методов, которые дают представление о происходящих процессах.

Исходные положения А. Г. Колесникова.

1. Ледяной покров равномерно покрыт слоем снега.

2. На льдину действует ветер со средней скоростью V_K .

Колесников считает, что под влиянием этой скорости лед приобретает скорость V_L , причем V_L меньше V_K .

3. Движение льда вызывает дрейф верхних слоев воды со скоростью V_B . Эта скорость также будет меньше V_K . Движение идет в направлении оси x (рис. 28).

Температурные поля сред, обтекающих льдину, стационарны. Для зимнего периода $\Theta_0 < \Theta_B$. При этом условии происходит выхолаживание верхней границы снежного покрова, начинается отток тепла, который и вызывает процесс ледообразования.

Условно выделяем столбик с площадью df и высотой $h + \delta$, где δ — высота снежного покрова. Определим баланс тепла для этого столбика. Нижняя граница за счет конвекции получает

от морской воды количество тепла dg_1 , верхняя граница по этой же причине теряет количество тепла dg_2 .

Количество тепла, выделяемого при ледообразовании составит

$$dg_3 = dg_2 - dg_1.$$

Величина dg_2 может быть найдена из следующих соображений. Благодаря конвекции тепло, которое получено от морской воды и выделено при ледообразовании на нижней поверхности, проходит сквозь ледяной столбик; оно равно

$$dg_2 = \left(\frac{\lambda_2}{h} - \frac{\lambda_0}{\delta} \right) (\Theta'' - \Theta') df dt,$$

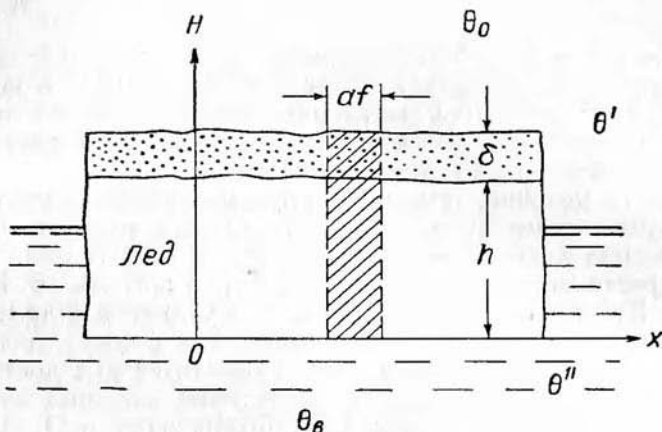


Рис. 28. Схема расчета толщины льда, по А. Г. Колесникову.

где λ_2 — коэффициент теплопроводности льда; λ_0 — коэффициент теплопроводности снега; Θ'' — температура замерзания (температура нижней кромки льда); Θ' — температура верхней кромки снежного покрова; t — время, сут.

То же количество тепла можно определить по закону Ньютона,

$$dg_2 = \alpha_1 (\Theta' - \Theta_0) df dt,$$

где α_1 — коэффициент теплоотдачи от снежного покрова к воздуху.

Решая оба уравнения, Колесников исключает из уравнения неизвестную величину Θ'

$$dg_2 = \frac{(\Theta'' - \Theta_0)}{\frac{h}{\lambda} + \frac{\delta}{\lambda_0} + \frac{1}{\alpha_1}} df dt.$$

Приток тепла от воды Колесников подсчитывает также по формуле Ньютона

$$dg_1 = \alpha_1 (\Theta_{\text{в}} - \Theta'') df dt.$$

Тепло, выделяемое при кристаллизации льда на нижней границе,

$$dg_3 = K_1 g dh df,$$

где K_1 — теплота кристаллизации.

Решая полученное уравнение

$$K_1 g dh df = \frac{(\Theta'' - \Theta_0)}{\frac{h}{\lambda} + \frac{\delta}{\lambda_0} + \frac{1}{\alpha_1}} df dt - \alpha_1 (\Theta_{\text{в}} - \Theta'') df dt,$$

сокращая на df и преобразовывая, получим

$$\begin{aligned} K_1 g \left(\frac{h}{\lambda} + \frac{\delta}{\lambda_0} + \frac{1}{\alpha_1} \right) dh = \\ = (\Theta'' - \Theta_0) dt - \alpha_1 \left(\frac{h}{\lambda} + \frac{\delta}{\lambda_0} + \frac{1}{\alpha_1} \right) (\Theta_{\text{в}} - \Theta'') dt. \end{aligned}$$

Наблюдения показывают, что температурный градиент в воде подо льдом чрезвычайно незначителен, и значение Θ'' близко к $\Theta_{\text{в}}$. Принимаем $\Theta'' = \Theta_{\text{в}}$, т. е. температуру замерзания равной температуре воды подо льдом. Тогда

$$K_1 g \left(\frac{h}{\lambda} + \frac{\delta}{\lambda_0} + \frac{1}{\alpha_1} \right) dh = (\Theta_{\text{в}} - \Theta_0) dt.$$

Скорость образования льда пропорциональна отдаче тепла в окружающую среду. Колесников принимает $K_1 = 90$ кал/час, $g = 0,9$ г/см³.

Теплопроводность зависит от плотности (по данным Шулейкина от $3,9 \cdot 10^{-3}$ до $5,6 \cdot 10^{-3}$ кал/см сек град). Среднее значение $\lambda_2 = 4,5 \cdot 10^{-3}$.

А. Я. Власов и П. Н. Успенский нашли то же значение для искусственного пористого льда, $\lambda_2 = 4,3 \cdot 10^{-3}$.

Теплопроводность снега, по Г. Абельсу, $\lambda_0 = 0,0067$ г². Коэффициент теплоотдачи от плоской поверхности (какой принята поверхность снега) α_1 принят по данным А. Френка, определившего охлаждение нагретой поверхности, обтекаемой ветром в естественных условиях.

В зависимости от скорости ветра при различных температурах поверхности

$$\alpha_1 = 1,75 V_{\text{к}}^{0,656} \cdot 10^{-4} \text{ кал/см}^2 \text{ град сек.}$$

Колесников считает, что достоверность этого коэффициента подтверждается расчетами Нуссельта и В. Югерса, получившими

весьма близкие его значения. Так, по данным Нуссельта, $\alpha_1 = 1,75V_{\kappa}^{0,78} \cdot 10^{-4}$, по данным Югерса, $\alpha_1 = 1,70V_{\kappa}^{0,765} \cdot 10^{-4}$.

Преимущество формулы Френка объясняется тем, что она получена для естественных условий.

Далее, проводя упрощения, подставляя числовые значения и используя формулу Шулейкина (о дрейфе льда), Колесников получает формулу, дающую возможность подсчитать прирост льда в условиях дрейфа. Для припайного льда формула примет следующий вид:

$$h^2 + \left[\frac{51,3}{V_{\kappa}^{0,656}} + \frac{1,34\delta_1}{g^2} \right] h = 10,8 \int_0^t (\Theta_u - \Theta_0) dt.$$

Если в этой формуле положить $V_{\kappa} = \infty$ и $\delta = 0$, то получается формула Стефана, которая, следовательно, является частным случаем формулы Колесникова.

Исходные положения О. Девика:

1. Процесс ледособразования статический.
2. Первый тонкий слой льда образуется за счет кристаллизации тонкого переохлажденного верхнего слоя воды.
3. Дальнейшее нарастание происходит благодаря тепловому потоку, исходящему от верхней поверхности воды, имеющей температуру 0° (для пресной воды), сквозь лед и воздух,

$$S_n = S_N + S_1 + S_2 - (g_m + S_b + S_d).$$

Общий тепловой поток S_n Девик считает состоящим из суммы частных потоков

S_N — эффективного (действительного) излучения; S_1 — испарения; S_2 — конвекции (турбулентного перемешивания); g_m — общего проникновения радиации,

$$g_m = \frac{\Theta_m}{d_0};$$

Θ_m — радиация за светлые часы суток; d_0 — светлые часы суток; S_b — приток тепла со дна; S_d — преобразование кинетической энергии в тепловую.

Задаваясь температурной функцией верхней поверхности ледяного покрова и температурой воздуха, используя теорию теплопередачи, Девик находит расчетное уравнение. Особенностью его решения является использование теплового потока, проходящего сквозь лед.

Вслед за нарастанием льда идет процесс его таяния. Н. Н. Зубов справедливо отмечал, что исчезновение морских льдов проходит через две стадии: ослабления и разрушения.

Процесс таяния льда идет с поверхности, с боков и снизу. Таяние с поверхности идет за счет тепла из атмосферы и за счет солнечной радиации, роль которой весьма велика.

В начальный период при общем таянии перезимовавшего льда наблюдается дополнительный приrost молодого льда за счет стекающей распресненной воды. По наблюдениям В. Х. Буйницкого, этот лед парастает за лето от 2 до 10 см. Таяние льда изучено еще недостаточно.

В настоящее время можно лишь весьма приближенно установить роль отдельных факторов таяния. Теоретически этот вопрос также еще подлежит разработке. Поэтому воспользуемся для дальнейших расчетов результатами непосредственных наблюдений за таянием и тем самым суммарно учтем все факторы.

Величина таяния льда в естественных условиях — нелинейная функция времени и подчиняется параболическому закону. Общий вид уравнения

$$h = mt^{\beta},$$

где h — величина стаявшего льда, см; m — угловой коэффициент, зависящий от географических и гидрометеорологических условий данного района; β — показатель степени, зависящий также от гидрометеорологических условий (приход и расход тепла, идущего на таяние); t — время в сутках, за которое происходит таяние.

Подобрать угловой коэффициент и показатель степени, одинаковые для всех районов, находящихся в различных гидрометеорологических условиях и занимающих разное географическое положение, невозможно: они будут иметь для каждого района свои значения. В ряде случаев даже один и тот же район имеет различные значения этих величин на протяжении всего периода таяния, так как процесс таяния весьма сложен, и удельный вес тех или иных условий, определяющих таяние, меняется во времени. Для каждого пункта следует построить свои расчетные уравнения таяния.

Еще менее исследован вопрос о таянии льда с нижней поверхности. Для дальнейшего расчета используем результаты непосредственных наблюдений, согласно которым скорость таяния с нижней поверхности составляет 0,3 см/сут. Таяние с нижней поверхности начинается спустя месяц после начала таяния льда с верхней поверхности.

Как уже отмечалось, в весенне-летний период происходит выравнивание температур в толще льда, а затем наиболее низкие температуры устанавливаются в средних и нижних слоях.

За изменением температур изменяется и прочность льда. Уменьшение ее за счет таяния может быть оценено коэффициентом ослабления. Коэффициент ослабления есть та прочность, на которую за сутки уменьшается прочность льда за счет таяния. Его размерность кг/см² сут. Этот коэффициент получен

на основании обработки материалов экспериментальных исследований физико-механических свойств льда.

Уменьшение прочности льда происходит по гиперболическому закону. Характерно, что ослабление льда идет в начальный период таяния очень интенсивно и затем замедляется. Приводим значения коэффициента ослабления (табл. 49).

Таблица 49

Значение коэффициента ослабления прочности льда в период таяния

Район исследования	Период таяния	Коэффициент ослабления (кг/см ² /сут.)	Примечание
I	10—15/V	0,60	Лед распресненный, соленость 3—5‰
	15—25/V	0,30	
	25/V—10/VI	0,16	
	10—25/VI	0,06	
II	Год раннего таяния		Лед одногодальный морской, соленость 5—8‰
	10—25/V	0,40	
	25/V—15/VI	0,25	
	30/VI—15/VII	0,14	
	15—30/VII	0,04	Лед одногодальный морской, соленость 5—8‰
	Год позднего таяния		
	15/V—10/VI	0,26	
	10—20/VI	0,20	
III	20/VI—5/VII	0,14	Лед монолитный паковый, соленость 0,1‰
	20/V—10/VI	0,08	
	10—25/VI	0,08	
	25/VI—20/VII	0,06	
	20—30/VII	0,04	

Значение этого коэффициента суммарно учитывает все факторы, определяющие уменьшение прочности льда в период таяния.

В зависимости от географического положения района и от сложившихся гидрометеорологических условий ледяной покров термического происхождения может в весенне-летний период или исчезнуть совершенно, что наблюдается в неарктических морях, или перейти во вторую стадию.

В. Х. Буйницкий отмечает, что таяние годовалого льда в 1938 г. продолжалось в районе дрейфа л/п «Г. Седов» 90 дней. Началось таяние при температуре $-2,4^{\circ}$, проходило при температуре $-0,8^{\circ}$, закончилось при температуре $-1,4^{\circ}$, температура подледной воды была $-1,6^{\circ}$. За весь период стаяло сверху 0,74, снизу 0,20 м. Суммарная величина таяния была равна 0,94 м,

а скорость таяния составляла в среднем 1,04 см/сут. Таяние с нижней поверхности началось на месяц позже.

Во второй год зимовки — в 1939 г. «Г. Седов» находился уже в более высоких широтах. Сверху стаяло 0,42, снизу 0,06 м. Всего стаяло 0,48 м. Таяние началось на 20 дней позже и кончилось на 32 дня раньше чем в предыдущем году. Общая продолжительность таяния составила 38 дней. Скорость таяния в среднем была 1,25 см/сут.

Период нарастания льда в зиму 1938/39 г. продолжался 7,5 месяцев. Скорость нарастания льда, переходящего из первой стадии во вторую, в среднем составляла (если учесть, что стаяло за лето 1,01 м) 0,52 см/сут. Она почти вдвое меньше скорости нарастания льда в первой фазе (одногодовой).

Представляют интерес также наблюдения Г. Н. Яковлева. У льдов первой фазы (одногодовые) с мая за период таяния толщина уменьшилась на 0,5 м. Начиная с сентября, начался второй цикл нарастания. При переходе из первой стадии во вторую увеличилась прочность льда с 10 до 25 кг/см² и уменьшилась его соленость с 8 до 1,8‰. Скорость нарастания льда во второй стадии составила 0,54 см/сут.

Можно считать, что скорость нарастания льда в первой стадии в два раза меньше скорости нарастания льда во второй стадии и составляет около 0,6—0,4 см/сут. в зависимости от географического положения района.

Для районов высоких широт может установиться равновесное состояние между нарастанием и таянием, если льды будут находиться в этом районе в течение нескольких лет.

ОСНОВНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗВИТИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА НАГРОМОЖДЕНИЯ (динамического происхождения)

Ледяной покров динамического происхождения формируется из первоначально образовавшегося, но разрушенного покрова термического происхождения, чаще в первой его стадии. Причиной, вызывающей формирование этого вида ледяного покрова, являются динамические процессы, происходящие в море. Он также имеет две стадии.

Первое условие формирования ледяного покрова динамического происхождения — деформация и, как следствие этого, разрушение ранее образовавшегося сплошного ледяного покрова на обломки полей и крупно-мелкобитый лед.

Второе условие — торошение (нагромождение друг на друга) отдельных ледяных полей, их обломков и крупно-мелкобитого льда.

Третье условие — давление и сжатие льдов, возникающее под воздействием внешних сил.

Четвертое условие — смерзаемость (режеляция) ледяных нагромождений.

Основная роль в происхождении этого ледяного покрова принадлежит динамическим факторам. Термический фактор связан с дальнейшим упрочнением ледяного покрова и переходом его из стадии I (нагромождения) в стадию II (смерзаемости). Разберем условия формирования этого вида ледяного покрова.

Деформация и разрушение ледяного покрова. Эти явления начинаются сразу же, как только возникает ледяной покров термического происхождения. Первым ледяным покровом является нилас, образующийся на спокойной поверхности моря и разламываемый ветром.

Уже блинчатый лед несет на себе признаки торощения в виде подсовов и разрушенного по кромке льда.

Разрушение ледяного покрова происходит во всех диапазонах толщин; от нескольких сантиметров до нескольких метров. Вот некоторые наблюдения автора за разрушением ледяного покрова, проведенные в Арктике, которые являются весьма характерными для определения деформации и разрушения ледяного покрова.

Пример I. Наблюдения производились над годовальными льдами. Ровное ледяное поле было небольших размеров. Соседние поля были примерно таких же размеров. Ледяные поля отделялись друг от друга грядами торосов высотой от 0,5 до 2,0 м. Возраст льда составлял 8—9 месяцев.

В процессе своего развития ледяное поле периодически подвергалось разрушению, и по мере этого разрушения уменьшалась площадь ровных льдов.

Обследование гряд торощения установило, что в одной и той же гряде торосы состояли из льдов одинаковой толщины. При позднем торощении толщина льда была на 1 м больше, чем при раннем, а в период наблюдений — больше на 1,5 м.

Обследование ледяного покрова показало, что старые трещины, имевшие направление 70—80°, смерзлись. Пространств чистой воды нет. Через 2 часа ледяное поле лопнуло, в нем была обнаружена трещина с направлением 125°. Трещина начала расширяться, через 2 часа расширение прекратилось. Началось сжатие, через 9 часов сжатие прекратилось, трещину свело. Началось смерзание. Образовались небольшие торосы. В течение следующих двух суток динамические процессы прекратились.

Затем возникшую трещину снова развело. Образовалось разводье, началось торощение. Оно происходило импульсами через 20 минут и продолжалось 2—3 минуты. Высота торосов дости-

гала 2,5 м. Динамические явления наблюдались в течение всех суток.

В течение следующих суток сжатие и торошение постепенно затухали, и в течение 4 суток динамических процессов не наблюдалось.

Затем вновь возникли динамические процессы, ледяное поле было взломано, образовалась новая трещина шириной 1 м, которая пересекла гряду торосов и разрушила соседнее поле. Параллельно этой трещине образовался ряд других. Динамические процессы продолжались в течение двух дней. Появились новые трещины, их стало разводить, и район работ был покинут.

Анализируя проведенные наблюдения, можно отметить следующее. Деформация и разрушение ледяного поля проходили по двум причинам. Одна причина заключалась в воздействии ветра, который разорвал лед по старым, не успевшим смерзнуться трещинам. Второй, основной причиной было колебание уровня. Лед разламывался на параллельные полосы, идущие в одном направлении в 300—400 м друг от друга.

Направление вторичных трещин было перпендикулярно старым смерзшимся трещинам.

Пример II. Наблюдения над разрушением паковых ледяных полей. Ледяной покров состоял из льдов разного возраста. Между полями пакового льда заклинивались поля годовалого льда, который образовался в октябре прошлого года. Торосы были разного возраста.

Поверхность паковых льдов имела характерные бугры и впадины высотой до 2—3 м.

Поперек льда прошла трещина, разрушившая не только соседние годовалые льды, но и поля пакового льда. Трещина проходила в одном направлении.

Причиной разрушения следует считать колебания уровня, возникшие под ледяным покровом.

Силы, вызывающие разрушение ледяного покрова, можно разделить на три группы. Анализируя наблюдения, можно установить следующие виды разрушения ледяного покрова, происходящего в результате: а) колебания уровня моря; б) силы сжатия льдов; в) воздействия ветра.

а) Разрушение в результате колебания уровня моря. Этот вид воздействия на ледяной покров является основной причиной разрушения. Как показали наблюдения, образующиеся трещины пересекают смерзшиеся поля одногодовалого и пакового льда в одном направлении. Трещины не меняют своего направления, хотя степени сопротивления годовалого льда и пакового поля совершенно различны. Разрушение происходит по гребню идущей под ледяным покровом волны. Ледяной покров, работающий на изгиб, достигает критических прогибов и ломается.

Основной силой, разрушающей ледяной покров, является его собственный вес; поэтому так легко разламываются толстые поля пакового льда. Если бы действовали другие силы, то прежде разрушался бы наиболее слабый годовалый лед. Этот вид разрушения характерен главным образом для периода, когда льды сплочены и смерзлись. При колебаниях уровня наблюдается изгиб отдельных участков ледяного поля с меняющейся кривизной.

Теоретические расчетные схемы вполне подтверждают высказанные соображения.

Для случая разрушения ледяных полей в результате колебания уровня моря рассмотрим две схемы. Одна схема предусматривает некоторую возможность свободных колебаний ледяного поля. Ледяной покров как пластина под влиянием изменения уровня будет изгибаться по цилиндрической поверхности.

Изгибающий момент в любом поперечном сечении полоски шириной l , вырезанной из данного ледяного поля, будет равен

$$M = \int_{-h/2}^{+h/2} l^2 dy,$$

$$M = \frac{Eh^3}{12(1-n)^2},$$

отсюда

$$\frac{1}{\rho} = \frac{M}{D},$$

$$D = \frac{\rho Eh^3}{12(1-n)^2},$$

где M — изгибающий момент; y — момент инерции; E — модуль упругости; D — жесткость ледяной пластинки; $1/\rho$ — кривизна; h — толщина льда; n — коэффициент Пуассона.

При малых прогибах $1/\rho$ может быть выражена приближенно через $\frac{d^2y}{dx^2}$.

Дифференциальное уравнение упругой линии пластинки

$$D \frac{d^2y}{dx^2} = M.$$

Если принять размеры поля 1000×100 м, толщину льда — 2 м и колебание уровня 10 см, то σ будет равна $16,2 \text{ кг/см}^2$.

Полученные значения напряжений для годовалого льда являются разрушающими, а для пакового льда близки к разрушающим.¹

¹ Подробное решение аналогичных задач приведено в работе Э. Ф. Корневиц и Г. В. Эндера. Формулы для расчета балок на упругом основании, Госстройиздат, М., 1932.

Таким образом, даже небольшое колебание горизонтов воды, всего в 10—20 см, вызывает разлом ледяного покрова толщиной в 2 м.

Второй, весьма распространенной схемой разрушения ледяного покрова в зимний и летний периоды является разрушение по типу консоли, когда один конец ледяного покрова закреплен. Эта условная схема применима при исследовании образования приливных трещин в припайных льдах, волнения вблизи открытой поверхности моря, а также разрушения ледяного покрова ледяными валами. Основным расчетным уравнением в этом случае является уравнение прогибов.

Разлом ледяных полей в этом случае происходит в зависимости от усилия и длины консольного участка. Чем короче консольный участок, тем большее усилие должно быть приложено к краю ледяного покрова. При разломе в зимний период, когда движутся ледяные валы, разрушение происходит из-за веса вала, нагружающего кромку ледяного поля. Консольный участок в этом случае короткий, всего несколько метров или десятков метров. При волнении участок ледяного поля имеет два перегиба, размеры которых определяются длиной полуволны.

При колебании уровня, вызванном приливо-отливным или сгонно-нагонным течением, разлом происходит вблизи закрепленного берегового участка. Трещины в этом случае идут параллельно берегу.

б) Разрушение в результате сжатия льдов. Сжатие льдов, как статическое, так и динамическое, вызывает силы, действующие в горизонтальной плоскости. Эти силы приложены к кромке ледяного поля и вызывают его выпучивание.

Рассмотрим условия и силы разрушения ледяного покрова.

При решении задачи применим схему упругой невесомой плиты на упругом основании. Хотя в действительности лед будет работать в более тяжелых условиях, для выяснения величины горизонтальных сил эта схема весьма удобна.

Уравнение упругой линии будет иметь следующий вид:

$$EJy^4K_2y + Py = 0,$$

где E — модуль упругости; $J = \frac{h^2}{12}$ — момент инерции; K_2 — коэффициент постели; y — прогиб в данной точке, см; P — действующая сила, т/пог. м.

Это однородное уравнение четвертого порядка с постоянными коэффициентами.

В результате решения данного уравнения и соответствующего выбора граничных условий найдем общий интеграл.

Решив этот интеграл, получим значения для изгибающего момента и напряжения в ледяном поле

$$M = M_t + Pl - \frac{5}{48} fl^2;$$

$$\sigma = \frac{6M}{h^3} + \frac{P}{h},$$

где M — общий момент; M_t — момент, вызванный температурными изменениями; l — ширина ледяного поля, м; f — прогиб посередине, см; σ — напряжение в ледяном покрове, кг/см²; h — толщина льда, см.

Пренебрегая моментом, вызванным воздействием температурного перепада, можно считать, что разрушения происходят только от сжимающей силы.

Производя по упомянутой схеме расчет (считаем, что размеры поля 2000×400 м, толщина льда $h = 2$ м и воздействие сжимающей массы льда происходит на расстоянии 200 км), получим, что в ледяном поле возникают напряжения $\sigma = 25,0$ кг/см². Эти напряжения предельны даже для паковых льдов и являются разрушающими для годовалых льдов. При расчете были приняты средние условия для сил сжатия.

Однако при всех условиях этот вид разрушения ледяного покрова под воздействием горизонтальных сил, вызывающих выпор поля, не является доминирующим и не определяет основных разрушений паковых полей.

в) Разрушение в результате воздействия ветра. Ветер в зависимости от направления и расположения кромки льда относительно берега может носить прижимной или отжимной характер. Прижимной ветер вызывает сжатие, отжимной — растяжение (разрыв ледяного поля).

Сила давления, вызываемая ветром, зависит от трех составляющих: скорости ветра, торосистости льда и коэффициента обтекания. Аналитически давление ветра может быть определено следующей зависимостью:

$$P = c\varphi F,$$

где P — давление ветра, т; c — коэффициент обтекания; φ — скоростной напор; F — площадь проекции тела, лежащего на пути действия ветра, на плоскость, нормальную по отношению к направлению ветра, см².

Коэффициент обтекания c устанавливается опытным путем; он обусловлен формой и размерами тела, а также плотностью и вязкостью воздуха.

Значение коэффициента обтекания зависит также от числа Рейнольдса; для сглаженных тел влияние этого числа достаточно велико, а для тел с острыми углами оно меньше. Ледяной

покров может быть отнесен к категории несплавленных тел, поэтому для предварительных расчетов можно принять $c=2$.

Величина скоростного напора зависит от скорости ветра и от плотности воздуха. По своей структуре ветер состоит из отдельных струй, движущихся с различными скоростями.

Как указывает П. А. Кузнецов, скорость ветра, взятая по площади, меньше скорости отдельных струй ветра. Так, при максимальной скорости отдельных струй 45—50 м/сек. максимальная скорость ветра по площади составляет только 30 м/сек. Совершенно очевидно, что, чем больше будет площадь, на которой определяется ветер, тем меньше будет его максимальная скорость.

Значение скоростного напора определяется зависимостью следующего вида:

$$\varphi = \frac{1}{2} \rho_1 V_5^2,$$

где ρ_1 — плотность воздуха, кг·сек²/м⁴; V_5 — скорость ветра, м/сек.

Как известно, плотность воздуха — величина переменная, зависящая от температуры воздуха и барометрического давления. В морозные дни она равна 0,15, в жаркие дни — 0,10. Для арктических условий следует принимать значения $\rho_1=0,15$.

Для ровной ледяной поверхности ветер, направленный параллельно поверхности, не вызывает усилия в ледяном покрове, так как проекция ледяной поверхности на плоскость, перпендикулярную к направлению ветра, будет равна нулю. Если ветер направлен к ледяной поверхности под углом α , то в расчетное уравнение войдет проекция площади, на которую действует ветер.

Из сказанного ясно, что для торосистых льдов даже при ветре, параллельном поверхности, возникнут усилия в ледяном покрове, так как торосы будут проектироваться в свою натуральную величину на плоскость, перпендикулярную направлению ветра.

Для характеристики расположения торосов в плане воспользуемся общепринятой в настоящее время шкалой торосистости. Зная высоту торосов и их расположение по площади, можно подойти к количественному определению величины давления и усилий, воспринимаемых ледяным покровом. Окончательная расчетная формула будет иметь следующий вид:

$$P = 2 \cdot 0,075 V_5^2 f_1 F,$$

где P — давление ветра, т; f_1 — расчетный коэффициент, его величина обусловлена высотой и количеством торосов; для торо-

систости в 1 балл и высоты торосов 1 м она равна 0,05; для торосистости в 5 баллов и высоты торосов 3 м она равна 2,80.

Пользуясь данной зависимостью, можно определить величину давления ветра. На рис. 29 показана зависимость давления ветра от его скорости и торосистости льда, и на рис. 30 — зависимость разрывающей скорости ветра от толщины льда. Из

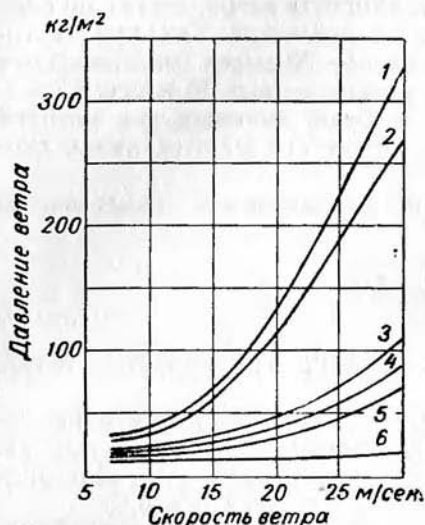


Рис. 29. Зависимость давления ветра от его скорости и торосистости льда.

1 — лед сплошной, торосистый, 5 баллов, высота торосов до 5 м; 2 — лед торосистый, 4 балла, высота торосов до 3 м; 3 — лед сплошной, торосистый, 5 баллов, высота торосов до 1 м; 4 — лед торосистый, 4 балла, высота торосов до 1 м; 5 — лед средней торосистости, 3 балла, высота торосов до 1 м; 6 — редкие торосы, 1 балл, высота до 1 м.

анализа представленных кривых можно сделать следующие выводы.

1. Влияние скорости ветра прямо пропорционально торосистости ледяного покрова. Для льда с торосистостью в 1 балл разница в величине давления ветра при скоростях 10 и 25 м/сек. составляет только 8 кг, для льда в 5 баллов она доходит уже до 200 кг при тех же скоростях.

2. Влияние давления ветра в большой степени зависит от высоты самих торосов; так, давление при высоте торосов 1 м в 2,5—3 раза меньше давления при высоте торосов 3 м.

Для определения условий, при которых ветер разорвет ледяное поле, нужно знать сопротивление льда.

Уравнение, позволяющее определить сопротивление ледяного покрова, может быть представлено в следующем виде:

$$W = \frac{ah\sigma\eta}{s},$$

где W — полная сила сопротивления льда, т; a — ширина рассмотренной полосы льда, м; h — толщина льда, м; σ — временное сопротивление льда на растяжение, кг/см²; η — коэффициент, учитывающий прочность льда и имеющий следующие зна-

чения в зависимости от времени года: для периода наибольшей прочности (февраль, март, апрель) — 1,2; для осеннего периода (октябрь, ноябрь) — 0,4; для весеннего периода — 0,2; $s=1,7$ — коэффициент, учитывающий понижение прочности соленого льда.

Условия прочности, при которых ветер будет разрывать ледяной покров, сводятся к следующему:

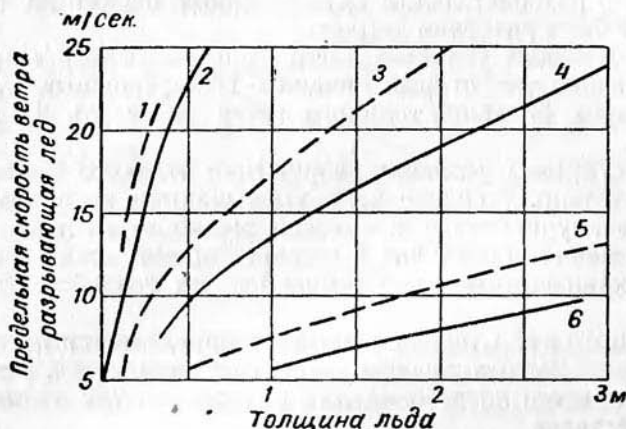


Рис. 30. Зависимость разрывающей скорости ветра от толщины льда для зимнего (1—4) и весеннего (5—6) периодов.

1 — лед пресный, торосистый, 3 балла; 2 — лед соленый, торосистый, 3 балла; 3 — лед пресный, торосистый, 5 баллов; 4 — лед соленый, торосистый, 5 баллов; 5 — лед торосистый, 5 баллов; 6 — лед соленый, торосистый, 5 баллов.

а) поле не будет разорвано ветром, если $W > P$;

б) ветер разорвет ледяное поле, если $W \leq P$.

Наибольшие усилия будут возникать в месте закрепления ледяного покрова, так как сила ветра на всем участке будет суммироваться.

Предельная длина критического участка l может быть получена из следующих соотношений:

$$W \leq 0,15 \cdot 10^{-3} V_5^2 f_1 l,$$

$$l \geq \frac{10^3 W}{0,15 V_5^2 f_1}.$$

Критическая длина прямо пропорциональна толщине и прочности льда и обратно пропорциональна скорости ветра и высоте торосов.

Проведенный по данным формулам расчет, показывает, что в зимний период ровный или слабо торосистый ледяной покров

не может быть разорван ветром даже при скорости ветра 25 м/сек. При толщине льда 0,5 м ледяной покров средней торосистости в 3 балла разрывается ветром, скорость которого больше 22 м/сек.

При торосистости более 5 баллов он может быть разорван ветром меньшей скорости, но одна и та же скорость ветра может вызвать разный эффект разрыва: в один прочностный период ветер легко разорвет лед, в другой период лед той же толщины не сможет быть разорван ветром.

В естественных условиях ветер чаще разрывает ледяной покров, имеющий уже старые трещины. Ненарушенный, целый ледяной покров большой толщины ветер разорвать не в состоянии.

В естественных условиях разрушение ледяного покрова идет последовательно. Большие поля уменьшаются до обломков полей, затем крупнобитого и, наконец, мелкобитого льда. Усиленное разрушение происходит в весеннее время, когда в дополнение к механическому разрушению на лед воздействует еще и таяние.

Торошение. Степень торошения определяется по пятибалльной шкале. Высота торосов зависит от равновесия, установившегося для всего нагромождения в целом по так называемому закону изостезии.

Устойчивое равновесие подводной и надводной частей зависит от объемов подводной и надводной частей льда, его плотности и плотности воды. Стоит изменить надводную часть и равновесие сразу же нарушается; происходит переформирование тороса. С этим явлением необходимо считаться при устройстве ледяных аэродромов.

Н. Н. Зубов рекомендует различать три вида торошения: торосы взлома, торосы раздробления и набивные торосы.

Нарушение равновесия и переформирование торосов может происходить до тех пор, пока не произойдет смерзание льда. Высота и объем торосов колеблются в достаточно широких пределах.

На основании анализа материалов ледовой разведки составлены карты средней торосистости по отдельным морям и сезонам. Эти карты показывают, что явление торошения в арктических морях достаточно распространено. Рассмотрим работу сил торошения.

Для того чтобы движущиеся ледяные поля были подняты на какую-то высоту и превращены в ледовые нагромождения, лед должен совершить работу. Эта работа может быть определена общепринятыми уравнениями механики, согласно которым

$$R = \frac{mV_3^2}{2} - \frac{mV_4^2}{2},$$

где R — работа сил торошения; m — масса льда; V_3 — первоначальная скорость дрейфующего льда; V_4 — конечная скорость дрейфующего льда.

Очевидно, что при торошении движение льда в горизонтальной плоскости нарушается, а отдельные льдины приобретают возможность перемещаться вертикально. Таким образом, основным условием торошения является требование, чтобы $V_4=0$.

Тогда уравнение работы примет вид

$$R = -\frac{mV_3^2}{2},$$

или, заменяя R на Ph , где P — вес поднятого льда, h — высота подъема, получим

$$Ph = \frac{mV_3^2}{2},$$

$$h = \frac{mV_3^2}{2P}.$$

Таким образом, высота торосов пропорциональна квадрату скорости дрейфующего льда. По величине гряд торошения можно судить о массе и скорости льда, участвующего в торосообразовании.

Можно установить следующую связь между скоростями ветра и дрейфа льда:

$$W_5^{1,83} = 1,78V_3,$$

где W_5 — скорость ветра.

Тогда работа сил торошения

$$R = \frac{m}{2} \left(\frac{W_5^{1,83}}{1,78} \right)^2,$$

или, окончательно,

$$R = 0,16mW_5^{3,66}.$$

Это уравнение дает возможность установить период и величину сил торошения в зависимости от участвующих масс льда и скорости ветра.

Сжатие льдов. Явление сжатия льдов, довольно часто наблюдаемое в арктических морях, неоднократно описывалось полярными исследователями (Ф. Нансен, Ю. Пайером, К. С. Бадигиным и др.).

В истории исследования Арктики отмечены многочисленные жертвы сжатия льда. Во время сжатия в Восточно-Сибирском море было раздавлено судно «Жаннетта», в Чукотском море было раздавлено льдами судно «Карлук», известна гибель л/п «Челюскин».

Явления сжатия играют огромную роль в формировании и разрушении ледяного покрова арктических морей.

Под сжатием льдов следует понимать напряжения, которые возникают в ледяном поле под воздействием внешних сил, приложенных к этому полю.

Но действие только внешних сил вызвало бы касательные напряжения в ледяном поле и не вызвало бы нормальных напряжений, которые и являются причиной сжатия. Для возникновения сжатия необходимы препятствия движению ледяных масс. Сжатие вызывает деформацию льда как материала и деформацию ледяного поля как среды, воспринимающей нагрузку.

Различают сжатия периодические, с тем или иным чередованием, вызванные приливо-отливными течениями, и сжатия непериодические, случайного характера, обусловленные ветром или течениями.

Периодическая закономерность сжатий к настоящему времени установлена достаточно точно. Нансен указывает, что когда «Фрам» дрейфовал вблизи континентальной ступени, к северо-западу от Новосибирских островов были сжатия с периодом около 12 часов. Нансен считает, что на глубоких участках моря приливо-отливные течения выражены слабее, чем на материковой отмели.

Н. Н. Зубов, разбирая влияние приливо-отливных течений на сжатия льда, считает, что при полусуточных приливах в продолжение лунных суток в каждой точке моря два раза случается сжатие и два раза — разрежение.

Зубов указывает, что в силу несовпадения моментов полных и малых вод и максимальных приливо-отливных течений, а также в силу несовпадения полных вод с верхней и нижней кульминацией Луны схема явлений сжатия нарушается. Еще большее нарушение в эту схему вносят ветры.

В. Ю. Визе на основе анализа дрейфа л/п «Малыгин» зимой 1925 г. в Белом море также установил, что сжатия происходят регулярно. Закономерность в сжатиях льдов также наблюдали Свердруп во время дрейфа судна «Мод» в 1921—23 гг. и Н. М. Сторожев во время дрейфа л/п «Ленин» в 1937 г.

Сторожев указывает, что приливо-отливной дрейф и приливо-отливные течения не совпадают, запаздывание дрейфа составляет 4—6 часов. Это приводит к тому, что в условиях полусуточного прилива движение льда бывает направлено обратно приливо-отливным течениям.

Влияние ветров состоит в том, что в некоторых случаях они ускоряют наступление сжатия и увеличивают его продолжительность, в некоторых же, наоборот, уменьшают. Все зависит от направления ветра и его силы. Так, по наблюдениям Сторожева, ветры северного направления ускоряют наступление сжатия и

смену дрейфа. Наоборот, ветры южного направления замедляют момент сжатия и ускоряют момент разрежений.

Непериодические сжатия вызываются, главным образом, действием ветра. Так, Бреннеке считает, что причину сжатия льдов следует искать в ветрах, дующих не в данном районе, а достаточно далеко от него.

Х. Свердруп считает, что сжатия происходят при перемене ветров. С этим мнением согласен и О. Ю. Шмидт, который указывает на две причины, вызывающие торошение, а следовательно, и сжатие: препятствия, оказываемые дрейфующим льдам в виде берегов, островов или неподвижных скоплений льдов, и действующий ветер.

Сжатие и торошение бывают особенно велики при встрече плавающих льдов с берегами или неподвижными льдами. В последнее время появились посвященные этому вопросу весьма интересные работы З. М. Гудковича.

Приведенные классификации сжатий берут за основу причину, их вызывающую, но не дают возможности подойти к количественной оценке. Автором разработана теория сжатия льдов, позволяющая количественно определять это явление.

Сжатия по теории автора разделяются не по причинам, их вызывающим (например, ветровое сжатие, приливное и т. д.), а по видам движения ледяных масс и гашению энергии движения:

а) динамические сжатия, возникающие в результате остановки движущихся ледяных масс, встречающих то или иное препятствие. Остановка может быть полной или частичной. При этом происходит полное или частичное гашение энергии движения. В случае динамического сжатия, силы, вызвавшие первоначально это движение, играют ничтожную роль;

б) статические сжатия, обусловленные действием сил на несмерзшийся ледяной покров, состоящий из отдельных льдин, который не может прийти в движение вследствие имеющихся препятствий. Отдельные льдины в этом случае могут иметь только некоторые колебания и возможность уплотнения. После уплотнения начинается сжатие.

Динамические сжатия. Под влиянием одной или нескольких сил ледяные поля движутся с некоторой скоростью в каком-то направлении. Общая масса ледяных полей

$$M_1 = \Sigma(m_1 + m_2 + m_3 + \dots + m_n).$$

Допустим для простоты, что движение установившееся. В этом случае движение, вызванное воздействием ряда сил, определяется уравнением вида

$$M_1 \frac{dV}{dt} = \Sigma P,$$

где M_1 — масса дрейфующих льдов; $\frac{dV}{dt}$ — ускорение; ΣP — сумма всех действующих сил,

$$\Sigma P = P_1 - P_2 - P_3 - P_4,$$

где P_1 — сила ветра; P_2 — сила гидравлического сопротивления воды; P_3 — сила сопротивления льда; P_4 — сила Корнолиса.

В какой-то момент ледяные поля должны столкнуться с препятствием. Примем этот момент за начало остановки ледяных полей.

Вводя в уравнение движения тормозящую силу P_5 , равную реакции, возникающей от полной остановки ледяных масс, проектируя все на ось x и интегрируя, имеем

$$M_1'' = \Sigma P_x - P_{5x},$$

или

$$x' = \frac{1}{M_1} (\Sigma P_x - P_{5x}) t + C_f$$

и

$$x = \frac{1}{M_1} (\Sigma P - P_{5x}) t^2 + C_1 t + C.$$

Из начальных условий определяем постоянные интегрирования C и производим соответствующую подстановку значений действующих сил.

Сила ветра

$$P_1 = \int_0^t k_3 W_1^2(t) dt,$$

где k_3 — коэффициент трения между воздухом и льдом, $\frac{\tau/\text{сек}^2}{\text{м}^4}$; W_1 — средняя квадратичная скорость ветра, м/сек.

Эта сила, согласно предложению Р. Г. Геворкяна, рассматривается как импульс, сообщаемый ветром ледяному массиву.

Сила гидравлического сопротивления

$$P_2 = \mu_2 \left(\frac{dV_6}{dz} \right)_{z=0},$$

где μ_2 — коэффициент турбулентного перемешивания; V_6 — скорость течения воды.

Эта сила зависит от градиента скорости течения воды у нижней поверхности льда.

Сила сопротивления льда

$$P_3 = k_4 V_0^2,$$

где k_4 — коэффициент сопротивления льда; V_0 — скорость дрейфа.

Сила Кориолиса P_4 (при соответствующем выборе оси проекция этой силы превращается в нуль).

Подставляя значения сил и производя интегрирование, получаем окончательное уравнение для определения величины силы динамического сжатия

$$P_5 = \frac{V_0 M_1}{t} + A,$$

где t — время полной остановки ледяных масс, считая с момента соприкосновения с препятствием; A — коэффициент, определяющий суммарное действие всех сил (гидравлического сопротивления, ветра, сопротивления льда и Кориолиса).

$$A = 10^{-4} (2,14 \cdot S \sqrt{V_0} - 1,25 V^2 S - 4,6 \cdot 10^2 S),$$

где S — площадь смоченного периметра.

В уравнении, определяющем динамическое сжатие, первый член является результатом гашения энергии ледяных масс; второй член — результат действия сил, вызвавших движение. Величина второго члена настолько мала, что ею можно пренебречь, и окончательно сила динамического сжатия будет определяться следующим уравнением:

$$P_5 = \frac{V_0}{t} (m_1 + m_2 + m_3 + \dots + m_n).$$

Этот род сжатия близок к явлению удара, но отличается от него специфическими особенностями. При явлении удара скорость соприкасающихся тел изменяется в течение очень короткого времени, а между телами возникает весьма большое давление, которое затем падает до нуля.

Время удара обычно измеряется в тысячных и десятитысячных долях секунды. По данным последних опытов В. В. Лаврова, при ударе о лед полное время удара составляло 0,01 сек.

В силу того что движущиеся ледяные поля не представляют монолита и находятся в воде, мгновенного затухания скорости не происходит, и время гашения энергии удлиняется. Динамическое сжатие будет состоять из целого ряда ударов, определяемых массой отдельных участвующих в сжатии ледяных полей. Силы сжатия будут действовать импульсами, так как остановка всей массы M_1 произойдет не мгновенно, а по мере остановки масс $m_1, m_2, m_3, \dots, m_n$.

Величина динамических сжатий в зависимости от масс льда может достигать достаточно больших значений, превышающих даже временное сопротивление льда на сжатие. Однако действие сжатия происходит непродолжительное время.

Статические сжатия обусловлены действием внешних сил (ветра, течения и т. д.) на льды, которые не могут прийти в движение. Явление возникает с появлением этих сил и исчезает,

когда они перестают действовать. Так, Сторожев наблюдал сжатие продолжительностью в 20 часов.

Приводим выписки из судовых журналов судов, плававших по трассе Северного морского пути и попадавших в сжатия.

1. Л/п «Садко», 21 августа 1935 г. в 22 часа произошло сжатие. По всем краям полей лед стал тороситься. Сжатие кончилось в 8 часов 22 августа.

2. Л/п «Ленин» 29 августа 1937 г. в 20 часов началось сжатие льда, которое продолжалось до 5 сентября.

3. Л/к «Ермак» 30 августа 1937 г. утром лед начало сжимать и сплотило до 10 баллов. Только 13 сентября можно было продолжать путь.

Время сжатия зависит от времени действия силы. С прекращением действия силы прекращается и сжатие.

Аналитическая зависимость, позволяющая определять значения сил статического сжатия, может быть получена из рассмотрения условий равновесия, действующих на лед сил.

Допустим, что ледяной массив заключен с трех сторон в жесткие стенки, а со стороны четвертой действуют внешние силы. Благодаря этому ледяной покров не может прийти в движение. Если из сжатого ледяного покрова выделить полоску шириной b , толщиной h и элементарной длиной dL , то условие равновесия может быть написано в следующем виде:

$$-P - dP_2 + P_3 - dP_4 = 0,$$

где $P = p\omega$ — сумма сжимающих сил (p), действующих со стороны отсеченной части; $\omega = bh$ — площадь сечения; $dP_2 = Pb \cdot dL$ — сила ветра; $P_3 = (p + dp)\omega$ — реакция нижележащей части; $dP_4 = 2P_4 h f dL$ — силы трения ледяного массива о препятствие; f — коэффициент трения.

Подставляя значение сил и произведя алгебраическое преобразование, получим расчетное уравнение в следующем виде:

$$\frac{2hf\mu_3}{b} \int dL = -h \int \frac{\frac{2hf\mu_3}{bP_5} dP}{\left(1 - \frac{2hf\mu_3}{P_5 b}\right)},$$

где μ_3 — коэффициент распора; $P_5 = k_3 W_1^2$ — сила ветра, выраженная через скорость ветра и коэффициент трения.

Интегрируя это выражение, получим значение сжимающей силы. После подстановки оно будет выражено следующей зависимостью:

$$P = \frac{P_5}{c} \left(1 - \frac{1}{\frac{c\alpha}{e^h}}\right),$$

где $c = \frac{2hf\mu_3}{b} e$ — основание неперова логарифма.

В пределе, когда L стремится к бесконечности, выражение $\frac{1}{\frac{ca}{e\hbar}}$ стремится к нулю, расчетная формула может быть упрощена, а значение величины статического сжатия, вызванного ветром, будет определяться уравнением

$$P = \frac{k_3 W_1^2 b}{2hf} \text{ т/м}^2.$$

Для случая воздействия течения это уравнение также может быть использовано, но тогда вместо скорости ветра и коэффициента трения между воздухом и льдом должны быть взяты скорость течения и соответствующие значения коэффициента гидродинамического трения.

Как видно из приведенной формулы, величина силы сжатия прямо пропорциональна величине внешней силы, вызывающей сжатие.

Помимо динамического и статического сжатия при формировании ледяного покрова динамического происхождения наблюдается также давление, вызванное весом нагроможденных друг на друга льдов. Величина этих сил меньше чем при статическом и динамическом сжатии, но продолжительность их действия бо́льшая.

Таким образом, действие сжимающих сил при формировании ледяного покрова динамического происхождения может быть вызвано:

1) динамическим сжатием, коротким по времени (исчисляемым минутами или десятками минут), но значительным по величине (десятки кг/см^2);

2) статическим сжатием (время действия силы измеряется в сутках, а величина силы в кг/см^2);

3) давлением от всторошенных друг на друга ледяных полей. Действие силы определяется длительным промежутком времени (месяцами), но величина силы мала и колеблется в пределах от десятых долей до одного кг/см^2 .

Рассмотренные выше условия формирования ледяного покрова определяются динамическими явлениями, происходящими в море; они создают ледяной покров в стадии нагромождения. Переход этих льдов во вторую стадию определяется уже смерзаемостью.

Смерзаемость ледяных нагромождений. По свойству смерзаемости (режеляции) лед является практически единственным телом в природе.

Физическая сущность процесса смерзаемости заключается в том, что в местах повышенных давлений начинается плавление части льда. Образующаяся при этом вода выдавливается в те места, где давление ниже, и там, соприкасаясь со льдом,

замерзает, так как находится в условиях переохлаждения она может только при определенных условиях.

Местные увеличения давления создают условия, при которых начинается плавление льда.

Были поставлены экспериментальные работы с целью выяснить те внешние условия, которые определяют смерзаемость. За критерий смерзаемости принималось временное сопротивление на срез по площадке, где происходило смерзание. Если величина этого сопротивления была меньше величины среза по ненарушенной площадке, то смерзание считалось неполным. При полном смерзании величина среза по шву и величина среза по ненарушенному участку льда должны быть одинаковыми.

Первые опыты по смерзанию были проведены в 1948 г. (табл. 50). Из результатов опытов видно, что смерзаемость льда, происходящая на воздухе, зависит от времени действия и нагрузки (величины сжимающей силы).

Таблица 50

Результаты опытов по смерзаемости на воздухе льда морского бассейна

Вид льда	Солоность льда (‰)	Температура воздуха и льда (град.)		Время дей- ствия нагрузки (час)	Нагрузка (кг/см ²)	Примечание
		от	до			
Годовалый лед (верх- ний слой)	4,86	—13	—25	12	1,16	Смерзания не произошло
Годовалый лед (сред- ний слой)	4,86	—20	—30	12	3,4	Произошло ча- стичное смер- зание
Лед молодой (образо- вавшийся при морозе уже в зимний пе- риод)	15,70	—15	—30	48	2,0	Произошло полное смер- зание
То же	13,30	—15	—30	168	9,0	То же

В 1949 г. опыты были продолжены в несколько других усло-
виях (табл. 51).

Одна и та же нагрузка, действовавшая в течение 5 суток, вызывала на воздухе смерзание льда, а в воде смерзания не происходило.

Для выяснения влияния среды, в которой происходит смер-
зание, и для установления количественных характеристик был
поставлен цикл лабораторных исследований.

Таблица 51

Результаты опытов по смерзаемости льда у острова

Смерзаемость (кг/см ²)			Нагрузка, (кг/см ²)	Время действия нагрузки, (сут.)	Соленость (‰)	Температура воздуха и льда	Примечание
максимальное	минимальное	среднее					
Смерзание на воздухе							
4,7	1,9	3,3	0,12	5	2,5	—12	Произошло частичное смерзание
—	—	2,8	0,23	5	3,0	—12	Величина сопротивления на срез должна была достигнуть 5 кг/см ²
Смерзание в воде							
Смерзания не произошло, лед таял			0,14	5	3,6	—0,5	Лед таял
То же			0,09	5	3,6	—0,0	То же

Опыты проводились в холодильной камере, позволявшей регулировать температуру.

Образцы льда подвергались сжатию с заданной силой и выдерживались в камере при определенной температуре в течение разного времени.

Опыты проводились в воздухе и в воде при сжатии от 0,5 до 2,2 кг/см². Время, в течение которого образцы смерзались, менялось от одних суток до тринадцати.

Результаты исследований смерзаемости льда в воде и в воздухе приведены в табл. 52 и 53.

Графики зависимости сил смерзания от времени и величины сжатия показаны на рис. 31, где приведено семейство кривых, построенных по результатам экспериментальных исследований. Из рассмотрения кривых следует, что смерзаемость льда зависит от: а) величины сжатия, б) времени смерзания; в) температуры, при которой происходит смерзание. Влияние солености на величину смерзания установить не удалось.

Эмпирически величина смерзаемости может быть определена уравнением параболы. Семейство этих кривых хорошо определяется уравнением вида

$$\sigma = At^n,$$

Результаты исследований смерзаемости льда в воде¹

Время смерзания (сут.)	Смерзаемость (кг/см ²)			Соленость (‰)		Температура воды (град.)	
	минималь- ное	макси- мальное	среднее	льда	воды	от	до

Сила сжатия при смерзании 0,5 кг/см²

1	0	0,67	0,33	4,4	17,7	—1,5	—2,5
2	0,53	0,74	0,66	4,4	25,5	—1,5	—2,8
4	0,52	1,42	0,84	4,4	20,7	—1,4	—1,8
5	—	—	0,90	5,25	17,7	—1,0	—1,2
6	—	—	1,31	5,25	17,7	—1,0	—1,2
7	0,49	2,12	1,22	5,37	28,7	—1,2	—2,8
8	1,33	1,88	1,63	5,25	17,7	—1,0	—1,0
10	1,42	2,80	1,88	5,25	17,7	—1,0	—1,2
12	1,02	1,39	1,20	2,97	25,0	—1,35	—2,5

Сила сжатия при смерзании 2,0 кг/см²

2	1,53	2,78	2,03	4,38	17,1	—1,0	—2,5
				5,25	25,5		
6	—	—	2,77	5,25	17,1	—1,0	
7	—	—	3,32	3,50	20,1	—1,6	
8	—	—	3,85	4,40	20,0	—1,2	
10	3,07	4,41	3,70	4,40	19,6	—1,0	
12	—	—	4,10	3,00	18,0	—1,0	
13	—	—	3,80	4,40	21,6	—1,2	

¹ Критерий полной смерзаемости 3,7 кг/см².

где σ — величина смерзаемости льда (определяется как временное сопротивление срезу, кг/см²); A — угловой коэффициент; t — время в сутках, через которое произошло смерзание; η — показатель степени.

Это семейство парабол учитывает четыре параметра, определяющие смерзаемость. Угловой коэффициент A и показатель степени зависят от среды, где происходит смерзание, от температуры, при которой оно происходит и от величины сжатия.

Опыты позволили сделать следующие выводы.

Смерзаемость тем больше, чем больше была величина сжатия.

При прочих равных условиях и при сжатии в 0,5 кг/см² полная смерзаемость льда должна была наступить через месяц после начала опыта, а при сжатии в 2,0 кг/см² она произошла уже через 9 суток. Это видно на рис. 31, где все кривые, отвечающие сжатию в 2,0—2,2 кг/см², идут выше кривых 0,5 кг/см².

Результаты исследования смерзаемости льда в воздухе

Сила сжатия при смерзании (кг/см²)	Время смерзаемости (сут.)	Смерзаемость (кг/см²)			Температура воздуха (град.)	Примечание
		минимальное	максимальное	среднее		
Лед пресный						
0,5	3	0,47	1,25	0,80	—10	Критерий полной смерзаемости 6,8 кг/см² То же
	5	—	—	2,00	—10	
0,7—1,0	3	0,63	0,93	0,71	—10	
	4	—	—	1,62	—10	
Лед распресненный (соленость до 3‰)						
0,5	3	0,43	0,83	0,60	—10	То же
	4	0,96	1,31	1,0	—10	
	5	0,77	1,79	1,1	—10	
0,7—1,0	2	—	—	0,92	—10	То же
	3	—	—	0,63	—10	
2,0—2,2	4	1,11	2,24	1,67	—10	Критерий полной смерзаемости 6,0 кг/см²
Лед соленый (соленость 3—5‰)						
0,5	2	0,48	1,15	0,90	—5	Критерий полной смерзаемости 3,8 кг/см²
	3	0,86	1,77	1,39	—5	
	3	0,72	1,54	4,20	—10	
	4	0,60	2,14	1,12	—5	
	7	0,60	1,19	0,98	—10	
	7	0,16	2,93	1,90	—5	
	8	—	—	1,67	—5	
	12	1,31	3,40	2,16	—5	
0,7—1,0	1	0,46	1,08	0,71	—5	
	2	—	—	0,83	—5	
	3	—	—	1,52	—5	
	4	—	—	1,87	—5	
2,0—2,2	7	1,43	3,52	2,2	—10	
	1	1,28	1,62	1,40	—5	
	2	1,56	2,30	1,93	—5	
	3	0,37	3,40	1,50	—10	
	4	1,36	2,42	1,80	—5	
	5	2,58	4,17	3,20	—10	
	6	2,40	2,61	2,50	—10	
	7	2,89	4,00	3,30	—5	
	8	1,22	3,60	2,65	—10	
	8	2,23	4,16	3,25	—5	
	9	2,42	2,83	2,62	—5	
	10	2,64	3,60	3,10	—5	
	11	—	—	5,22	—5	

$\sigma \text{ кг/см}^2$

5,0

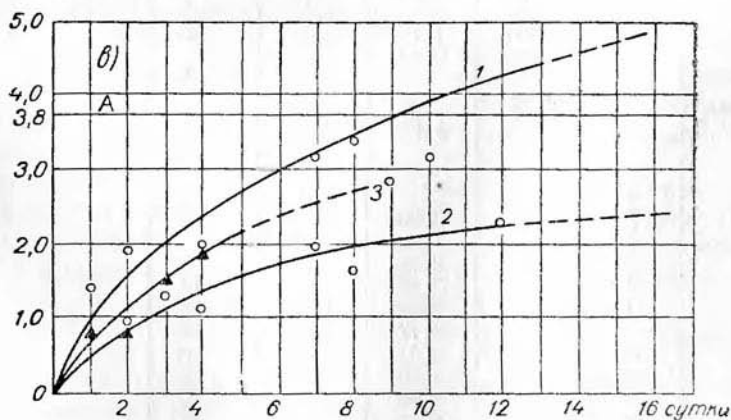
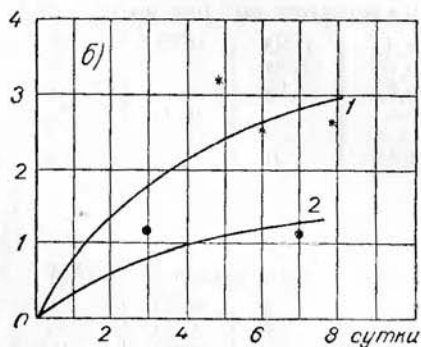
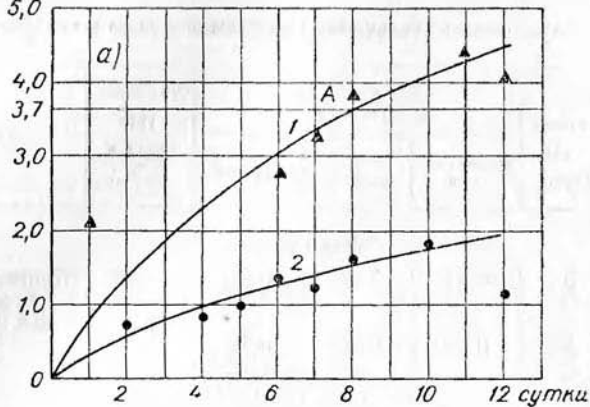


Рис. 31. Результаты исследования по смерзаемости льда.

а) в воде при отрицательной температуре и температуре льда от -1 до $-2,8^\circ$; 1 — $P=2,0 \text{ кг/см}^2$, 2 — $P=0,5 \text{ кг/см}^2$; б) в воздухе при температуре -10° ; 1 — $P=2,0 \text{ кг/см}^2$; 2 — $P=0,5 \text{ кг/см}^2$; в) в воздухе при температуре -5° ; 1 — $P=2,0 \text{ кг/см}^2$, 2 — $P=0,5 \text{ кг/см}^2$, 3 — $P=0,7 \div 1,0 \text{ кг/см}^2$; А — полная смерзаемость.

Влияние температуры сказывается на величине смерзаемости: чем температура ниже, тем медленнее протекает смерзаемость. Так, например, полное смерзание при температуре -5° наступит через 33 дня, а при температуре -10° — через 52 дня. С увеличением времени величина смерзаемости увеличивается. Опыты в лаборатории также уточнили влияние среды (воды или воздуха) на смерзаемость. Пока температура воды находится в пределах $1 \div 2^{\circ}$, большого разрыва во времени смерзаемости в воздухе и в воде нет. Но как только температура воды повышается и становится выше 1° , смерзаемость морского льда не успевает произойти, так как процесс таяния идет быстрее.

Приводим расчет времени смерзаемости.

1. На воздухе при температуре не ниже -5° :

Давление (кг/см ²)	0,5	0,7—1,0	2,0—2,2
Время смерзаемости	$0,78t^{0,45}$	$0,93t^{0,53}$	$1,07t^{0,57}$

2. На воздухе при температуре не ниже -10° :

Давление (кг/см ²)	0,5	2,0
Время смерзаемости	$0,43t^{0,55}$	$0,93t^{0,55}$

3. В воде при температуре от -1 до -2° :

Давление (кг/см ²)	0,5	2,0
Время смерзаемости	$0,40t^{0,66}$	$0,89t^{0,67}$

В естественных условиях величина давления $0,5$ кг/см² встречается чаще всего. Она может возникнуть как при давлении от собственного веса льда, так и при статическом сжатии. Кратковременная, хотя и большая нагрузка, вызванная динамическим сжатием, не вызовет смерзания. Таким образом, для полного смерзания льда необходимо достаточно длительное время, определяемое месяцами, причем на величину смерзания льда в торосах будет оказывать влияние температура внешней среды.

Очевидно, что наиболее благоприятные условия для смерзания складываются в начале весенне-летнего и осеннего периодов, когда температура внутри массива достаточно высока для ускорения смерзаемости, но еще недостаточна для его таяния.

В зимний период смерзание может происходить внутри массива, где температура выше.

В связи с тем что величины давления и температуры при формировании ледяного покрова динамического происхождения меняются, длительность смерзания и перехода этого льда из первой стадии во вторую является также величиной переменной. При благоприятных условиях смерзаемость идет быстро, и в течение 2—3 месяцев лед, состоящий из отдельных кусков, может превратиться в монолит. При неблагоприятных условиях для

этого процесса требуется время в несколько месяцев и даже больше года.

Весьма интересно в этом отношении отметить наблюдения, проведенные на Каспийском море. В зиму 1954 г. благодаря особенно суровым условиям и северным ветрам лед подошел к Апшеронскому п-ову в виде мелко-крупнобитых кусков толщиной 0,17—0,20 м. Температура воды в этом районе была отрицательной (от $-0,7$ до -1°), а температура воздуха колебалась от 0 до -7° ; создались весьма благоприятные температурные условия для смерзаемости. Последующие штормы вызвали торосение льда, а затем лед смерзся, достигнув в ряде мест толщины 0,5—1,0 м.

Для Каспийского моря зимние условия смерзаемости в 1954 г. оказались наиболее благоприятными.

Рассмотренные условия определяют переход ледяного покрова динамического происхождения из первой во вторую стадию. Знание этих условий позволяет судить о формировании ледяного покрова динамического происхождения и дает возможность для разработки прогноза их формирования.

ЗИМНИЙ РЕЖИМ РЕК

Главной особенностью зимнего режима рек является то, что движение воды происходит под ледяным покровом. Возникающие при этом проблемы ледотехники в значительной степени обусловлены физико-географическими особенностями района и гидрометеорологическими условиями, характерными для каждой реки.

Рассмотрим последовательно каждый из периодов. При разборе процесса замерзания воды уже говорилось о том, как образуется лед, и через какие последовательные формы он проходит. Характерным для рек является та скорость, при которой происходит ледообразование.

Наблюдения установили, что при скоростях менее 0,5 м/сек. ледообразование происходит быстрее и устойчивее. Неустойчивое состояние бывает при скоростях 0,5—0,7 м/сек. При скоростях 0,7—0,8 м/сек. ледообразование затруднено, а при скоростях 0,9 м/сек. и больше движущаяся вода практически не замерзает. В момент ледостава на реке наблюдается резкий подъем уровня за счет увеличивающегося сопротивления движению воды. В теплых районах страны, где зима кратковременна, ледяной покров не появляется, но зимний период характерен возникновением больших объемов шуги.

Возникновение шуги в период ледостава является характерной особенностью большинства рек. Особенно это явление развито на реках с большими скоростями.

При средних скоростях течения 0,5—0,7 м/сек. переохлаждение обычно не превышает $-0,003$, $-0,005^{\circ}$. Если же скорость потока увеличивается, то переохлаждение возрастает до $-0,01$ и $-0,02^{\circ}$.

Переохлаждение прекращается как только река покрывается льдом. Поэтому одной из мер борьбы с шугоносностью является затопление участков с повышенными скоростями или создание на них искусственных устройств, тормозящих движение воды и ускоряющих ледообразование. В тех случаях, когда участки реки со значительными скоростями в течение долгого времени остаются в виде полыней и «быстрин», они способствуют образованию шуги. Для гидротехнических сооружений шуга представляет весьма вредное явление. Она забивает живое сечение, вызывает так называемые «зажоры», которые способствуют зимнему подъему воды в реке и затоплению вышележащих участков. Подобное явление весьма характерно для Невы, а также распространено на большинстве сибирских рек и особенно на Ангаре.

В качестве мер борьбы с шугой применяются методы, связанные с закрытием шугообразующих участков, и созданием непосредственно у сооружений шугосбросов и электрообогрева (водоприемников, решеток и т. д.).

Как указывает И. П. Бутягин, ледяной покров, сформированный в условиях водохранилища, приобретает несколько отличные свойства, чем ледяной покров рек.

Как показали исследования К. И. Российского, Б. Д. Зайкова, В. В. Пиотровича и др., на озерах и водохранилищах толщина льда на 15—20% больше чем на реках. Теплосток к нижней поверхности льда на водохранилищах определяется, главным образом, теплозапасом водоема. Следует отметить, что на водохранилищах в отдельные годы (с малым количеством градусодней мороза) наибольшее нарастание льда идет с верхней поверхности. Лед не выдерживает нагрузки выпавшего снега и садится, а снег смачивается и постепенно замерзает. В другие годы, когда в начальный момент имеет место большое количество градусодней мороза и образующийся лед достаточно прочен, этого явления не происходит; основное нарастание льда идет с нижней поверхности.

Как указывает И. И. Левин, задача о гидравлическом расчете водотоков при наличии ледяного покрова может быть решена путем учета дополнительных сопротивлений, возникающих на нижней кромке льда при движении жидкости. В настоящее время имеются два решения этой задачи: Н. Н. Павловского и И. Н. Белокося. Наличие сопротивлений на нижней кромке ледяного покрова сказывается на изменении эпюры распределения скоростей.

Павловский рассматривает обе эти части независимо друг от друга. Общий расход q (на 1 пог. м)

$$q = q_1 + q_2 = u_1 h_1 + u_2 h_2 = h_1 c_1 \sqrt{h_1 I} + h_2 c_2 \sqrt{h_2 I} = \\ = \sqrt{I} \left[\frac{1}{n_1} h_1^{1,75} + \frac{1}{n_2} h_2^{1,75} \right].$$

Так как $h_2 = h - h_1$,

$$q = \sqrt{I} \left[\frac{1}{n_1} h_1^{1,75} + \frac{1}{n_2} (h - h_1)^{1,75} \right].$$

Здесь $c = \frac{1}{h} h^{0,25}$, I — уклон водной поверхности, h — толщина рассматриваемого слоя воды.

Принцип наибольшего расхода соответствует условию

$$\frac{dq}{dh_1} = 0 = 1,75 \sqrt{I} \left[\frac{h_1^{0,75}}{n_1} - \frac{(h - h_1)^{0,75}}{n_2} \right],$$

откуда

$$h_1 = h_2 \left(\frac{n_1}{n_2} \right)^{1,33} = (h - h_1) \xi^{1,33};$$

$$h_1 = h_1 \frac{\xi^{1,33}}{1 + \xi^{1,33}}; \quad h_2 = \frac{h}{1 + \xi^{1,33}},$$

где $\xi = \frac{n_1}{n_2}$.

Далее можно найти приведенный коэффициент шероховатости $n_{пр}$, исходя из зависимости

$$q = c_{пр} h^{1,5} \sqrt{I} = \frac{1}{n_{пр}} \sqrt{I} h^{1,75}.$$

Так как

$$q = \frac{1}{n_1} \sqrt{I} h^{1,75} \frac{\xi}{(1 + \xi^{1,33})^{0,75}},$$

то

$$n_{пр} = n_1 \frac{(1 + \xi^{1,33})^{0,75}}{\xi} = n_2 (1 + \xi^{1,33})^{0,75}.$$

Правильнее, однако, исходить из зависимости

$$q = c_{пр} \sqrt{I} \frac{h^{1,5}}{\sqrt{2}},$$

считая $R = \frac{h}{2}$ (как для трубы прямоугольного сечения большой ширины) получим

$$n_{пр} = n_2 \left(\frac{1 + \xi^{1,33}}{2} \right)^{0,75}.$$

Таким образом, задача легко решается до конца, хотя и содержит в себе ряд допущений.

Можно получить и расчетную зависимость для коэффициента Шези

$$c_{np} = \frac{1}{n_2} \left(\frac{1 + \xi^{1,33}}{2} \right)^{0,75} R^{0,25}.$$

Белоконь получил тот же результат, исходя из представления о распределении скоростей по параболе. К сожалению, это допущение существенно расходится с натурными наблюдениями. Ввиду этого Леви рассмотрел задачу, приняв логарифмический закон распределения скоростей. Этот путь анализа имеет то преимущество, что позволяет установить связь между величинами h_1 и h_2 , исходя из заданной геометрической характеристики поверхностей ложа реки и ледяного покрова (нижней поверхности).

Как известно из теории турбулентного движения, скорость воды

$$u = \frac{\sqrt{ghI}}{x\sqrt{2}} \ln \frac{y}{\delta},$$

где δ — высота бугорков шероховатости.

Учитывая различие пограничных условий на дне потока и на нижней поверхности ледяного покрова и выражая их через среднюю высоту бугорков шероховатости δ_1 и δ_2 , получим для нижней зоны потока, где $y \leq h_2$,

$$u_2 = \frac{1}{x} \sqrt{\frac{ghI}{2}} \ln \frac{y}{\delta_2};$$

для верхней зоны, где $y_1 = h - y$,

$$u_1 = \frac{1}{x} \sqrt{\frac{ghI}{2}} \ln \frac{y_1}{\delta_1}.$$

В точке наибольшей скорости $u_1 = u_2$, следовательно,

$$\frac{1}{x} \sqrt{\frac{ghI}{2}} \ln \frac{h_2}{\delta_2} = \frac{1}{x_2} \sqrt{\frac{ghI}{2}} \ln \frac{h_1}{\delta_1},$$

откуда

$$h_2 \delta_1 = h_1 \delta_2,$$

или

$$h_1 = h \frac{\delta_1}{\delta_1 + \delta_2}, \quad h_2 = h \frac{\delta_2}{\delta_1 + \delta_2}.$$

Эту зависимость можно получить из простых соображений о подобии: геометрическое подобие является основным принципом подобия водных потоков.

И. И. Леви обозначает $\frac{\delta_1}{h} = \eta_1$ и $\frac{\delta_2}{h} = \eta_2$ и находит выражение для расхода водотока q . С этой целью установим значение средних скоростей u_{cp_1} и u_{cp_2} :

$$u_{cp_1} = \int \frac{u_1 dy}{h_1} = \frac{1}{x h_1} \sqrt{\frac{g h I}{2}} \int_0^{h_1} \ln \frac{y}{\delta_1} dy = \frac{1}{x} \sqrt{\frac{g h I}{2}} \left(\ln \frac{h_1}{\delta_1} - 1 \right);$$

$$u_{cp_2} = \frac{1}{x} \sqrt{\frac{g h I}{2}} \left(\ln \frac{h_2}{\delta_2} - 1 \right).$$

Следовательно,

$$q = q_1 + q_2 = \frac{1}{x} \sqrt{\frac{g h I}{2}} h \left(\ln \frac{h_1}{\delta_1} - 1 \right).$$

Выражение для коэффициента Шези c_{np}

$$q = u_{cp} h = c_{np} \frac{h^{1.5}}{\sqrt{2}} \sqrt{I} = \frac{h}{x} \sqrt{\frac{g h I}{2}} \left[\ln \frac{h}{2\delta_{np}} - 1 \right],$$

откуда

$$c_{np} = \frac{\sqrt{g}}{x} \left(\ln \frac{h}{2\delta_{np}} - 1 \right).$$

Приравнивая $c_{np} h^{1.5} \sqrt{\frac{I}{2}}$ к значению q из полученной ранее зависимости, Леви находит

$$\ln \frac{h}{2\delta_{np}} - 1 = \ln \frac{h_1}{\delta_1} - 1,$$

откуда

$$\delta_{np} = \frac{\delta_1 + \delta_2}{2}.$$

Таким образом, приведенная высота бугорков шероховатости может приниматься равной средней высоте их на обеих поверхностях. Простота полученного Леви решения, соответствие его принципу геометрического подобия и возможность получить требуемый результат без дополнительных допущений, как в способах Павловского и Белокося, дает более надежное средство для расчета потоков при неоднородной шероховатости русла. Логарифмический закон распределения скоростей лучше других соответствует действительности.

Далее Леви устанавливает связь между δ и коэффициентом шероховатости

$$c_{np} = \frac{\sqrt{g}}{x} \left[\ln \frac{h}{2\delta_{np}} - 1 \right] = \frac{1}{n_{np}} \left(\frac{h}{2} \right)^{0.25},$$

или

$$n_{\text{пр}} = x \frac{\left(\frac{h}{2}\right)^{0,25}}{\sqrt{g} \left(\ln \frac{h}{\delta_1 + \delta_2} - 1\right)},$$

или

$$\delta_{\text{пр}} = \frac{h}{2} e^{-\left[\frac{x}{n_{\text{пр}} \sqrt{g}} \left(\frac{h}{2}\right)^{0,25} + 1\right]},$$

при $x=0,4$ (по Карману)

$$\delta_{\text{пр}} = \frac{h}{2} e^{-\left[1 + \frac{0,13}{n_{\text{пр}}} \left(\frac{h}{2}\right)^{0,25}\right]}.$$

Левин определяет также δ_1 и δ_2 , но в этом случае надо подставить вместо $n_{\text{пр}}$ значения n_1 или n_2 .

Пусть $n_1=0,025$; $n_2=0,030$; $h=4,0$ м;

$$\delta_1 = 2e^{-\left(1 + 5,2 \sqrt[4]{2}\right)} = 2e^{-7,2} \approx 0,002 \text{ м};$$

$$\delta_2 = 2e^{-\left(1 + 4,3 \sqrt[4]{2}\right)} = 2e^{-6,2} \approx 0,005 \text{ м};$$

тогда

$$\begin{aligned} c_{\text{пр}} &= \frac{\sqrt{g}}{x} \left(\ln \frac{h}{\delta_1 + \delta_2} - 1\right) = \\ &= \frac{\sqrt{9,81}}{0,4} \left(\ln \frac{4000}{7} - 1\right) \approx 42. \end{aligned}$$

Это соответствует значению $n_{\text{пр}} = \frac{1,18}{42} = 0,028$, в промежутке между n_1 и n_2 , что и должно иметь место. Как видно из вышеприведенного примера, расчет действительно оказывается весьма простым.

По методу Павловского мы получили бы

$$n_{\text{пр}} = 0,03 \left[\frac{1 + \left(\frac{25}{30}\right)^{1,33}}{2} \right]^{0,75} \approx 0,0285.$$

Предлагаемые зависимости можно проверить по результатам распределения скоростей при зимнем режиме на одной из крупных рек, приведенным в работе Белокопя (рис. 32).

Пусть $h_2=7,2$ м, $h_1=2,1$ м, $u_{\text{ср}}=0,51$ м/сек., $u_{\text{max}}=0,58$ м/сек., $h=9,3$ м.

Так как

$$\delta_1 = \frac{h_1}{h_2} \delta_2,$$

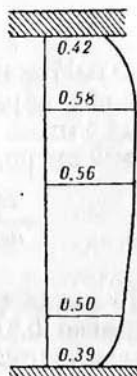


Рис. 32. Распределение скоростей (м/сек.) под ледяным покровом реки по данным наблюдений.

$$\delta_1 = \delta_2 \frac{2,1}{7,2} \approx 0,29\delta_2.$$

Иначе говоря, шероховатость ледяного покрова в 3,45 раза менее естественной шероховатости русла реки. Примем (что весьма близко к действительности) $n_2 = 0,025$; тогда

$$\ln \frac{h_2}{\delta_2} = \frac{k}{\sqrt{g}} \frac{\sqrt[4]{h_2}}{n_2} = \frac{0,13 \sqrt[4]{7,2}}{0,025} = 8,52,$$

откуда

$$\delta_2 = \frac{h_2}{e^{-8,52}};$$

$$\delta_2 = 0,0017 \text{ м и } \delta_1 = 0,00050 \text{ м.}$$

Таким образом, ледяной покров обладал в рассматриваемом случае весьма гладкой поверхностью. Найдем теперь отношение средней скорости к максимальной

$$\frac{u_{\text{ср}}}{u_{\text{max}}} = 1 - \frac{1}{\ln \frac{h_2}{\delta_2}} = 1 - \frac{1}{8,52} = 0,833;$$

По данным измерений, приведенных Белоконом, это отношение равно 0,875; получающееся совпадение свидетельствует об удовлетворительности предложенных зависимостей.

Наконец, определяем параметры кривой распределения скоростей

$$u_{\text{max}} = \frac{\sqrt{ghI}}{x} \ln \frac{h_2}{\delta_2} = 0,58 \text{ м/сек.}; \quad \frac{\sqrt{ghI}}{x} = \frac{0,58}{8,52} = 0,069.$$

Эпюра распределения скоростей, вычисленная по формулам: $u_2 = 0,0069 \ln \frac{y_2}{\delta_2}$ для нижней зоны и $u_1 = 0,069 \ln \frac{y_1}{\delta_1}$ для верхней зоны, приведены в табл. 54; там же указаны наблюдаемые значения скоростей.

Таблица 54

Сопоставление рассчитанных и наблюдаемых скоростей течений

y_1 (м)	u_1 (м/сек.)	$u_{\text{наб}}$ (м/сек.)	y_2 (м)	u_2 (м/сек.)	$u_{\text{наб}}$ (м/сек.)
0,1	0,355	0,38	0,1	0,29	0,32
1,0	0,525	0,53	2,1	0,50	0,50
2,1	0,580	0,58	5,0	0,55	0,56
			7,2	0,58	0,58

Совпадение результатов вычислений с данными натурных измерений ($u_{\text{наб}}$) оказывается достаточно хорошим, что дает Леви

полное основание рекомендовать полученные зависимости для использования при гидравлических расчетах ледового режима водотока.

Вскрытие рек происходит по-разному, в зависимости от того, куда они текут: с юга на север или с севера на юг. Реки, текущие с севера на юг, например, Волга, находятся в этом отношении в более благоприятных условиях, и ледоходы на них проходят легче, не вызывая заторов.

На ледоход влияют интенсивность таяния снега и льда, мощность ледяного покрова и быстрота подъема уровней, связанная с паводком. Южные участки рек, благодаря климатическим особенностям, разрушаются раньше. Там происходит более быстрое таяние снега и льда и уменьшение прочности ледяного покрова. В результате этого очищение начинается с южных участков и переходит к северным. Когда начинается ледоход на северном участке, река бывает уже чистой, и лед не задерживается.

Совершенно иная картина имеет место при ледоходе на реках, текущих с юга на север; например на большинстве наших сибирских рек: Лене, Оби, Енисее, Колыме и др. Первыми освобождаются южные участки. Ледоход, направляясь на север, встречает прочные, не затронутые таянием льды, в результате чего возникают заторы, обладающие большой разрушительной силой. Затем заторы прорываются, происходит вскрытие реки на участках за затором, после чего вновь создается затор ниже первого. Весь ледоход сопровождается рядом заторов. Промежуточное положение занимают реки, текущие с востока на запад или с запада на восток.

Вскрытие в этом случае происходит одновременно по всей реке (например, на Сев. Двине). Ледоход сопровождается заторами, но они не имеют такой периодичности как на реках, текущих на север. Весь процесс вскрытия реки, от первых подвижек и до очищения, составляет для каждого района 10—20 дней.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЬДА И ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Исследования льда и ледяного покрова преследуют целью установить законы, определяющие возникновение, развитие и разрушение льда, изучить его физические свойства для разработки методов борьбы со льдом, использование его грузоподъемности и прогнозирования его свойств. К их числу относятся исследование видов льда и ледяного покрова в разных географических районах, изучение динамики льдов, явлений разрушения, торошения и смерзаемости льда при формировании ледяного покрова и др. Решение этих проблем является основной задачей ледоведения и ледотехники. Исследования проводятся в комплексных экспедициях и в лабораториях. Анализ полученных результатов с применением инженерных и физико-математических расчетов позволяет раскрыть закономерности, связанные с возникновением, развитием и разрушением ледяного покрова.

Примером экспериментальной базы является ледоисследовательская лаборатория Арктического и Антарктического научно-исследовательского института, представляющая собой четыре камеры, в которых может устанавливаться требуемая отрицательная температура. Две гидрокамеры позволяют проводить опыты с ледяным покровом, так как имеют специальные бассейны с глубиной 1,70 и 1,90 м. Размеры бассейнов: малой гидрокамеры — $4,0 \times 1,5$ м, большой гидрокамеры — $13,6 \times 2,0$ м. Предусмотрено, что нарастание льда в бассейнах происходит как в природных условиях — сверху. Две другие камеры позволяют проводить исследования свойств льда и проверки приборов при низких температурах. Минимальная температура, которую можно получить в камере, — -40° .

Во всех исследованиях должны четко разграничиваться два основных направления: а) исследование льда как физического тела; б) исследование ледяного покрова как географического объекта. Такое разграничение позволяет избежать ошибок, кото-

рые возможны, когда по результатам исследования льда как физического тела (или как материала) судят о ледяном покрове, хотя для него, помимо свойств слагающего его льда, существенную роль играют свойства самого покрова, являющегося своеобразной ледяной конструкцией.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЬДА КАК ФИЗИЧЕСКОГО ТЕЛА

Исследование прочностных свойств льда производится методами, принятыми в сопротивлении материалов. Исследуется разрушающее напряжение (временное сопротивление) льда на сжатие, изгиб и срез. Обычно ведется испытание на одностороннее сжатие. В этом случае используются масляный и пружинный прессы. Образец льда выпиливается в виде куба. Расчет производится по формулам табл. 36.

Если отсчет берется по манометру прессы, то следует для получения полной силы эту величину помножить на площадь поршня.

Для полевых исследований используются пружинные прессы. В лабораторных условиях испытания лучше проводить на стационарных масляных прессах или на специальном ледовом прессе. При испытании на сжатие следует особенно тщательно подготовить грани испытываемого образца, непосредственно воспринимающего давление. Неровности на гранях могут повлиять на результаты испытаний.

Определение временного сопротивления сдвигу проявляется при относительно небольших нормальных напряжениях в больших касательных напряжениях. В отличие от нормальных напряжений касательные напряжения действуют в плоскости сечения. Соотношения между касательными и нормальными напряжениями определяются кругом Мора. Исследования для определения сопротивления льда сдвигу производятся на приборе Н. Н. Маслова и Ю. Ю. Лурье. Прибор имеет рабочий цилиндр, две обоймы и загрузочное устройство, обеспечивающее передачу нормальных и касательных усилий. Образец льда, имеющий форму цилиндра, помещается в рабочий цилиндр. Сдвиг достигается боковым перемещением верхней обоймы относительно нижней. Между обоймами имеется щель. В пределах этой щели и происходит сдвиг образца.

Вопросы исследования сдвига чрезвычайно важны при определении движения ледников. Огромные толщи ледников создают большие давления, в результате чего возникают значительные касательные напряжения.

Исследование льда на растяжение производится на специальных прессах. Образцы льда (рис. 33) изготавливаются в виде восьмерки и устанавливаются в специальных зажимах.

Напряжения рассчитываются по формуле, аналогичной формуле для сжатия (табл. 36), но силы в этом случае действуют в направлении, обратном силам сжатия.

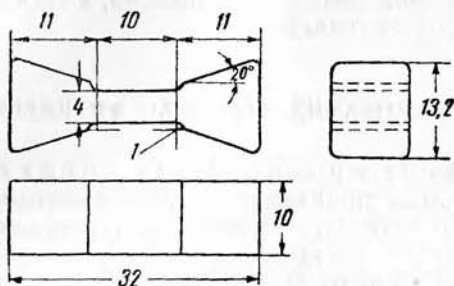


Рис. 33. Образец льда для исследования на растяжение (размеры в сантиметрах).

Исследования льда на изгиб производятся также на специальных прессах. Испытание ведется по схеме балки на двух опорах. Образец изготавливается в виде прямоугольного бруска.

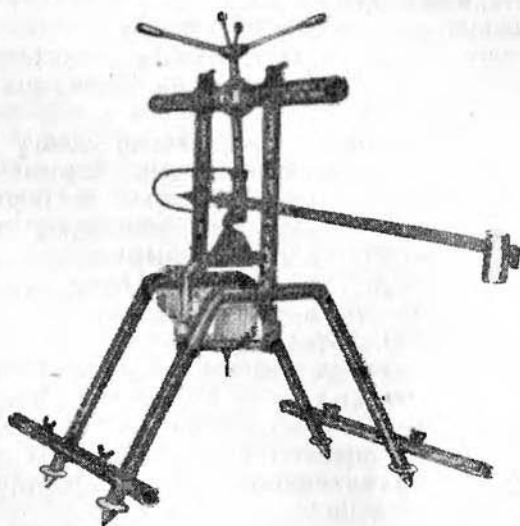


Рис. 34. Станок Арнольда-Алябьева.

Испытания на изгиб могут производиться в полевых условиях на станке Арнольда-Алябьева (рис. 34) на лабораторном прессе (рис. 35) или на специальных машинах. Наиболее совершенными являются испытательные машины для льда.

Однотонная универсальная машина для испытания образцов льда (рис. 36) предназначена для испытания образцов льда на растяжение, изгиб и сжатие. Основание машины представляет чугунную плиту, на которой закреплена металлическая колонка с горизонтальной площадкой.

Механизм силонагружения имеет два привода — ручной и электрический.

При испытаниях на изгиб образец устанавливается в специальные захваты. При вращении рукоятки ручного привода равномерно со скоростью 30 об/мин. образец подвергается растягивающему усилию со скоростью 2,5 мм/мин.

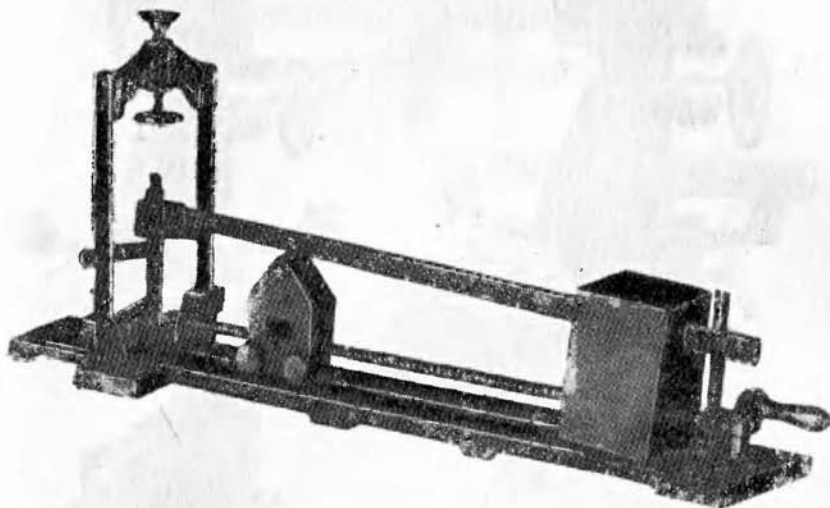


Рис. 35. Лабораторный пресс.

Нагружение образца производится до полного его разрушения: при этом контрольная стрелка циферблата фиксирует максимальное усилие, которому подвергался образец, а маятник плавно возвращается в исходное положение при помощи гидровакуумтормоза.

Испытание образца льда на сжатие можно производить при наличии двух дополнительных плит.

Чтобы получить наглядную картину деформации льда в каждый момент времени при растяжении, изгибе или сжатии, машина имеет диаграммный аппарат. Он состоит из алюминиевого барабана диаметром 120 и длиной 200 мм, вращающегося на центрах; червячной рейки с карандашдержателем, служащей для записи диаграммы на бумаге барабана; ускорителя, состоящего из одной пары шестерен с передаточным отношением,

равным 5, и двух барабанов с передаточным отношением, равным 4. Таким образом, общее передаточное отношение ускорителя равно 20; ускоритель повышает вращение барабана в 20 раз, увеличивая тем самым масштаб записи деформации на бумаге. Одновременно с вращением барабана от возрастающих сил, приложенных к образцу, штанга маятника, отклоняясь, отводит рейку с карандашдержателем и записывает усилие, соответствующее деформации.

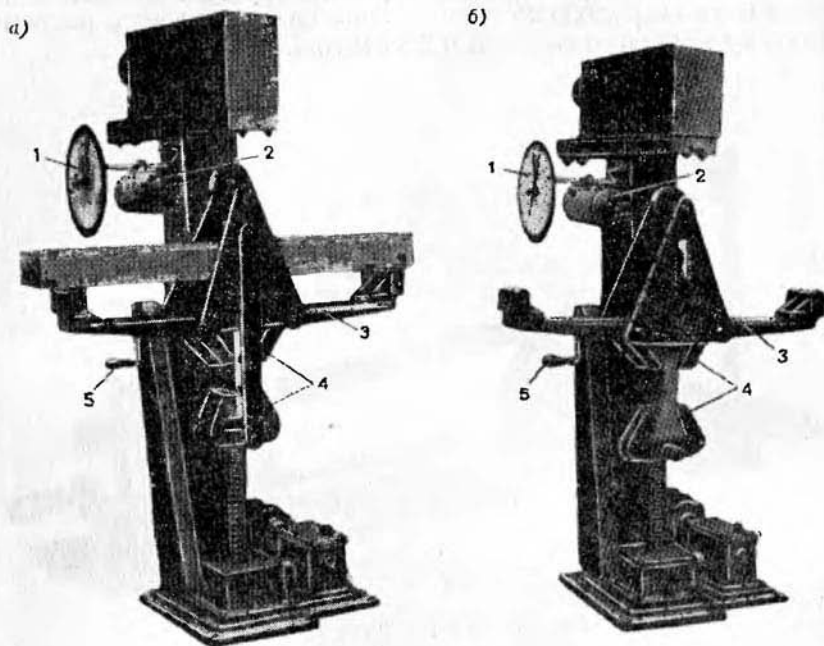


Рис. 36. Однотонная универсальная машина для испытания образцов льда на изгиб (а) и на растяжение (б).

1 — шкала нагрузок, 2 — барабан диаграммного аппарата, 3 — траверза для испытания образцов льда на изгиб, 4 — захваты для испытания образцов льда на растяжение, 5 — рукоятка для ручного привода.

Стокилограммовая полевая испытательная машина (ПИМ-100). На рис. 37 представлен общий вид полевой испытательной машины для определения прочности льда на изгиб. Размеры образцов от 4×4 до 9×9 см и длиной от 20 до 70 см. С помощью машины можно измерять также стрелку прогиба. Для этого индикаторная головка крепится на основании машины с помощью специального стержня. Вес машины 29 кг.

Стационарная пятидесятитонная испытательная машина на сжатие. На рис. 38 представлена испытательная машина для сжатия больших образцов льда.

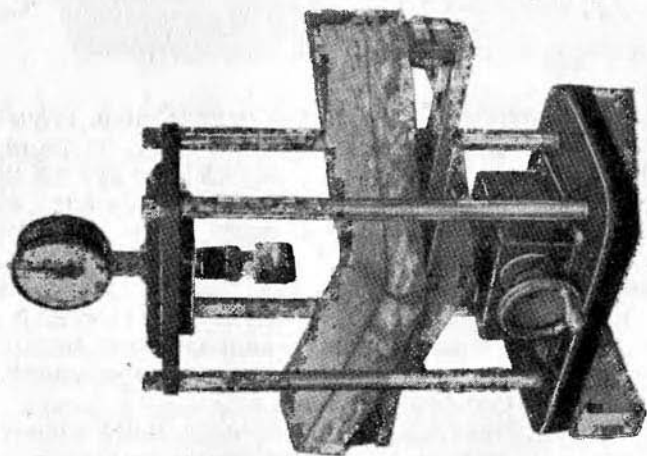


Рис. 37. Полевая стокилограммовая испытательная машина.

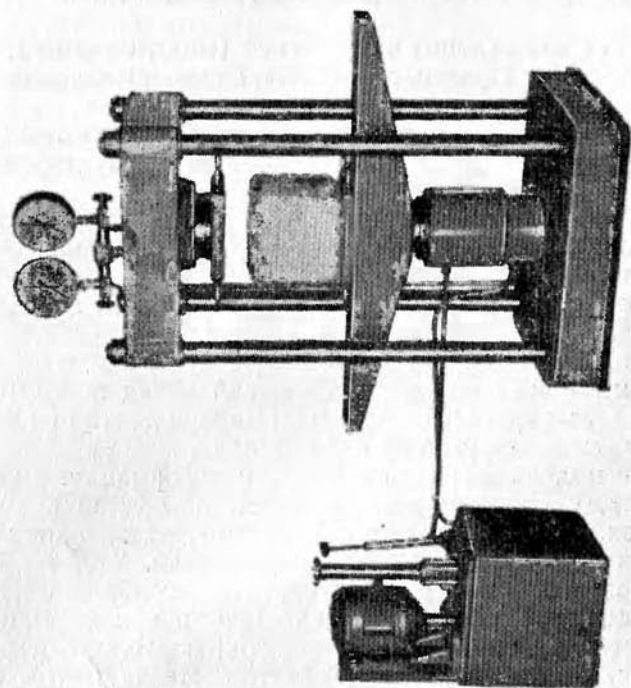


Рис. 38. Стационарная пятидесятитонная испытательная машина.

К упругим характеристикам льда относятся:

а) модуль упругости нормальных напряжений (модуль Юнга);

б) модуль скалывающих напряжений (модуль сдвига);

в) коэффициент Пуассона, характеризующий отношение поперечной и продольной деформаций;

г) скорости упругих волн: продольной, определяющей объемные деформации и поперечной, определяющей деформации сдвига.

Каждая из волн распространяется независимо от другой с соответствующей скоростью, зависящей от плотности среды и ее упругих свойств. При исследовании упругих свойств льда на образцах существуют два метода — статический и динамический.

Определение упругих характеристик льда статическим методом. Статический метод позволяет определять модуль упругости нормальных напряжений при воздействии статической нагрузки на образец льда.

Величина модуля зависит от скорости деформации. В упруго-вязких телах, к которым можно отнести и лед, при обычных температурах, помимо упругих деформаций, развиваются и упруго-пластические и пластические деформации. Чтобы статическим методом получить модуль упругости, необходимо проводить исследования так, чтобы пластические деформации не успевали развиваться. Практически установлено, что деформация, возникающая в первые 5—10 секунд, отвечает этим требованиям. Определяя модуль упругости, можно воспользоваться уравнением теории упругости для балки на двух опорах. Согласно этому уравнению

$$E = \frac{Pl^3}{48fJ},$$

где E — модуль упругости нормальных напряжений, кг/см²; P — действующая сила, кг; l — расстояние между опорами (для схемы балки, лежащей на двух опорах), см; f — прогиб под сосредоточенной нагрузкой, возникающий в течение первых 5—10 сек., см; J — момент инерции поперечного ледяного образца, см².

Если замеры деформации будут проведены за более длительное время, получается не «чистый модуль» упругости, а коэффициент пропорциональности между напряжением и деформацией, включающий в себя, помимо упругих деформаций, эластичную и пластическую деформации.

Так как лед работает под нагрузками за зоной упругих деформаций, получим модуль упругости, являющийся условным. Его также можно использовать для инженерных целей, хотя строгого решения физической задачи в этом случае не будет.

Наиболее правильными с точки зрения физики явления будут определения модуля упругости динамическими методами: методом резонансных колебаний и методом ультразвуковых колебаний.

Определение упругих характеристик льда динамическим методом резонансных колебаний. Метод заключается в том, что в образце льда возбуждаются механические колебания изгиба, продольные или поперечные, и определяется собственная частота этих колебаний.

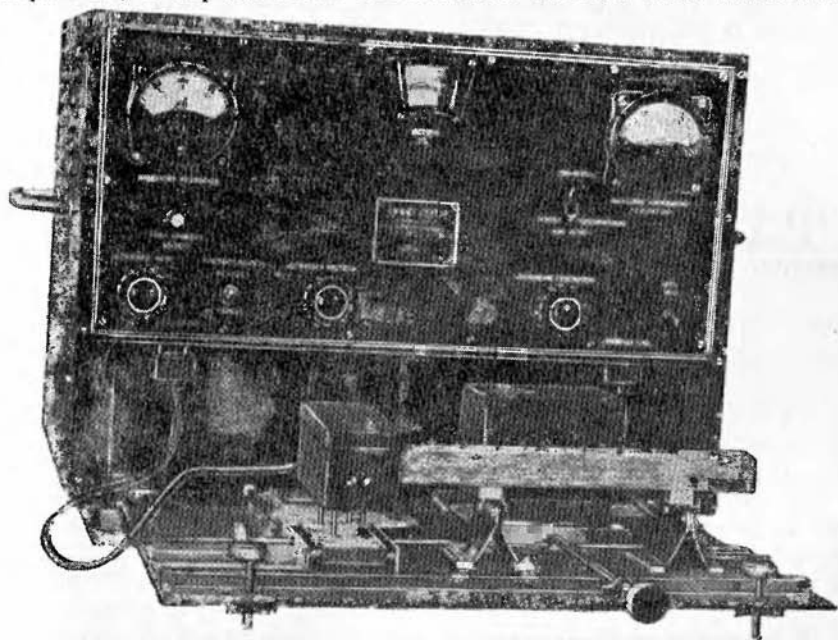


Рис. 39. Общий вид прибора ИРЧ-2.

Эта частота отсчитывается по лимбу генератора. Общий вид прибора ИРЧ-2 с образцом льда показан на рис. 39.

Динамический модуль упругости рассчитывается по следующей формуле:

$$E = 0,965 \cdot 10^{-6} \left(\frac{l}{b} \right)^3 \frac{P f_n^2}{a} T,$$

где E — динамический модуль упругости, кг/см²; l — длина образца, см; b — ширина образца, см; P — вес образца, г; f_n — частота колебаний при изгибе, гц; a — высота образца, см; T — коэффициент, зависящий от отношения сечения образца b (в направлении колебаний) к его длине l и определяемый по графику $T = f\left(\frac{b}{l}\right)$.

Коэффициент $0,965 \cdot 10^{-6}$ учитывает основной вид колебаний образца и размерность выбранных единиц измерения.

Формула применяется для измерений колебаний при изгибе. При измерении же продольных колебаний она имеет вид

$$E = 4,08 \cdot 10^{-6} \frac{IPf_n^2}{ab},$$

где f_n — частота продольных колебаний, гц.

Коэффициент $4,08 \cdot 10^{-6}$ учитывает основной вид колебаний образца и размерность выбранных единиц измерения.

При измерении поперечных колебаний для вычисления модуля сдвига пользуются выражением

$$G = 4,08 \cdot 10^{-6} \frac{IPf_k^2}{ab} k,$$

где f_k — частота поперечных колебаний, гц.

Коэффициент k характеризует отношение полярного момента инерции к моменту сопротивления и определяется по формуле

$$k = \frac{\frac{a}{b} + \frac{b}{a}}{4 \frac{a}{b} + 0,21 \left(\frac{a}{b}\right)^6 - 2,52 \left(\frac{a}{b}\right)^2},$$

где a — размер короткой, b — размер длинной стороны поперечного сечения, см.

Коэффициент Пуассона подсчитывается по частоте продольных и поперечных колебаний

$$n = \frac{0,5}{k} \left(\frac{f_n}{f_k}\right)^2 - 1.$$

В качестве возбудителя поперечных колебаний используется адаптер, у которого вместо винта, крепящего иглу, ввинчен конус.

Определения упругих характеристик льда динамическим методом ультразвуковых колебаний. Ультразвуковой метод определения упругих характеристик льда основан на периодической посылке в лед коротких упругих импульсов с последующим приемом их после отражения от границы раздела лед—воздух. Измеряя время между посылкой импульса в лед и приемом импульса, отраженного от границы раздела лед—воздух, можно по известной величине толщины образца льда определить скорость распространения упругих волн в нем.

Для определения упругих характеристик льда необходимо измерить скорости распространения продольной и поперечной волн.

Для возбуждения, регистрации и измерения времени прохождения упругих волн во льду служит ультразвуковой импульсный модулемер.

Принцип его работы сводится к следующему. Задающий генератор вырабатывает периодические импульсы заданной длительности. Эти импульсы используются для запуска блока развертки, генератора импульсов высокой частоты, генератора калибрационных марок и подсветки луча электронно-лучевой трубки во время развертки.

Под действием запускающего импульса генератор импульсов высокой частоты генерирует кратковременный высокочастотный импульс, который подается на пьезопреобразователь. Пьезопреобразователь превращает электрический импульс в упругий. Одновременно с началом излучения высокочастотного импульса в лед начинает работать блок развертки, создавая напряжение, линейно изменяющееся во времени.

Через промежуток времени, в течение которого упругая волна пройдет расстояние от излучателя до пьезоприемника, на экране электронно-лучевой трубки появится принятый импульс. Измеряя время прохождения упругих волн во льду по калибрационным маркам времени, наложенным на линию развертки, определяем по известной толщине льда скорость распространения упругих волн.

Для возбуждения и приема упругих волн во льду используются кварцевые пластинки, а также пластинки из титаната бария (рис. 40).

Для возбуждения сдвиговых волн кварцевые пластинки приклеиваются ко дну держателя эпоксидным клеем, а держатели примораживаются ко льду. При возбуждении продольных волн для связи со средой используется машинное масло. На рис. 41 представлен общий вид прибора.

Исследование структуры и текстуры льда. Для изучения строения ледяного покрова используются методы петрографического исследования, заключающиеся в выявлении закономерностей залегания, состава и строения, взаимного расположения, содержания включений и их распределения.

Изучение строения ледяного покрова производится непосредственно в полевых условиях. Составляется подробное текстурное описание разрезов в стенке шурфа или по образцу. Описываются, измеряются и фотографируются наиболее характерные детали строения. Отмечаются основные формы строения, выделяются отдельные слои, определяется их мощность, условия залегания.

Полевые наблюдения над текстурой льда дополняются и уточняются лабораторными исследованиями. В комплекс лабораторных исследований входит изучение его кристаллического

строения, определение объемного веса, пористости, солевого состава, твердых включений.

Для структурных исследований из образцов льда изготавливаются шлифы — образцы льда. Чтобы изготовить ледяной шлиф, нужно небольшой пилой вырезать брусок льда $50 \times 25 \times 10$ мм, одну из плоских его сторон шлифовать на наждачной бумаге с постепенной заменой более грубых шкурок мелкозернистыми и окончательно выровнять и отполировать на железной или медной рихтовочной плитке.

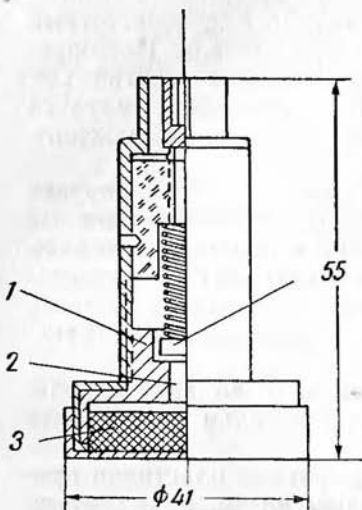


Рис. 40. Разрез пьезовибратора.
1 — обойма вибратора из плексигласа, 2 — контакт из латуни, 3 — пластина из титаната бария.

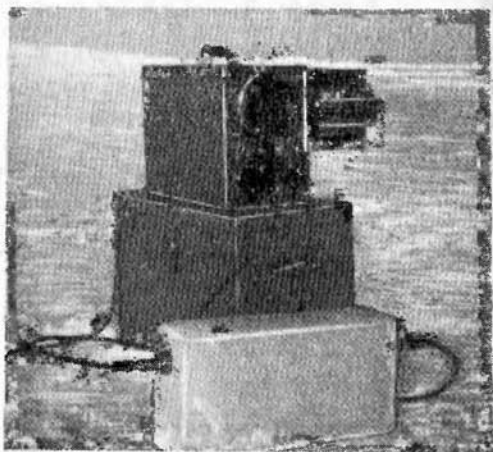


Рис. 41. Общий вид ультразвукового прибора для определения упругих характеристик льда.

Ровная поверхность обеспечивает плотное прилегание шлифа к предметному стеклу и невозможность механического повреждения при дальнейшей обработке.

Примораживание шлифа производится очень слабым подогревом (на теплой руке) предметного стекла, после чего брусок льда плотно прижимается к предметному стеклу и на 10—20 минут оставляется на холодном металлическом предмете.

После плотного примерзания приступают к шлифовке второй поверхности. Для ускорения шлифовки до толщины 2—3 мм поверхность льда легко обрабатывается острым ножом.

Дальнейшая обработка шлифа производится наждачной бумагой: до толщины 0,8—1,0 мм он шлифуется грубозернистой бумагой и окончательно, до толщины 0,3—0,6 мм доводится на мелкозернистой.

Изготавливая шлиф, следует иметь в виду, что при обработке его толщина чаще всего получается неодинаковой, обычно края шлифуются быстрее. Для предохранения краев шлифа от быстрого стачивания на поверхность предметного стекла можно примораживать стеклянные пластинки толщиной 0,5—0,6 мм. Рихтовочную плитку при необходимости можно охлаждать, помещая ее в смесь снега и поваренной соли или селитры.

В результате испарения льда шлиф в обычных условиях сохраняется непродолжительное время (несколько часов), исследование его под микроскопом следует проводить сразу же после изготовления. В полевых условиях шлифы рекомендуется хранить в небольшой коробке, закопанной в плотный снег.

При исследовании структуры льда с помощью шлифа пользуются поляризационным микроскопом. При этом дается характеристика следующих элементов: зернистости, структурного рисунка, характера включений и их взаимного расположения, пространственной ориентировки кристаллов, фотографирования структуры льда, макроскопического исследования и определения включений¹.

Зернистость. Определяется абсолютная величина кристаллов льда, слагающих ледяной покров.

Для измерения линейных размеров в шлифах используются несколько методов:

а) непосредственное измерение в шлифе при помощи объект-микрометра, который накладывается на поверхность шлифа, и затем делается отсчет;

б) измерения при помощи салазок, препаратоводителя или интеграционного столика, которые имеют специальные деления с точностью отсчета до 0,1 мм, это наиболее удобный и достаточно точный способ;

в) измерения при помощи окуляр-микрометра (сетки или линейки). Цена деления сетки или линейки определяется для каждого окуляра. Для удобства пользования составляется специальная табличка для разных объективов. Это наиболее грубый способ.

Структурный рисунок. Определяется форма кристаллов, их относительный размер, взаимное расположение, характер границ между ними.

Формы кристаллов, наблюдаемые во льду, как правило, имеют неправильные очертания, что объясняется условиями стесненного роста. Отдельные участки льда характеризуются однородностью структурных особенностей и определяют характер структурного рисунка. При наблюдении под микроскопом особое внимание уделяется характеру границ между кристаллами

¹ Для исследования структуры льда Н. В. Черепановым составлена специальная подробная инструкция.

льда, их извилистости, наличию включений по границам, изменению границ при наличии включений и т. д.

Характер включений. При наблюдении под микроскопом большое внимание должно быть уделено посторонним примесям в виде песка, ила, пузырьков газа, солей и др. Необходимо, по возможности, выявлять влияние посторонних включений на условия роста и развития кристаллов и на изменение характера границ между кристаллами. Следует также давать количественную характеристику содержания включений во льду.

Пространственная ориентировка кристаллов. Основной характеристикой для определения пространственной ориентировки кристаллов служат направления их оптических осей, которые в одноосном кристалле, каким является лед, совпадают с главной кристаллографической осью.

Определение ориентировки оптических осей производится на универсальном столике Федорова.

В зависимости от поставленной задачи ориентировка кристаллов может быть определена относительно плоскости заморзания, слоистости, движения и т. д. Для того чтобы структуру льда привязать к элементам залегания в природных условиях, все наблюдения должны проводиться в ориентированных образцах. С этой целью при отборе образцов на его поверхности отмечают элементы залегания.

Измерение ориентировки кристаллов льда проводят на тех же образцах, с которых получены отпечатки структурного рисунка.

Внимательно просматривая протаявший и окрашенный образец льда, можно заметить внутри кристаллов небольшие светлые диски или небольшие лепестки (так называемые «цветы Тиндаля»), по своим очертаниям напоминающие снежинки. Эти диски состоят из воды, получившейся в результате внутреннего таяния. Выходя на поверхность среза кристалла, они образуют своеобразную штриховку, которая в каждом отдельном кристалле сохраняет строго определенное направление.

Плоскости, на которых образуются фигуры плавления, тесно связаны с главной кристаллографической и оптической осями и расположены перпендикулярно к ним (плоскости скольжения или трансляции). Количество образовавшихся дисков в отдельных кристаллах может быть различным и зависит от интенсивности облучения образца льда.

Для измерения ориентировки достаточно наличия двух или трех фигур плавления у каждого кристалла.

В некоторых кристаллах часть фигур плавления после заморзания исчезает. Они могут быть обнаружены после вторичного протаивания. Особенно удобно при этом пользоваться увеличительным стеклом, которое позволяет получать концентри-

рованный пучок света и направлять его в исследуемый кристалл.

Угол наклона плоскости трансляции легко измерить при помощи транспортира, для чего по направлению фигуры плавления втыкают тонкую стальную иглу. Направление оптической оси к плоскости среза вычисляют как угол, дополняющий до 90° .

Этот метод позволяет иногда довольно точно измерить положение плоскости трансляции даже при отсутствии фигур плавления. Втыкая стальную иглу в плоскости трансляции, можно заметить, что образуется одна небольшая трещина, и игла входит в лед с наименьшим усилием. При отклонении от этого направления при втыкании иглы образуется целый веер трещин, и игла втыкается с большим усилием.

Результаты измерений положения оптических осей наносятся на имеющиеся позитивные отпечатки структуры с данного образца, для чего можно пользоваться следующим обозначением. Чертой-штрихом указывают простирание, а стрелкой — направление оптической оси и угол наклона в градусах к плоскости среза.

Этот метод дает довольно хорошие результаты и является почти единственно возможным при изучении льда крупнозернистой структуры, когда размер отдельных кристаллов льда превышает 5—10 см.

При измерении ориентировки кристаллов можно пользоваться другим методом, основанным на измерении ориентировки сублимационных кристалликов, образовавшихся на отдельных монокристаллах льда и соответствующих его ориентировке.

Сублимационные кристаллы имеют совершенную симметрию. Измеряя углы поворота каждого кристалла, при котором наблюдается наиболее интенсивное отражение света, можно определить ориентировку кристалла. В этом способе большое значение имеет размер сублимационных кристалликов, образующихся на поверхности среза; чем крупнее сублимационные кристаллы, тем легче определяется их ориентировка.

В результате обработки фотоматериалов по структуре льда и измерению ориентировки оптических осей могут быть получены следующие структурные характеристики:

- 1) средний размер сечений кристаллов по трем направлениям;
- 2) площади сечений кристаллов;
- 3) коэффициент извилистости;
- 4) средний объем кристаллов в зависимости от глубины горизонта и среднего размера кристалла;
- 5) количество кристаллов в единице объема;
- 6) площадь поверхности кристалла.

Фотографирование структуры льда позволяет произвести определение размеров кристаллов, пор и включений, их раз-

мещений и т. д. Фотографии значительно ускоряют и облегчают трудоемкую работу с микроскопом при низких температурах.

Фотографирование структуры льда производится в проходящем, а также в поляризованном свете. В проходящем свете на фотографиях хорошо фиксируются включения пузырьков и посторонних частиц. Контуры кристаллов получаются не всегда отчетливо, поэтому их приходится фотографировать в поляризованном свете. Кристаллы льда в поляризованном свете имеют различную окраску, фотографии дают некоторое приближенное представление о характере ориентировки оптических осей и четкие очертания контуров.

Для микрофотографирования используются специальные насадки на поляризационный микроскоп, из которых наиболее распространены МФ-1, МФ-2. Эти камеры применяются в основном для фотографирования деталей шлифа, поскольку они дают очень большое увеличение. Фотографирование производится обычным путем на низкочувствительные пластинки или пленки.

В практике чаще всего приходится пользоваться самодельными насадками, обращение с которыми несложно.

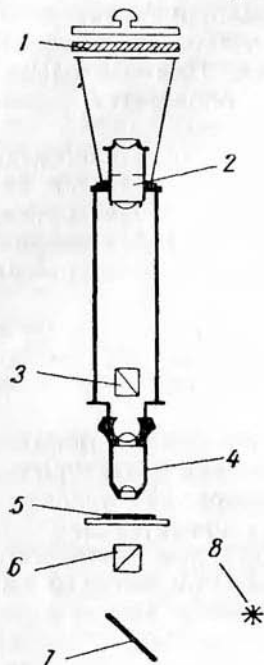


Рис. 42. Схема микрофотоустановки для фотографирования льда в поляризационном свете.

1 — матовое стекло, 2 — окуляр, 3 — анализатор, 4 — объектив, 5 — шлиф, 6 — поляризатор, 7 — зеркало, 8 — источник света.

На рис. 42 показана схема такой установки. Металлический конус с верхним диаметром 5 см одевается на тубус микроскопа. На верхней части конуса находится небольшая горизонтальная площадка для матового стекла и для фотопленки или фотобумаги.

Наводка на резкость осуществляется перемещением тубуса в вертикальном положении. При фотографировании матовое стекло снимается, и на площадку кладется фотопленка, которая прижимается небольшим плоским грузиком, на нижней поверхности которого наклеена замша или сукно. Соответствующее увеличение может быть получено сменой объективов. Кроме того, вставляя в тубус окуляр, можно получить более крупное увеличение.

Для фотографирования шлифов льда при небольших увеличениях рекомендуется фотополяризационная установка.

На рис. 43 представлена ее схема. Установка состоит из обычного фотоувеличителя любой конструкции и двух поляроидных пленок: поляризатора и анализатора. Поляризатор вставляется между источником света и конденсором, размер его должен быть немного больше диаметра конденсора.

Анализатор вставляется в оправу светофильтра и одевается на объектив или крепится на специальном кронштейне. При фотографировании шлиф льда вставляется в прорезь на место пленки.

Фотографирование структуры льда следует проводить при достижении резкого отличия в окраске соседних кристаллов, что достигается поворотом анализатора.

Для освещения можно использовать лампы небольшой мощности 6—12 вт с питанием от аккумулятора. Применение более мощных ламп нежелательно, поскольку они выделяют большое количество тепла, что может привести к таянию и порче шлифа.

Фотографирование шлифов льда производится на фотопластинках, которые при съемке кладутся в копировальной рамке на экран. Экспозиция определяется опытным путем и зависит от силы источника света и светочувствительности пластинок. Лучшие результаты получаются при фотографировании на пластинках специального типа (фотопластинки для научных целей — спектральные, тип I, II, III). Можно использовать низкочувствительные репродукционные пластинки, желательно, панхроматические.

При фотографировании шлифов льда следует иметь в виду, что для дальнейшей обработки фотоснимков необходимо знать

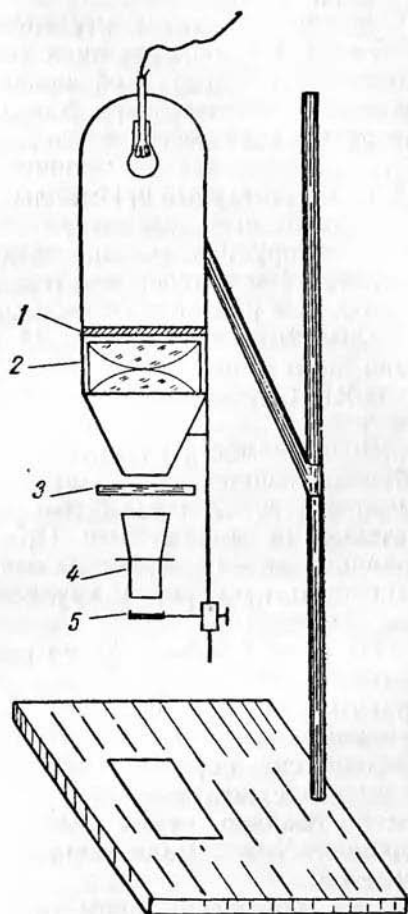


Рис. 43. Схема фотополяризационной установки для фотографирования шлифов льда.

1 — поляризатор, 2 — конденсатор, 3 — шлиф, 4 — объектив, 5 — анализатор.

увеличение. С этой целью, одновременно со шлифом фотографируется масштабная линейка, которая может помещаться на предметное стекло со шлифом или фотографируется отдельно с тем же увеличением.

Макроскопическое исследование структуры льда. Как известно, вода, составляющая тело ледяного кристалла, является почти дистиллированной, прослойки же между кристаллами содержат включения соли. Благодаря этому, при повышении температуры льда до точки его плавления лед в прослойках между кристаллами тает интенсивнее, вызывая распад ледяного покрова на отдельные кристаллы.

Наблюдения показывают, что это свойство прослоек более всего обнаруживается при таянии льда от воздействия лучистой энергии. Чем интенсивнее подвергается ледяной покров прогреванию, тем активнее происходит его распад на отдельные кристаллы. Это свойство льда Н. В. Черепановым было использовано при выявлении скрытокристаллической структуры льда в лабораторных условиях облучением образцов электрическим светом.

В зависимости от интенсивности облучения на поверхности образца начинают постепенно обнаруживаться вначале едва заметные, а затем все более увеличивающиеся границы между отдельными кристаллами. При мелкозернистой структуре льда границы между кристаллами обнаруживаются значительно раньше, и, наоборот, у крупнозернистого льда проявление границ замедляется.

По расположению фигур плавления легко может быть определена ориентировка кристаллов льда. О методах определения ориентировки сказано ниже. Может быть рекомендована следующая методика подготовки и протаивания образца льда. Поверхность образца хорошо шлифуется вначале рубанком с широкой железкой, края которой должны быть заточены слегка овально, чтобы избежать образования царапин на поверхности льда. Дальнейшая шлифовка проводится наждачной бумагой.

Для облучения применяется электрическая лампа мощностью 200—300 вт, вмонтированная в рефлектор, или специальная тепловая лампа 500 вт с зеркальным рефлектором внутри цоколя. Обработка образца и протаивание проводятся при отрицательной температуре. В процессе прогревания на поверхности образца появляется вода, которую нужно все время удалять.

Вначале по границам отдельных кристаллов образуются едва заметные тонкие нити-бороздки; при более длительном прогревании они превращаются в довольно глубокие и хорошо заметные.

Как только проявятся все границы кристаллов, образец насухо вытирается и окрашивается. Для окраски применяется су-

хая краска, нерастворимая или плохо растворимая в воде; сурик, угольная пыль, мелкий графит и пр. Краска наносится посыпкой и втирается сухой тряпкой. На поверхности образца краска задерживается только в бороздках между кристаллами, а с гладкой поверхности легко стирается. После окраски образец охлаждается.

Этот метод дает весьма хорошие результаты при крупнозернистой структуре льда, когда размер зерен не менее 10—15 мм.

Кроме того, на поверхности среза хорошо фиксируется штриховка плавления.

У льда, имеющего мелкозернистую структуру, время протаивания следует сокращать, так как при более сильном протаивании происходит распад на мелкие зерна, и окраска получается нечеткой из-за глубокого проникновения краски между небольшими кристаллами.

С окрашенного и хорошо промерзшего образца делают фотографические отпечатки контактным способом. Для этого окрашенный образец льда используют как негатив, который накладывают на эмульсионный слой фотографической бумаги. Для более ровного и плотного прилегания бумаги к образцу фотографирование производится на гладкой ровной доске или на листе фанеры, на поверхность которой кладут 2—3 слоя темного сукна.

Все эти работы проводят в комнате при отрицательной температуре. Лучшие фотографии получаются на контрастной фотобумаге № 5—6. Проявляются снимки обычным метологидрохиноновым проявителем.

Отпечатки структуры льда с окрашенного образца можно сделать при дневном освещении, используя для этого дневную фотобумагу (аристотипную). При печатании на дневной бумаге экспозиция длится 1—2 часа. В ясную погоду следует избегать освещения образца солнечным светом, так как может начаться таяние льда.

Определение объема включений воздуха во льду производится в полевых условиях. Для этого применяется специальный прибор, состоящий из стеклянного колпака (колокола) и притертой бюретки (рис. 44).

Образец льда помещается под стеклянный колокол, заполненный керосином, имеющим отрицательную температуру. Затем этот прибор помещают в теплое помещение или подогревают. По мере таяния освобождающийся из льда воздух собирается в бюретке.

После того как растает образец льда, а освободившийся воздух соберется в стеклянной бюретке, производится отсчет. Одновременно фиксируются температура воздуха, атмосферное давление (мм) и разность уровней керосина в бюретке или в открытом сообщающемся сосуде. Объем воздуха, освободившегося из

льда, приводится пересчетом к температуре льда в естественных условиях.

Исследование солёности льда проводится с помощью химического анализа растаявшего льда. Титрование выполняется на месте, или берутся пробы льда для последующего анализа с различных слоев ледяного покрова.

Можно указать на следующие приемы взятия проб:

а) во время выработки шурфа они выпиливаются или выкалываются из соответствующего слоя;

б) берутся от «кабана»¹, выпиленного из ледяного покрова и поднятого на поверхность (брать следует сразу же по извлечении кабана на поверхность, предварительно соскоблив слой толщиной 2—3 см);

в) при кернавом бурении берутся из центральной части керна.

Пробы молодого льда необходимо брать осторожно и следить, чтобы в банку вместе со льдом не попала морская вода. Естественно, что перед работой банки должны быть тщательно промыты пресной, а также дистиллированной водой и тщательно просушены. Если запас дистиллированной воды невелик, в крайнем случае можно использовать талую снежную воду. Для ле-

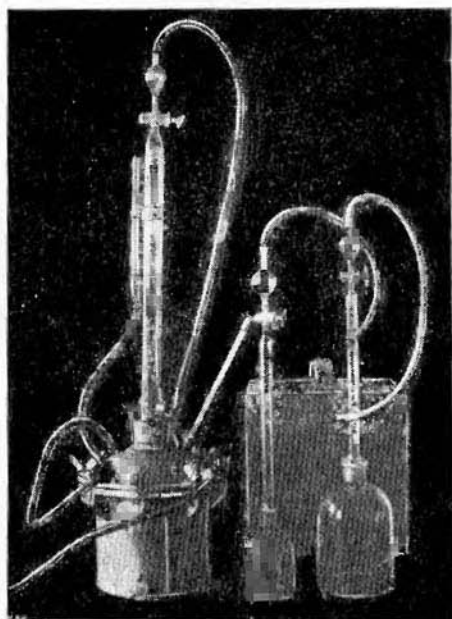


Рис. 44. Приборы для определения включений.

довых проб следует брать банки емкостью не менее 0,5—0,75 л с плотно закручивающимися или притертыми крышками. Для удобства транспортировки и хранения банки следует помещать в специальный ящик с гнездами.

Хранить банки с пробами следует при комнатной температуре, лучше всего в помещении для титрования. Определение солёности следует производить, когда растопленный лед примет комнатную температуру. Если почему-либо пробы не оттитрованы, а банки необходимо освободить для новых проб льда,

¹ В ледотехнике «кабаном» называют кусок льда, выколотый или выпиленный из ледяного покрова.

содержимое банок следует перелить в приготовленные бутылки. Последние перед употреблением необходимо также тщательно вымыть и поместить в специальный ящик с гнездами. Горлышки бутылок следует обвязывать или заливать парафином.

Титрование проб воды производится обычным способом согласно специальным инструкциям по гидрохимии.

В последнее время для определения солености льда стали с успехом применять специальные приборы — солемеры. Это

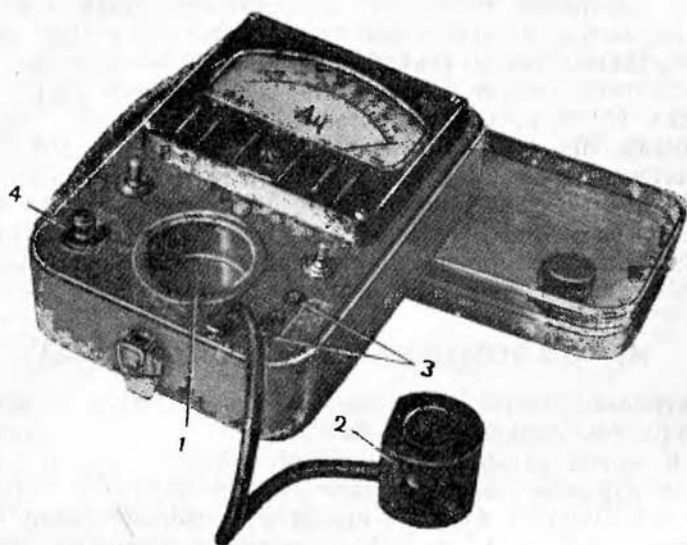


Рис. 45. Малогабаритный переносный солемер.

1 — гнездо для электродного стакана, 2 — стакан с электродами, 3 — контактные гнезда, 4 — ручка включения и регулировка напряжения.

малогабаритные, переносные, полупроводниковые приборы типа СМ-6М. Они позволяют определять соленость воды с точностью до 5‰ в диапазоне солености от 0 до 10‰. Прибор питается от малогабаритных аккумуляторов напряжением 6 в. Мощность, потребляемая прибором, 0,5 вт, его габариты — 230×60×110 мм, а вес — 2,5 кг.

Действие прибора основано на принципе электропроводности растворов, обусловленной наличием в растворе ионов, которые возникают в результате диссоциации молекул растворенного вещества. Степень диссоциации растворенных веществ определяет силу тока, проходящего по цепи. Измерение концентрации раствора методом электропроводности сводится к измерению сопротивления раствора в датчике.

Схема прибора состоит из следующих узлов:

а) преобразователя напряжения;

- б) аккумулятора;
- в) измеряющего устройства с выпрямителем и переключателем;
- г) стакана с электродами.

Измерительным прибором служит микроамперметр. Прибор выполнен в металлическом кожухе в виде одного блока. Монтаж узлов и деталей осуществлен на лицевой панели, которая крепится к корпусу прибора (рис. 45).

Для измерения солености исследуемого льда его пробы растапливаются, и этой водой ополаскивается стакан прибора с электродами, затем стакан заполняется исследуемой водой и производится отсчет. Определение делается три раза.

В тех случаях, когда солемер показывает, что соленость воды была 10‰ (стрелка микроамперметра выходит за пределы шкалы), и измерение непосредственно прибором проведено быть не может, приходится исследуемую воду разводить. Лучше разводить в десять раз (т. е. на 5 см³ испытываемой воды добавить 45 см³ дистиллированной воды, определить соленость смеси и полученный результат умножить на 10).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Измерение толщины ледяного покрова. Одной из основных характеристик ледяного покрова является его толщина. Простейший метод измерения толщины ледяного покрова заключается в бурении льда обычным ручным буром. В образовавшуюся в результате бурения скважину опускают рейку со специальным зацепом и по ней определяют толщину ледяного покрова. Существует несколько видов реек. Зацеп устроен так, что позволяет рейке проходить через скважину. Будучи опущен под лед с помощью тросика, он раскрывается и дает возможность определить глубину нижней поверхности льда. В том случае, когда измерение производится с кромки льда, часто применяют деревянные рейки с откосом и поперечиной, позволяющими заводить их под нижнюю поверхность. Рейка поднимается до соприкосновения со льдом. Отсчет производится на уровне верхней поверхности. Измерения с помощью рейки и бура очень трудоемки, особенно при больших толщинах льда. Были проведены работы по отысканию новых методов определения толщины льда, основанных на физических принципах, для чего опробовались звуковой и ультразвуковой методы, метод вертикального электрозондирования, метод измерения емкости, методы измерения с использованием сейсмоакустических колебаний, методы измерения с помощью самолетного альтиметра и электромагнитный метод измерений.

Звуковой метод заключается в том, что во льду возбуждается волна, которая, пройдя сквозь толщу льда, отражается

от границы раздела лед — вода. Отраженная волна принимается звукоприемником (электромагнитным микрофоном). Опыты проводились со льдом толщиной до 10 м. Распространения этот метод не получил вследствие своей громоздкости.

Ультразвуковой метод основывается на отражении ультразвукового импульса от границы лед — вода. Опыты показали, что для надежного применения этого метода необходимо знать скорость распространения ультразвуковых волн. Сложные структуры льда, особенно ледяного покрова динамического происхождения, не дают возможности заранее определить эти параметры. По существу задача является неопределенной, так как надо определить два зависящих друг от друга параметра. Если принимать скорость ультразвуковых волн заранее известной по проведенным исследованиям, это внесет значительную ошибку. Кроме того, при измерении играет роль размер кристаллов льда и их соотношение с длиной ультразвуковых волн. Могут быть случаи, когда длина ультразвуковой волны будет меньше средних размеров кристаллов льда или когда она будет больше. Установить закономерности в этом вопросе невозможно, поэтому получить волновое уравнение, описывающее распространение ультразвука во льду, без больших допущений нельзя. Введение допущений значительно искажает результат. Кроме того, при прохождении ультразвука сквозь лед (особенно морской) наблюдается ослабление звука по интенсивности, и поэтому требуется значительное повышение мощности импульса. Метод ультразвуковых колебаний также не нашел практического применения, хотя проведенный цикл исследований дал интересные научные результаты.

Метод вертикального электроразведывания основан на учете изменения электрического сопротивления на границе лед — вода. Так как электрические параметры воды и льда различны, метод позволяет определить достаточно точно границу раздела. При измерениях необходимо создавать электрическое поле в двух средах. Недостатком метода является трудность интерпретации результатов. Кроме того, мешают явления поляризации электродов. Метод также не нашел себе практического применения.

Емкостный метод определения толщины льда основывается на различии диэлектрической проницаемости льда и воды. В диапазоне частот от 5 до 10 Мгц диэлектрические характеристики льда сохраняют постоянное значение. На лед укладываются диполи длиной 5—10 м. Относительно поверхности нулевого потенциала, каким в данном случае является вода, слой льда будет иметь некоторую емкость. Величина этой емкости будет зависеть от диэлектрической характеристики льда и его толщины. Зная величину диэлектрической постоянной, можно, проведя измерения, получить толщину льда.

Измерения производятся дважды, с диполями разного диаметра, исключая тем самым из расчета уравнивания величины диэлектрической проницаемости. Графики позволяют производить расчет толщины достаточно быстро.

Произведенные этим методом измерения толщины арктического льда дали хорошие результаты. Однако метод не нашел применения из-за громоздкости, а, главное, из-за влияния на результаты укладки диполей на лед, так как точность измерений может быть достигнута только при хорошем соприкосновении льда с диполями. На практике невозможно выполнить это требование.

Сейсмоакустический дистанционный метод основан на том, что с помощью взрыва во льду создаются колебания, которые могут характеризовать его толщину. С помощью сейсмографов и геофонов, оборудованных радиопередатчиками, волна взрыва принимается приемником. Этот метод американские исследователи применили при исследовании толщины арктического льда. На лед с самолета на специальных парашютах сбрасывались сейсмографы с передатчиками. Приемник был установлен на самолете. Этот метод не нашел применения, так как точность его не превышает точности визуальных наблюдений опытного ледового разведчика, а сложность измерения неизмеримо выше.

Определение толщины ледников и айсбергов сейсмическим методом. Если в какой-либо области упругой среды произошло возмущение, то эта область является источником продольных и поперечных упругих волн в зависимости от характера первоначального нарушения равновесия и характера среды. Если среда однородна и первоначальное возмущение сосредоточено в весьма малой области, то волновая поверхность будет иметь сферическую форму. Радиус сферы растет пропорционально времени, причем коэффициентом пропорциональности будет, очевидно, служить скорость распространения упругих волн.

Линии, нормальные к волновым поверхностям, называются сейсмическими лучами. Вдоль этих лучей происходит перенос сейсмической энергии. Сейсмические лучи обладают рядом важных свойств. Время пробега сейсмической волны вдоль луча минимально по сравнению со временем пробега по другим возможным путям (в этом заключается так называемый принцип Ферма).

В геометрической оптике принцип Ферма приводит к известным законам отражения и преломления. Эти же законы справедливы и для сейсмических волн. Сейсмическая волна отражается, если встречает поверхность раздела, у которой скорость упругих волн или плотность меняются скачком. Зная положение отражающих поверхностей и закон распределения скоростей для каждой точки наблюдения, можно определить время пробега отраженной волны, и, наоборот, по времени пробега можно

найти положение отражающего горизонта. Наблюдения по методу отраженных волн обычно производят при помощи сейсμοприемников, расположенных по профилю, проходящему через точку возбуждения. Расстояние между сейсμοприемниками выбирается малым по сравнению с большими толщинами льда айсбергов и ледников. Если известны кажущаяся скорость, время пробега отраженных волн и расстояние точек наблюдения от пункта возбуждения, то глубина и угол наклона отражающей поверхности могут быть вычислены по специальным формулам.

Отраженные волны обычно наиболее четко выделяются на участках профиля вблизи пункта возбуждения упругих волн, где отсутствуют преломленные волны. Так как частоты волн, возбуждаемых во льду любым методом воздействия (механический удар, взрыв), не превышают 1000 кГц и, следовательно, длины волн велики, то лед можно считать при сейсмических работах однородной и изотропной средой.

Принимая такое допущение, можно по времени прихода прямых волн определить скорость распространения упругих волн во льду и, пользуясь приведенной ниже формулой, вычислить толщину льда

$$h = \frac{1}{2} \sqrt{(Vt)^2 - x^2},$$

где V — скорость распространения упругих волн; t — время пробега отраженных волн; x — расстояние между сейсμοприемниками.

Для определения малых толщин льда применялись специальные широкополосные усилители с регистрацией волновой картины на осциллограф типа МПО-2. Для приема упругих волн применялись модернизированные сейсμοприемники. На опытном профиле на расстоянии 9 м от пункта взрыва были приморожены сейсμοприемники: выяснилось, что для этих работ удовлетворяют сейсμοприемники с собственной частотой 400—500 гц. Взрывы производились в скважинах величиной заряда 50 г ВВ.

Методика работ заключается в следующем. На профиле на определенном расстоянии друг от друга примораживаются сейсμοприемники, соединенные с блоком усилителей и осциллографом. Момент взрыва и прихода упругих волн к каждому сейсμοприемнику, а также марки времени фиксируются с помощью осциллографа на киноплентку. По этой записи (называемой сейсмограммой) определяется скорость распространения упругих прямых и отраженных волн, и по времени прихода отраженной волны и ее скорости распространения вычисляется толщина льда.

Ввиду большой трудоемкости и длительности наблюдений в одной точке (порядка 2—3 часов) следует отметить, что

применять метод отраженных волн для плавающих тонких льдов нерационально. Легче и скорее определять толщину льда с помощью бура.

Задача по определению больших толщин плавающих льдов (100 м и более), а также определение мощности ледников и куполов, где имеется граница раздела лед — земля, могут быть разрешены только при помощи сейсмической разведки, которая в последнем случае может быть проведена с использованием метода отраженных волн.

Метод измерения толщин льда с помощью самолетного альтиметра разработан американским инженером Х. Уейтом и основан на использовании усовершенствованного десятиваттного самолетного радиоальтиметра. Прибор устанавливается в передней части вездехода или на вертолете, летящем на высоте нескольких метров над льдом. Антенны в форме пластинки смонтированы на концах горизонтального кронштейна. Радиоволны излучаются одной антенной, а сигналы, отраженные от коренного ложа под льдом, воспринимаются другой. Скорость распространения радиоволн во льду на 50% меньше, чем в воздухе. Прибор регистрирует исключительно малые интервалы между передачей и приемом сигналов, а результаты прослеживаются на осциллооскопе, напоминающем телевизионную трубку.

Новый метод значительно проще метода сейсмического зондирования. Скорость радиозондирования зависит от скорости перемещения оператора по ледяной поверхности. Однако метод радиозондирования испытывался только при исследованиях льдов толщиной до 380 м в Гренландии и до 150 м в Антарктике около станции Уилкс в 1958 г. Полученные данные подтвердились сейсмическим зондированием.

Электромагнитный метод измерения толщины льда. Сущность электромагнитного метода измерения толщины льда заключается в следующем. На поверхности льда устанавливается в горизонтальном положении рамка с некоторым числом витков изолированного провода. Рамка подключается к генератору переменного тока определенной частоты. При этом вокруг рамки создается электромагнитное поле, которое на расстоянии, значительно большем, чем диаметр рамки, эквивалентно полю вертикального магнитного диполя. Под действием этого поля в морской воде, являющейся хорошим проводником, возникают вихревые токи, которые, в свою очередь, создают магнитное поле. Структура последнего зависит от частоты. Частота выбирается достаточно высокой, для того чтобы длина электромагнитной волны в морской воде была меньше расстояния между генераторной и приемной рамками и достаточно низкой, чтобы можно было пренебречь токами смещения во льду и в воздухе. В этих условиях структура магнитного поля вихревых токов в морской воде оказывается аналогичной полю рамки, являю-

щейся зеркальным отражением первой относительно поверхности воды. Тогда суммарное магнитное поле в любой точке можно рассматривать как суперпозицию полей двух диполей — действительного и его изображения.

Угол наклона результирующего вектора магнитного поля к горизонтальной плоскости в этих условиях зависит только от отношения толщины льда к разносу между приемной и передающей рамками.

Поскольку в рассматриваемой задаче проводимость первого (верхнего) поля мала по сравнению с проводимостью второго поля, то и плотность вихревых токов в первом поле будет значительно больше разнosa, а во втором — значительно меньше разнosa.

Для определения глубины залегания проводящего основания по измерению угла наклона вектора магнитного поля расстояние между диполем и точкой наблюдения достаточно брать равным глубине.

Методически измерение угла наклона вектора магнитного поля значительно проще измерений его амплитуды, так как в первом случае исключается необходимость градуировки питающей и приемной аппаратуры. Учитывая сказанное, определение глубины залегания проводящего основания следует вести путем измерения угла наклона вектора магнитного поля, при котором отсчетное устройство на основании зависимости для выбранного разнosa может быть проградуировано непосредственно в единицах глубины.

Как указывает автор метода Г. В. Молочнов, измерения, произведенные с помощью электромагнитного прибора, дали очень хорошие результаты как при больших толщинах льда (10 м), так и при малых (0,5 м) с ошибкой до 3%.

В настоящее время электромагнитный метод является наиболее перспективным для измерения толщины морских льдов. При измерении толщины пресных льдов этот метод пока еще требует доработки.

Аппаратура для измерения толщины льда электромагнитным методом состоит из генератора 1, приемника 2, передающей и приемной рамок 3 (рис. 46).

При производстве измерений необходимо устанавливать генератор и приемник на одной линии на расстоянии 5—7 м друг от друга. По уровням, вмонтированным в лицевую панель приемника и генератора, рамки устанавливаются строго горизонтально. После этого по минимуму показаний индикатора приемника отсчитывается угол наклона результирующего вектора магнитного поля к горизонту, и по предварительно построенному графику определяется толщина льда.

Измерение упругих характеристик ледяного покрова. Наиболее совершенным методом, дающим возмож-

ность определять упругие характеристики ледяного покрова, является метод сейсморазведки, основанный на точном измерении скоростей распространения упругих волн. Основное преимущество этого метода состоит в большой достоверности результатов, которые позволяют судить о свойствах не образцов льда, а больших участков ледяного покрова. Для измерения скоростей распространения упругих волн во льду за последние несколько лет была разработана специальная сейсмическая аппаратура. К настоящему времени сконструировано и изготовлено два варианта сейсмостанций: а) сейсмостанция с электронно-лучевой

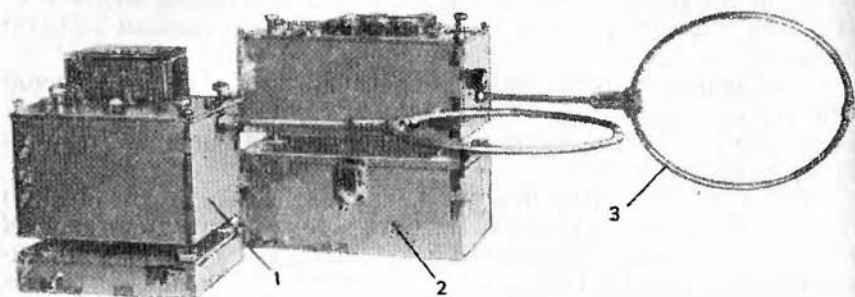


Рис. 46. Прибор для электромагнитного измерения толщины льда.

1 — генератор, 2 — приемник, 3 — рамочная антенна.

регистрацией, б) широкополосная быстроходная сейсмостанция с регистрацией волновой картины на осциллограф.

Сейсмостанция с электронно-лучевой регистрацией (рис. 47). Регистрация волновой картины в этой сейсмостанции производится на двухлучевую электронную трубку. Для увеличения количества одновременно регистрируемых независимых процессов в сейсмостанции применены электроинтерключающие устройства. С их помощью каждый луч трубки делится на четыре луча, а исследуемые процессы попеременно подаются на управляющие электроды трубки. Таким образом, удается на двухлучевой трубке наблюдать одновременно восемь независимых процессов. Применение таких переключателей позволило создать компактную и экономичную сейсмостанцию.

*Широкополосная быстроходная сейсмостанция.*¹ Для изучения волновой картины во льду при взрыве или механическом ударе создана станция с большой скоростью протяжки киноплёнки (рис. 48), на которую производится регистрация. При скорости протяжки 2 м/сек. высокочастотная волновая картина становится удобной для расшифровки.

¹ Конструкция сейсмостанций была разработана Е. М. Линьковым.

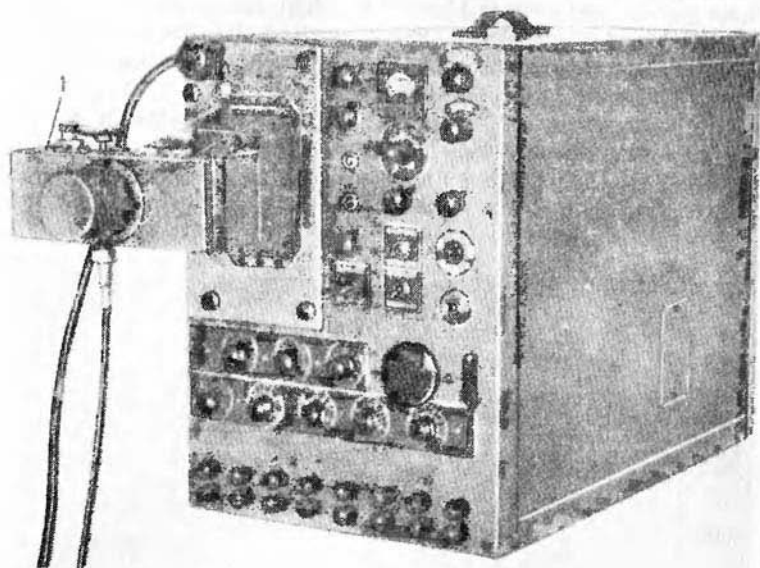


Рис. 47. Сейсмостанция с электронно-лучевой регистрацией.
1 — фотоприставка.

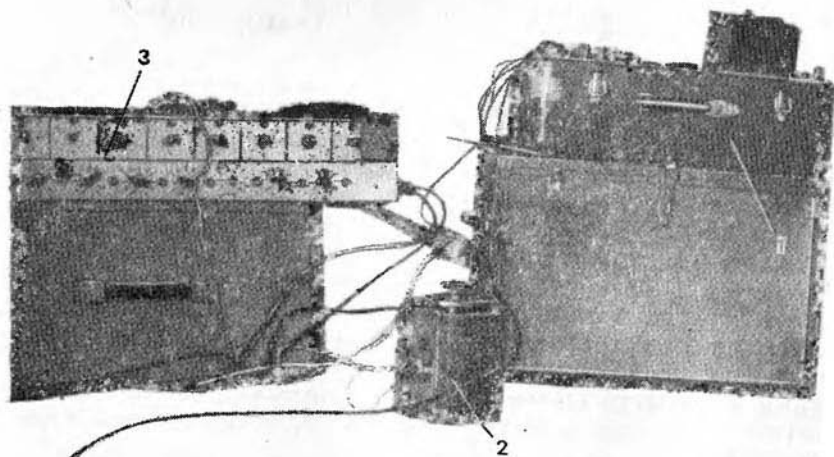


Рис. 48. Аппаратура для сейсмических исследований.
1 — осциллограф, 2 — автотрансформатор, 3 — блок усилителей.

Результаты обработки записей упругих волн показали, что их длина равна примерно 15—20 м. Для таких волн включения и трещины не нарушают однородности и изотропности среды; кроме того, длина волны превышает толщину льда примерно в 10 раз. Поэтому для вычисления модулей упругости среды можно пользоваться формулами, которые связывают скорость распространения продольной волны в пластине с модулем Юнга, коэффициентом Пуассона и плотностью среды.

Продольные волны возбуждаются во льду либо путем взрыва, либо с помощью механического удара. Для механического удара

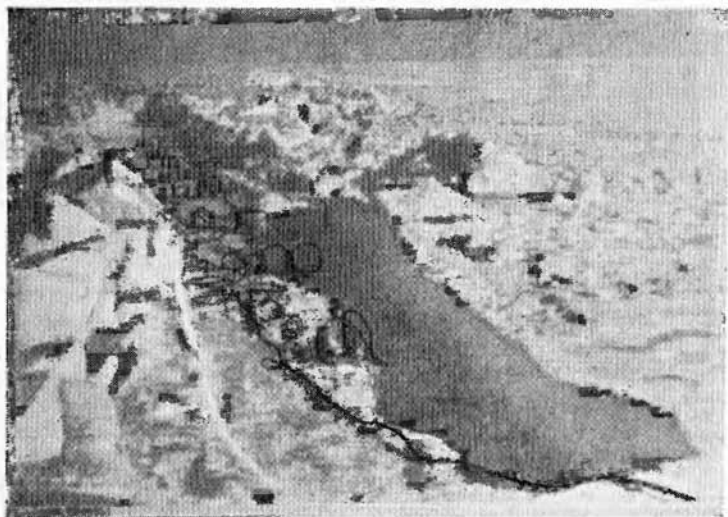


Рис. 49. Вид установленных в лед сейсмоприемников.

применялся специальный копер. Общий вид установленных в лед сейсмоприемников изображен на рис. 49.

Определение скорости производится следующим способом. На льду через 5 м друг от друга устанавливаются сейсмоприемники, упругие волны преобразуются в электрические сигналы, которые подаются затем на входы усилителей. Усиленные сигналы подаются на регистрирующее устройство, там же фиксируются марки времени. По известному расстоянию между сейсмоприемниками и разности времени определяются скорости продольных и поперечных волн, а по скорости вычисляются упругие характеристики льда.

Исследование напряженного состояния ледяного покрова. Методом тензометрии можно раскрыть закономерности, связанные с напряженным состоянием ледяного покрова и его изменением под влиянием внешних условий. Тензо-

метром называется прибор, предназначенный для измерения линейных и угловых деформаций испытываемой конструкции. Для льда такой конструкцией может явиться образец при испытании на механическую прочность или сам ледяной покров, отождествляемый с пластинкой, лежащей на упругом основании и подверженной воздействию внешних сил.

Тензометр состоит из датчика (рис. 50), воспринимающего деформацию, устройства для передачи и усиления показателей, даваемых датчиками, и электронного измерителя деформации (рис. 51), регистрирующего эти показания. Датчик воспринимает деформацию участка испытываемой конструкции, куда он наклеивается. Для льда оправдали себя проволочные электрические тензодатчики сопротивления. Помещенные в лед, они вместе с ним претерпевают деформацию и меняют свое омическое сопротивление. Чувствительный элемент тензодатчика состоит из константановой проволоки диаметром 0,02—0,05 мм, образующей по длине датчика ряд петель длиной 10—20 мм. Проволока наклеивается на бумажную или металлическую основу. Концы проволоки припаиваются к двум проводникам для включения в измерительную сеть. Изменение сопротивления

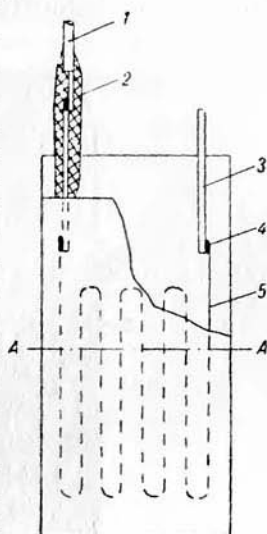
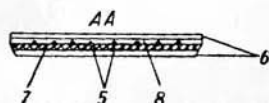


Рис. 50. Тензодатчик на бумажной основе.

1 — внешний соединительный провод в изоляции, 2 — влагостойкое покрытие, 3 — проводник, 4 — пайка, 5 — константановая проволока, 6 — бумага, 7 — резиновый клей, 8 — клей БФ или № 11.



датчика связано с увеличением длины проволоки и уменьшением площади ее поперечного сечения в результате деформации. Вследствие этого происходит изменение удельного сопротивления. Чувствительность датчика к деформации определяется так называемым коэффициентом чувствительности.

Прибор изготовлен по схеме уравновешенного моста. В результате деформации мост становится разбалансированным. Он возвращается к балансу с помощью реохорда, находящегося в цепи моста. С реохордом связан лимб, по которому и производится отсчет величины деформации. Сигнал о разбалансировании с диагонали моста подается на трехкаскадный усилитель, обеспечивающий отклонение параметра при относительной деформации $\epsilon = 10^{-6}$. Электронный измеритель деформации рассчитан на два канала измерений: левая часть панели занята каналом

измерений больших относительных деформаций от $\epsilon = 1 \cdot 10^{-5}$ до $\epsilon = 1,2 \cdot 10^{-3}$, так называемым «грубым» каналом. Правая часть прибора имеет точный канал, позволяющий измерять относительную деформацию $\epsilon = 1 \cdot 10^{-4}$ до $\epsilon = 1 \cdot 10^{-6}$. Чтобы исключить возможность влияния температуры, в измерительную схему включается компенсационный датчик того же сопротивления, замороженный в лед, но не подвергаемый деформации. Компенсационный датчик должен находиться в тех же температурных условиях, что и испытываемый лед.

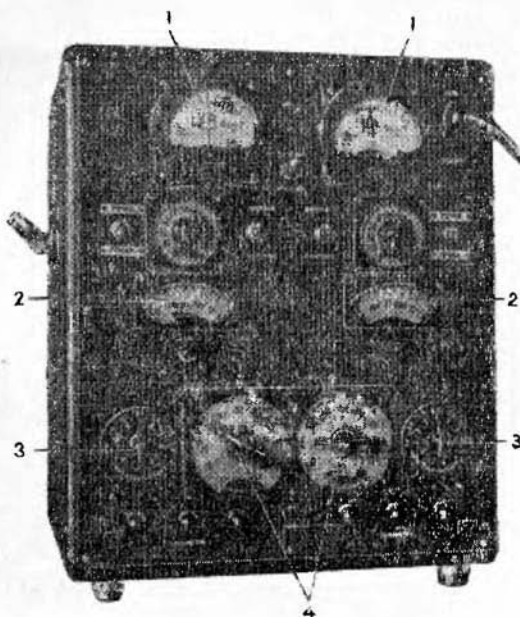


Рис. 51. Электронный измеритель деформации.
1 — индикатор, 2 — лимб реохорда, 3 — регулятор чувствительности, 4 — ручка установки стрелки индикатора.

Деформация испытываемого льда, в который заморожен датчик, вызывает пропорциональные изменения омического сопротивления тензомера. Для измерения омического сопротивления служит электронный измеритель деформации.

Партия тензодатчиков проверяется любым точным прибором, измеряющим сопротивление (универсальный мостик, мостик Уитстона и др.). На каждом датчике делается надпись и производится сортировка в группу по величине сопротивления с допуском 0,2 ом.

Подготовка к работе во льду заключается в следующем: тензодатчики на бумажной основе покрываются дважды (по бумаж-

ной подкладке — основанию, и по петлям рабочей проволоки) слоями обычного резинового клея. Для защиты витков проволоки от механических повреждений и улучшения изоляции поверх проволоки накладывается и приклеивается полоска тонкой бумаги, смазанной резиновым клеем. Концы датчиков должны быть покрыты ацетоновым клеем в 2—3 слоя.

В случае вмораживания датчиков в лед к выводам должны быть припаяны отрезки проводов с водоустойчивой изоляцией. Отрезки должны быть такой длины, чтобы они выходили на поверхность льда. Место пайки, а также сам вывод до бумажной наклейки датчика, должны быть покрыты несколькими слоями ацетонового клея.

Тензодатчики на медной пластинке изготавливаются из обычного датчика на бумаге, приклеенного к медной пластинке. Датчик, изготовленный на клее БФ и приклеенный к медной пластинке этим же клеем, должен быть установлен на просушку при температуре 120—150° в течение 1—1,5 часов. Датчик, изготовленный на клее № 11, приклеивается к медной пластинке этим же клеем. Нельзя приклеивать датчик, изготовленный на клее № 11, клеем БФ, так как при нагревании до 150° клей № 11 разрушается.

Проволока датчика, приклеенного к медной пластинке, покрывается двумя слоями резинового клея и защищается плоской тонкой бумаги (так же как и датчик на бумажной основе). После выполнения перечисленных операций датчик готов для работы.

Для прикрепления тензодатчиков к наружной поверхности ледяных образцов используется вода. У образца льда выравниваются на плитке боковые поверхности; в местах постановки датчиков делаются гнезда на глубину 0,5—1,0 мм размерами несколько большими, чем габариты датчиков. Датчики укладываются в гнезда и заливаются тонким слоем воды (заподлицо с боковой поверхностью образца). Затем образец помещается в холодную камеру для замораживания налитого слоя воды. После замерзания датчики оказываются прочно связанными с образцами.

Для установки датчиков внутри образца применяется метод вмораживания. В формы для изготовления ледяных образцов подвешивается на необходимую глубину в требуемом направлении тензодатчик или группа их. Форма осторожно заливается водой (лучше охлажденной) и помещается в холодильную камеру для замораживания. При послойном намораживании образцов датчик укладывается на требуемый по высоте слой льда, заливается тонким слоем охлажденной воды и замораживается.

После окончательного замораживания производится припайка концов, выведенных из льда к проводам, и нумерация датчиков в соответствии с планом испытания. На концы одевают

померки из плотной бумаги или картона (диаметром 1,5—2,0 см) с указанием номеров датчиков. Затем производится измерение сопротивления датчиков, проверка изоляции и наличие закороченных датчиков. Сопротивление утечки на «землю» должно быть не ниже 50 Мом (нормально 200). После проверки и замены неработающих датчиков образец считается окончательно подготовленным к испытаниям и устанавливается в испытательную машину или укладывается в холодильную камеру для хранения.

Прикрепление датчиков ко льду в полевых условиях. В целях облегчения и упрощения производства работ по установке датчиков в лед, их, предварительно приморозив к ледяным блокам, вмораживают в толщу льда или устанавливают с помощью держателей.

Из толщи ледяного покрова выпиливаются ледяные кабаны размером 10×20 см. По сторонам ледяной призмы на необходимой высоте в трех направлениях устанавливают датчики. Отверстия по ширине и глубине датчика (40×20 мм) делаются разогретой полоской металла толщиной 2—3 мм. Занумерованные и записанные датчики устанавливаются, заливаются водой и вмораживаются. Концы проводов припаиваются, изолируются целлулоидным клеем, проверяются на «землю», соединяются вместе и по выбитому в кабане желобу выводятся на поверхность льда.

В журнале работ отмечаются направление оси кабана, номера установленных датчиков, их направление, глубина заложения и все прочие данные, необходимые для испытания и последующей обработки результатов испытания.

Ледяные блоки с датчиками устанавливаются в выбитые лунки льда на требуемую глубину и в необходимом направлении. Заливка лунок водой и примораживание ледяных блоков идет постепенно снизу вверх.

Может быть осуществлено также вмораживание датчиков на трубке или на шесте. Они могут быть установлены на трубке аналогично установке в лабораторных условиях или на деревянном шесте. Датчики располагаются на требуемой глубине от поверхности льда (на шесте или трубке делается соответствующая отметка). Недостатком конструкции является близость датчиков от стойки, которая может создать нежелательную концентрацию напряжений поблизости от датчиков и привести к искажению результатов. Поэтому в полевых условиях необходимо это предотвратить.

Для работы тех и других датчиков необходимо создать совершенно идентичные условия, а сами датчики должны быть из одной партии и группы по омическому сопротивлению.

Исследование температурного режима ледяного покрова. Для измерения температуры ледяного по-

крова используются различные специальные электротермометрические установки полевого типа, например, установка ДТН, предназначенная для выполнения дистанционных измерений температуры льда на различных глубинах. Особенностью установки является применение в ней термометров сопротивления четырехпроводной системы, позволяющие свести до минимума ошибки, вызванные температурными изменениями сопротивления соединительных проводов термометров.

Измерительное устройство (рис. 52) смонтировано в ящике, удобном для переноски. Под откидной крышкой ящика на панели сосредоточено все управление установкой.

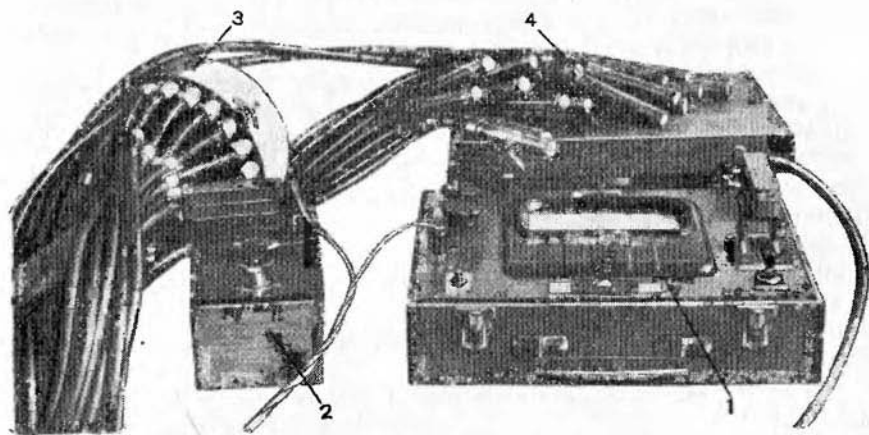


Рис. 52. Общий вид установки для измерения температуры льда.
1 — измерительный мостик, 2 — пульт управления, 3 — переключатель, 4 — термометры сопротивления.

Определение возраста дрейфующего ледяного покрова методом кристаллооптического исследования. Решение ряда задач, стоящих перед ледоведением, требует проведения более детального и разностороннего изучения ледяного покрова Арктического бассейна. При ледоисследовательских работах большое внимание должно быть уделено вопросам изучения возраста льда.

До последнего времени возраст дрейфующих льдов определялся преимущественно по внешним признакам ледяных полей, характеру рельефа, торосистости или по весьма примитивным расчетам, связанным с измерениями толщины льда.

Подобные определения возраста льда весьма субъективны, а подчас совершенно не отвечают действительности, поскольку не только период существования льда определяет его толщину. Иногда более молодые льды 2—3-летнего возраста по своей

мощности могут быть такими же, как льды 8—10-летнего возраста.

В процессе дрейфа, проходящего в разных климатических условиях, в ледяном покрове протекают сложные процессы, связанные с неоднократно таянием и повторным замерзанием. Сезонные колебания температуры накладывают свой отпечаток на строение ледяного покрова.

Кристаллическое строение льда — размер и форма кристаллов, их кристаллографическая ориентировка, размещение включений, — весьма чувствительно к изменениям температурного режима и тесно связано с климатическими условиями его возникновения и развития в период дрейфа. После возникновения ледяного покрова его кристаллическое строение продолжительное время остается без заметных изменений.

Несмотря на длительный период существования и суровые климатические условия, многолетний лед не достигает большой мощности, а находится как бы в стадии равновесия. Незначительный прирост льда снизу в период зимнего ледообразования компенсируется его таянием сверху в летний период. Н. В. Черепанов предложил метод определения возраста дрейфующих льдов по годовым слоям, ежегодно образующимся при нарастании льда снизу. При исследовании льда в поляризованном свете в очень тонких ледяных шлифах им было обнаружено довольно сложное кристаллическое строение, несмотря на кажущуюся его монолитность.

В качестве примера на рис. 53 показан разрез льдины дрейфующей станции СП-4, полученный Черепановым. В вертикальном сечении многолетний лед имеет отчетливо выраженную слоистость, обусловленную различным кристаллическим строением. Отчетливо выделяются отдельные небольшие слои, резко отличающиеся между собой по размеру и форме кристаллов, по их кристаллографической ориентировке. На рис. 54 представлена микрофотография вертикального разреза границы двух прослоек льда, разделяющей лед зимнего нарастания (прослойка а) и лед летнего нарастания (прослойка б). Резкая смена в структуре льда происходит в результате изменения условий ледообразования у нижней поверхности ледяного покрова в период таяния. Часть талой и пресной воды, попадая под лед в холодную морскую воду, быстро кристаллизуется, образуя лед исключительно мелкозернистой структуры. Кристаллы льда имеют изометрическую форму. Метод определения возраста дрейфующего ледяного покрова применим для арктических и антарктических льдов.

Исследования прочности ледяного покрова. Наиболее распространенным в настоящее время методом является метод послойного определения прочности с помощью образцов; образцы должны испытываться в тех температурных условиях, в которых находится испытываемый слой. Эпюра, по-

строенная по всей толще, является эпюрой «потенциальной сопротивляемости» ледяного покрова, о которой мы уже говорили выше. Она характеризует общую прочность ледяного покрова. Однако это не является прямым методом испытания всего покрова в целом.

Другой метод испытания прочности ледяного покрова носит название метода «клавишей». Из ледяного покрова выпиливается балка-консоль длиной 9—10 м. Она с трех сторон отделена от общего массива. С помощью ворота или другого приспособления один конец консоли поднимается, и в момент разлома производят замер усилия. Обычно такие испытания дают весьма

зима

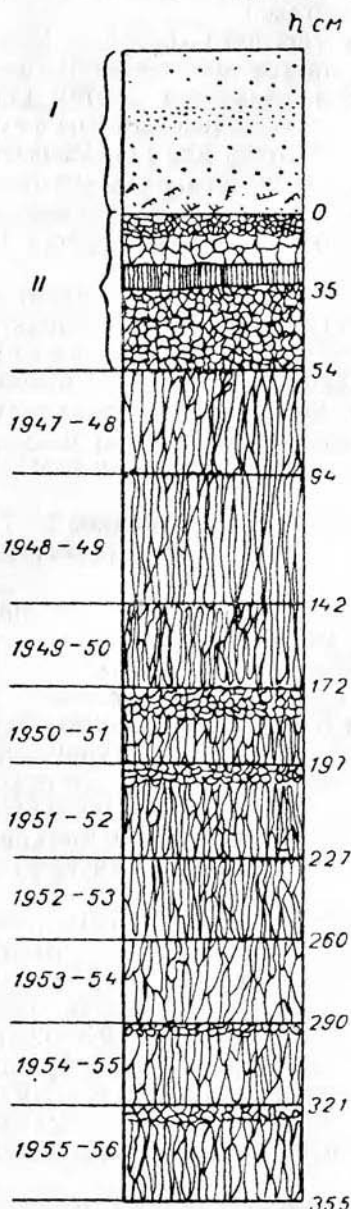


Рис. 53. Разрез льдины СП-4.
I — снег, II — деятельный слой.



Рис. 54. Микрофотография вертикального разреза на границе зимнего (а) и летнего (б) видов льда.

заниженные прочности льда и являются трудоемкими и сложными. Наблюдается концентрация напряжений в углах, в результате чего подсчет напряжений неточен.

Одним из путей дальнейшего совершенствования методов исследования ледяного покрова является использование радиоактивных изотопов. Исследования, проведенные в этом направлении В. С. Жуковым, дали весьма обнадеживающие результаты. Применение радиоактивных изотопов для оценки физико-механических свойств материалов, в частности, льда, основан на исследовании внутреннего атомного строения материала. Для исследования свойств льда наиболее эффективно могут быть применены гамма-лучи.

Метод радиоактивных изотопов применяется в настоящее время для решения весьма разнообразных научных и практических задач. В этих исследованиях приходится учитывать, с одной стороны, особенности решаемой задачи, а с другой, — физические свойства радиоактивных изотопов, природу радиоактивного излучения, явления, возникающие при взаимодействии излучения с веществом, свойства регистрирующей аппаратуры и целый ряд других факторов.

Применение радиоактивных излучений за последние 5—7 лет находит все большее распространение для оценки свойства материалов.

Уменьшение интенсивности потока гамма-лучей при прохождении через среду объясняется их взаимодействием с электронными оболочками атомов вещества, в результате чего происходит потеря энергии гамма-квантов. При прохождении через вещество часть гамма-квантов в результате взаимодействия с электронными оболочками может испытывать отклонения от первоначального направления, теряя лишь часть энергии или даже практически ее не утрачивая. Другая часть поглощается веществом, отдавая полностью свою энергию атомам материала. Эти процессы зависят от энергии излучения и химического состава испытываемого материала.

В качестве комплексной характеристики физических испытаний прочности льда (отражающей упругие, вязко-пластические, инерционные свойства и структурные особенности морского льда), может быть принято произведение линейного коэффициента ослабления гамма-лучей на скорость сложного акустического сигнала (μC). Принятие μC за комплексную характеристику может быть обосновано тем, что акустические и радиометрические характеристики, отражающие свойства двух сред, могут быть одинаковыми только в том случае, если свойства этих сред также одинаковы.

Таким образом, применяя физические методы испытаний, можно непосредственно в массиве ледяного покрова быстро и достаточно точно определять основные механические характе-

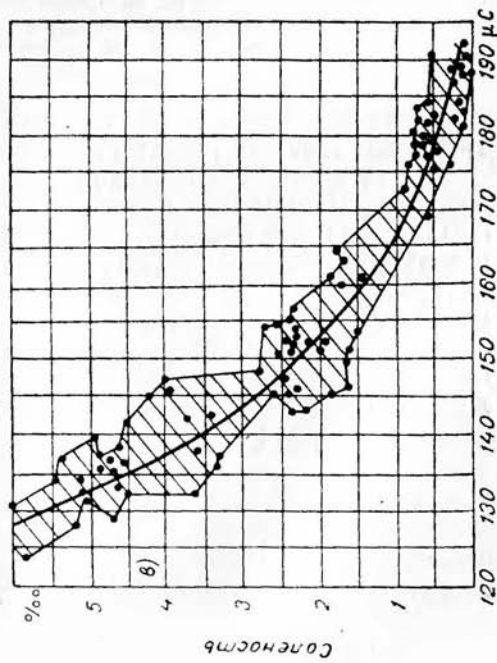
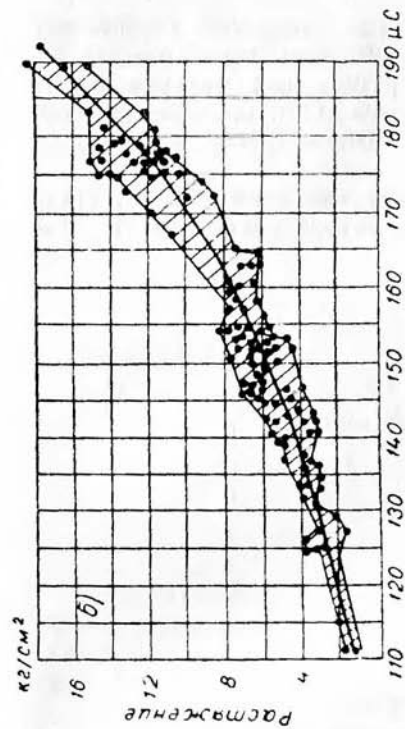
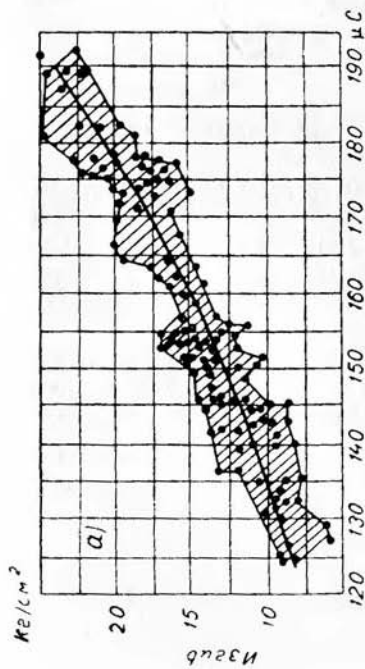


Рис. 55. Зависимость величины μ С.
а) от нагиба, б) от растяжения, в) от солености льда.

ристики льда, применяемые в качестве расчетных параметров при оценке грузоподъемности, песущей способности или сопротивляемости ледяного покрова разрушающим нагрузкам. На рис. 55 приведена зависимость величины μC от прочности (изгиб и растяжение) и солёности льда. Кривые получены экспериментальным путем.

При исследовании физико-механических свойств льда принципиально возможно применение как метода просвечивания, так

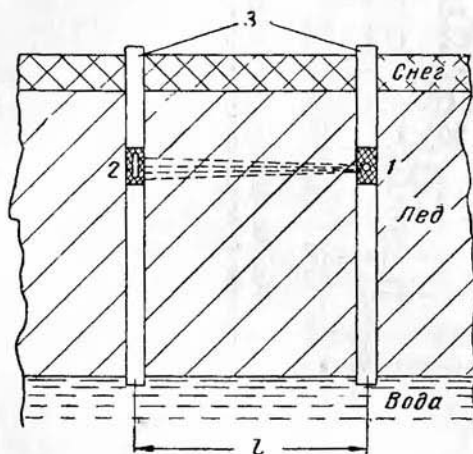


Рис. 56. Схема излучений.

1 — источник излучения, 2 — приемник излучения, 3 — скважины, l — расстояние между скважинами.

и метода рассеяния, в зависимости от поставленной задачи и требуемой точности результатов исследований.

Особое внимание необходимо обратить на создание для целей радиометрических исследований физико-механических свойств специальной аппаратуры, пригодной для проведения работ в натурных условиях. Качество оценки тех или иных свойств материала в значительной мере определяется точностью работы измерительной аппаратуры.

В. С. Жуковым была проведена серия опытов, доказавших полную возможность применения метода изотопов для исследования ледяного покрова. Одна из возможных схем измерений представлена на рис. 56.

ПОВЕДЕНИЕ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА ПОД НАГРУЗКОЙ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЕГО ГРУЗОПОДЪЕМНОСТИ

С конца XIX в. в связи с развитием в России железных дорог, широкое распространение получили железнодорожные ледяные переправы. Как пример можно упомянуть крупнейшую железнодорожную переправу, организованную в 1904 г. по льду оз. Байкал, соединившую восточный и западный участки Великого Сибирского пути. Длина переправы составляла 45 км — от ст. Байкал на западном берегу озера до ст. Танхой на восточном берегу.

Наиболее выдающимся примером наших дней является переправа протяжением 80 км через южную часть Ладожского озера, действовавшая в период блокады Ленинграда и названная «Дорога жизни».

Особое место занимают переправы, кратковременность действия которых позволяет использовать лед на пределе его прочности. В большинстве случаев работа этих переправ сводится к единовременной переброске достаточно тяжелых грузов, после чего движение по льду прекращается. Поэтому вопрос сохранения ледяного покрова для длительного постоянного движения здесь не играет такой роли, как в длительно действующих переправах, и работа ледяного покрова может временно происходить со значительной перегрузкой.

Известны крупные переправы по ледяному покрову Балтийского моря, Финского и Ботнического заливов.

Использование естественного ледяного покрова начато очень давно, но изучение работы ледяного покрова под нагрузкой и применение общих принципов строительной механики к расчету поведения ледяного покрова началось сравнительно недавно и вызвано повышением веса передвигаемых по льду грузов.

Первыми работами, освещающими опыт ледяных переправ и дающими теорию расчета грузоподъемности ледяного покрова, явились работы инженеров В. И. Катанского, С. А. Бернштейна

С. Некрасова. Следует указать также на более поздние работы С. С. Голушкевича, Н. В. Зволинского и других авторов.

Благодаря работам, появившимся за последние 10 лет, теория поведения ледяного покрова под нагрузкой получила значительное развитие. В 1949 г. автором совместно с К. Е. Ивановым было проведено обобщение всех имеющихся экспериментальных и теоретических исследований ледяного покрова. Среди последних следует отметить работу Д. Ф. Панфилова, в которой разобраны вопросы нагрузки на ледяной покров на кромке льда и ледяной покров, ослабленный за счет отверстий.

Исследование деформации ледяного покрова. Для производства опытов в ледяном покрове озера вырубались опытные участки диаметром от 3 до 8 м, на которых производилось наращивание льда до заданной толщины (h), после чего исследуемый участок подвергался действию нагрузки (P). Груз представлял собой круглую металлическую подставку, на которую давил шток с ящиком, в который нагружался балласт. Возникающая в результате действия нагрузки деформация записывалась самописцами, установленными на специальных помостах.

Опыты были проведены при $h=0,01 \div 0,1$ м. При больших толщинах схема была изменена: нагрузка на ледяной покров осуществлялась при помощи металлического бака объемом 6 м³, заполненного водой.

Опыты показали, что при действии небольших грузов в течение короткого промежутка времени лед деформировался упруго. Деформация появлялась одновременно с приложением нагрузки. При снятии нагрузки деформация исчезала, и лед принимал свое первоначальное положение (табл. 55).

Таблица 55

Результаты измерения обратимой (упругой) деформации для малых толщин льда

Вид нагрузки	Расстояние приборов от места приложения груза (см)			
	15	45	105	135
До приложения нагрузки	0	0	0	0
Нагрузка 200 г	0,7	0,4	0,1	0
По снятии нагрузки	0,3	0	0	0
Нагрузка 200 г	0,7	0,3	0	0
Нагрузка 1200 г	2,7	1,0	0,2	0

Измерения размеров чаши прогиба льда разной толщины при разных нагрузках показали, что радиус зависит главным образом от толщины льда и весьма мало от величины груза. В табл. 56 приведена полученная зависимость.

Был проведен также ряд опытов для определения пластических деформаций ледяного покрова при различных его толщинах с изменением времени действия нагрузки и величины груза. На рис. 57 и 58 приведены результаты этих опытов.

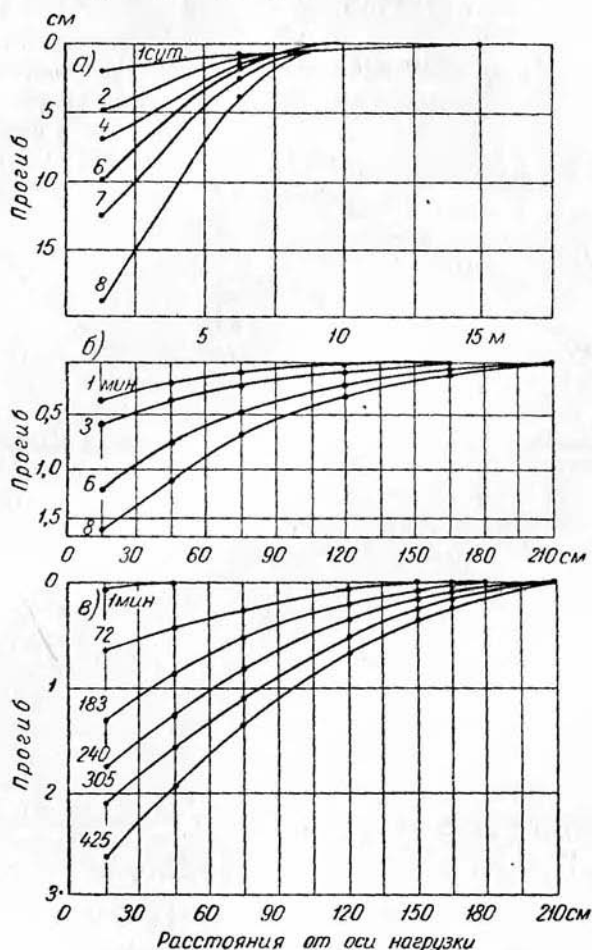


Рис. 57. Прогибы при пластической деформации для различных расстояний от оси нагрузки.

а) груз 6 т, толщина льда 40 см, б) груз 32 кг, толщина льда 1,5 см; в) груз 7,2 кг, толщина льда 1,0 см.

Пластическая деформация (прогиб) льда растет непрерывно до момента разрушения. Между деформацией и временем существует линейная зависимость, указывающая на постоянство скорости деформации во времени, зависящей для льда данной

Зависимость радиуса чаши прогиба от толщины льда

h (см)	Радиус чаши прогиба (м)	h (см)	Радиус чаши прогиба (м)
1	2,0—2,5	5	6,5—7,5
2	4,0—5,0	10	10,0—11,0

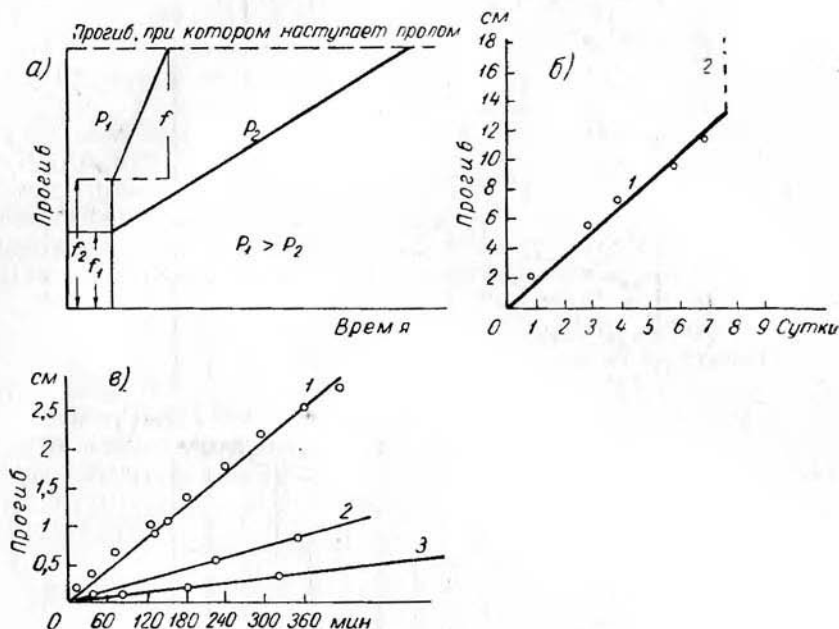


Рис. 58. Увеличение прогибов во времени.

а) схема суммарного эффекта пластической и упругой деформации при доведении льда до разгрузки, б) увеличение прогиба (1) во времени и пролом (2) при толщине льда 40 см, в) увеличение прогибов; 1 — под грузом, 2 — на расстоянии 75 см от груза, 3 — на расстоянии 120 см от груза.

Таблица 57

Зависимость прогиба при проломе от толщины льда (см)

h см	Прогиб при проломе под грузом (см)
1	3,0
5	5,0
40	14,0

Таблица 58

Зависимость проламывающего груза от площади распределения груза

Площадь подставки (см ²)	P кг
20	40
177	44
3900	75

структуры от толщины ледяного покрова, величины нагрузки и температуры льда. Радиус чаши прогибов при упругой деформации оказался значительно больше, чем при пластической деформации. При толщинах льда 0,4 м радиус действия упругой деформации был равен 25 м, а радиус действия пластической деформации составлял всего 5 м.

При достаточно длительно действующих нагрузках равномерно возрастающая пластическая деформация с течением времени сопровождалась проломом льда. При этом опытами установлено, что пролом льда при разных нагрузках и одной и той же толщине льда происходил при одинаковых прогибах. Изменение величины нагрузки, определявшее скорость деформации, влияло, таким образом, на время, протекавшее от момента приложения нагрузки до момента разрушения. Изменение толщины льда влияло на величину разрушающего прогиба. В табл. 57 представлена эта зависимость.

В указанных работах было уделено много внимания пролому льда при разной площади распределения нагрузок. Опыты производились с грузами от 0,5 до 80 кг. Распределение нагрузки на лед осуществлялось при помощи круглых и прямоугольных подставок разной площади и разного диаметра. Площадь подставок изменялась от 20×70 до 65×65 см, диаметр от 5 до 20 см.

Исследования показали, что увеличение площади распределения нагрузки на лед в указанных пределах при одной и той же его толщине позволяет лишь незначительно увеличивать груз. Увеличение площади в 200 раз позволило увеличить груз всего в два раза. Этот вывод в общем подтверждает теоретические положения, основанные на рассмотрении работы ледяного покрова как упругой пластинки на упругом основании. Согласно теоретическим данным, площадь распределения нагрузки в известных пределах толщины льда мало влияет на величину грузоподъемности. В табл. 58 приведены результаты этих опытов для льда толщиной 1,5 см.

Таблица 59

Зависимость проламывающего груза от толщины
льда

<i>h</i> см	<i>P</i> кг	<i>h</i> см	<i>P</i> кг
0,15	0,5	3,00	157,0
0,20	0,9	3,30	162,0
0,45	5,0	3,60	220,0
1,20	32,0	4,00	345,0
1,36	37,0	7,00	707,0
1,60	57,2	10,5	2 416,0
2,00	92,0	40,0	30 000,0
2,50	147,0		

Опыты с другими толщинами льда дали аналогичные результаты (табл. 59).

Приводим экспериментальные данные зависимости величины проламывающего груза от толщины льда. По ним построена кривая связи веса проломного груза с толщиной льда. Уравнение имеет вид параболы

$$P = ah^2,$$

где P — проломный груз, кг; a — коэффициент в данных опыта, равный 20; h — толщина льда, см.

В результате анализа полученных материалов установлено (П. П. Кобеко, Н. И. Шишкиным и др.), что грузоподъемность льда определяется суммарным эффектом упругой и пластической деформаций (рис. 58), и провал наступает при достижении предела пластичности.

При больших нагрузках пролом будет определяться большой упругой и малой пластической, но идущей с большой скоростью (случай нагрузки P_1 на рис. 58а) деформациями. При малых нагрузках, наоборот, пролом происходит при малой упругой и большой пластической деформации, но с малой скоростью (случай нагрузки P_2 на рис. 58б).

Исследования работы ледяной переправы. Были поставлены исследования работы железнодорожной переправы через реку. Перпендикулярно к оси переправы разбили пять профилей, на которых установили приборы, дающие возможность фиксировать величину прогиба.

В этом случае действовали три вида нагрузок, вызывающих деформацию ледяного покрова: а) вес расчищенного снега; б) вес верхнего строения переправы; в) движение поездов.

Деформация, вызванная свалкой снега, возникала через 1—2 дня после окончания расчистки и вызывала в ледяном покрове трещины. Снег сваливался на расстоянии 50 м от пути с обеих сторон вдоль дороги в виде валов высотой 1 м. Образование трещин, которые шли параллельно снежным валам, происходило в течение всей зимы и сопровождалось выходом воды на лед. Эти деформации ледяного покрова на работу переправы заметного влияния не оказывали.

На режим работы переправы в основном влияла деформация, вызванная совместным действием веса конструкции и движения поездов. Прогобы льда, вызванные весом верхнего строения переправы, появились сразу же после возведения конструкции на льду. Организованные по профилям наблюдения за изменением прогиба, вызванного весом конструкции, показали следующую картину работы ледяного поля (табл. 60).

Как видно, наибольший прогиб наблюдался по оси пути, по мере удаления от оси он уменьшался. Прогиб 220 мм вызвал образование трещин.

Прогибы льда, вызванные весом верхнего строения

Расстояние от оси пути (м)	Прогиб (мм) по профилям		Расстояние от оси пути (м)	Прогиб (мм) по профилям	
	№ 1	№ 2		№ 1	№ 2
0,0	172	—	15,0	43	16
2,2	164	220	25,0	32	10
5,0	115	103	50,0	4	—
10,0	68	30			

Аналогичную картину дали наблюдения при возведении конструкций на сравнительно тонком льду толщиной всего 0,26 м.

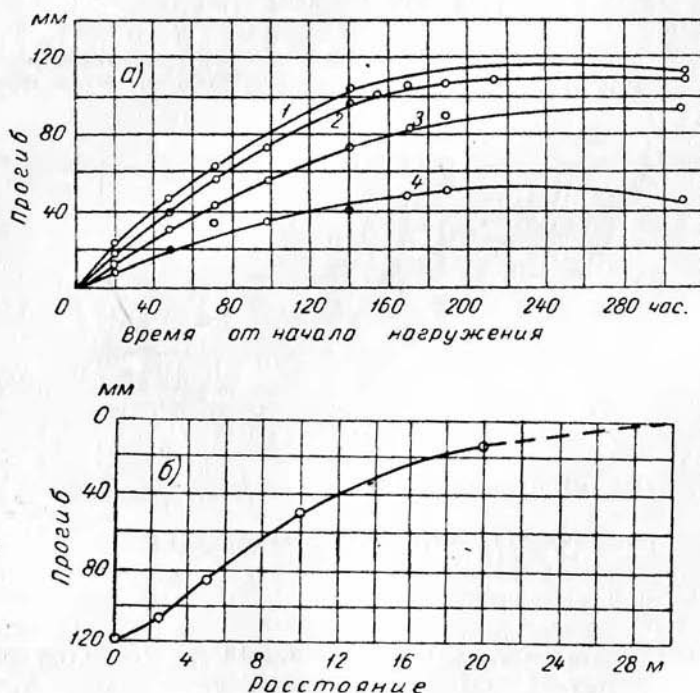


Рис. 59. Данные замера прогибов по профилям.

а) прогиб от веса конструкции пути 700 кг/пог. м, 1 — ось пути, 2 — 2,2 м от оси пути, 3 — 5 м от оси пути, 4 — 10 м от оси пути;
 б) прогиб конструкции пути при весе нагрузки 900 кг/пог. м для различных расстояний от оси пути.

На рис. 59 приведены данные замера прогиба по профилям. Толщина льда в период наблюдений составляла 0,25—0,27 м.

Увеличение прогибов с течением времени постепенно прекращалось, что указывало и на прекращение пластического течения льда.

Наибольшая деформация (прогиб) льда, наблюдавшаяся на ледяной переправе, вызывалась движением поездов. Спустя два часа после начала пробной обкатки, производившейся краном весом 12 т, начали возникать просадки льда, величина которых

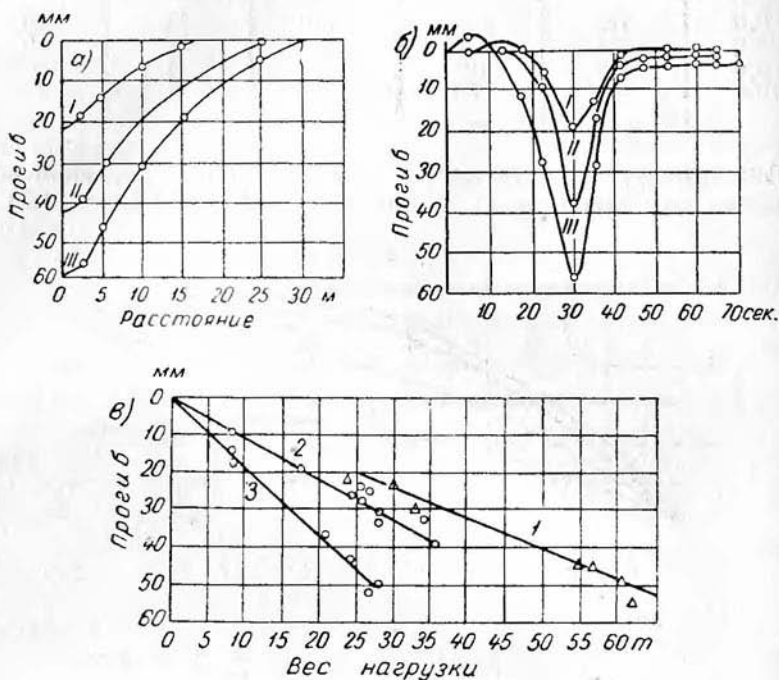


Рис. 60. Исследование прогибов льда при движении грузов.

а) максимальные прогибы, б) изменение прогибов во времени, в) зависимость максимальных прогибов от веса нагрузки и толщины льда: 1 — $h=68$ см, 2 — $h=58,59$ см, 3 — $h=50$ см.

постепенно увеличивалась и достигла 0,44 м. Просадки сопровождалась образованием трещин. Через несколько дней переправу пришлось закрыть, так как лед под переходной частью проломился и конструкция погрузилась в воду. Взлом произошел в 6 м от оси пути. Перед этим переправа пропускала поезда весом от 28 до 34 т.

Как оказалось, по мере приближения поезда к пункту наблюдения, где были установлены прогибомеры, ледяной покров несколько поднимался, а затем начинал опускаться, прогибаясь

сначала медленно, а затем быстрее. За 200 м до пункта наблюдений начинали ощущаться колебания. Наибольшие прогибы отмечались, когда поезд проходил створ прогибомеров. После прохода поезда в ледяном покрове наблюдалась остаточная деформация, которая исчезала через час после возникновения.

На рис. 60 а приведены кривые максимальных прогибов, полученные при движении грузов общим весом 10,5 (I), 25,3 (II) и 39,8 (III) т. Толщина льда при этом составляла 0,51 м. На рис. 60 б представлена зависимость величины прогиба от времени прохождения этих же грузов в точке расположения прибора. Кривые хорошо иллюстрируют характер изменения прогиба ледяного покрова: вначале заметен подъем ледяного покрова; затем наступает максимальный прогиб при прохождении груза мимо прибора; после прохода груза отмечается небольшая остаточная деформация, которая усиливается с увеличением веса нагрузки. Наблюдения показали линейную зависимость прогиба от величины груза, что подтверждается рис. 60 в. В табл. 61 приведены результаты наблюдений над прогибами льда при движении грузов на железнодорожной переправе через реку.

Таблица 61

Результаты наблюдений над прогибами льда при движении поездов

Р т	Длина груза (м)	h см	V км/час	Температура воздуха	Прогиб на расстоя- нии 2,1 м от осн пути (мм)
8	1,75	59	21	-7,6	9
16	8,8	63	21	-1,6	15
24	11,25	59	17	-7,6	38
26	11,25	64	17	-5,2	26
35	8,8	69	15	-5,2	36
37	8,8	60	15	-5,2	35
55	15,6	68	17	-0,8	46
57	15,6	68	9	-5,7	46
62	15,6	68	18	-0,8	55

Представляют интерес экспериментальные данные о чаше прогиба при движении грузов по железнодорожному пути. Чаша прогиба имеет форму, несколько напоминающую ромб, вытянутый вдоль пути. Степень его вытянутости зависит от скорости движения поезда. При скорости порядка 5 км/час площадь чаши прогиба приближается к кругу.

На рис. 61 приведен план чаши прогиба для груза 23,3 т,двигающегося со скоростью 18 км/час. Н. Д. Шишов, проводивший эти работы, нашел, что отношение длины чаши прогиба к ширине изменяется в пределах от 1,7 до 3,2 в зависимости от скорости движения. Эти отношения справедливы, конечно, только для тех длин составов, которые испытывались на переправе, т. е. от 1,7 до 15,6 м.

Наблюдения над работой ледяных переправ дают основание утверждать, что при прогибах до 50 мм ледяной покров работает нормально и трещины не наблюдаются. При прогибах 60—90 мм лед работает очень напряженно и наблюдается усиленное образование трещин. При прогибах от 90 до 120 мм ледяной покров работает с исключительным напряжением: образуются сквозные трещины и просадки льда. Прогибы 120—150 мм позволили пропускать только единичные вагоны и при этом всегда происходило образование трещин и просадок. При прогибах свыше 150 мм лед ломался.

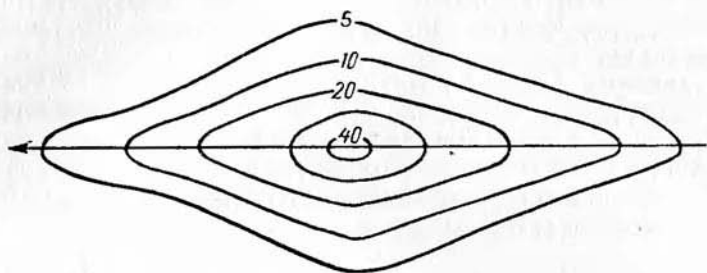


Рис. 61. Чаша прогиба (мм) при движении груза весом 23,5 т со скоростью 18 км/час.

Исследования работы ледяного покрова. С. Бернштейном был предложен метод расчета грузоподъемности ледяного покрова, рассматривающий его как упругую тонкую плиту, покоящуюся на упругом основании. В основу исследования работы льда под нагрузкой был положен замер прогибов при движении через переправу грузов разного веса. Испытания производились в январе при слабом льде толщиной 0,48 м и в марте при прочном льде толщиной 1,26 м.

Измерения прогиба производились как при движении одиночных вагонов, так и целых составов.

В табл. 62 приведены данные о прогибах льда при движении одиночных вагонов. Замер производился на расстоянии 2 м от пути. При испытаниях была установлена линейная зависимость между прогибами и весом нагрузки.

Весьма интересна зависимость удельных прогибов (т. е. прогибов, приходящихся на единицу нагрузки) от толщины льда.

Экспериментальные данные хорошо согласуются с теоретической зависимостью удельного прогиба от толщины льда, если исходить из теории упругости изгиба ледяного покрова.

Кроме наблюдений за прогибами, вызванными весом одного вагона (табл. 63), были произведены исследования прогибов, вызванных группой вагонов, сцепленных в один состав. Результат получен аналогичный.

Величина прогибов льда в зависимости от веса одиночных вагонов

Вес (т)	Прогиб (мм)	Удельный прогиб	Вес (т)	Прогиб (мм)	Удельный прогиб
8,71	11,7	1,34	22,90	33,2	1,45
11,80	17,0	1,44	24,50	34,0	1,39
13,06	18,3	1,40	6,94	5,5	0,79
13,96	19,0	1,36	13,52	6,4	0,47
16,90	21,6	1,26	14,66	6,9	0,47
17,70	24,0	1,36	15,57	8,0	0,51
20,10	26,9	1,34	23,14	11,8	0,51
20,98	32,0	1,52			

Помимо указанных наблюдений, были произведены измерения прогиба льда в направлении, параллельном оси пути.

Эти наблюдения показали следующее:

1. Действие нагрузки становилось заметным, когда груз находился на расстоянии 33—45 м от места наблюдений.

2. С увеличением толщины льда радиус зоны распространения прогибов для одних и тех же нагрузок увеличивался.

3. Вес вагонов, сильно влияющий на величину прогиба, незначительно сказывался на величине радиуса зоны прогибов.

При нагрузках от 8 до 15 т радиус распространения прогибов был равен 34 м, а при нагрузке от 16 до 46 т он составлял 39 м.

В табл. 63 приведены величины прогибов льда, наблюдавшиеся вдоль пути.

Таблица 63

Прогибы льда (мм) в направлении, параллельном оси пути

Толщина льда (м)	Вес (т)	Под грузом	На расстоянии от груза (м)	
			15	30
0,46	8,7	11,8	3,9	—
	11,8	15,1	6,3	0,41
	13,1	17,6	6,1	—
	18,0	25,6	6,9	0,1
	20,3	25,5	—	0,1
1,38	46,2	28,0	13,1	3,4
	39,7	22,8	10,2	2,8

Для определения радиуса действия нагрузки в направлении, перпендикулярном к оси пути, производились наблюдения в четырех точках на расстоянии 2, 15, 20 и 30 м от оси пути.

В табл. 64 приведены результаты измерений для разных нагрузок. Прогиб на расстоянии 30 м от оси пути практически был равен нулю.

Таблица 64

Прогибы льда (мм) в направлении, перпендикулярном к оси пути при толщине льда 0,46—0,63 м

Вес (т)	На расстоянии от оси пути (м)		
	2	15	20
7,2	5,5	3,7	—
8,7	11,8	3,5	—
11,8	17,0	5,7	—
13,1	18,3	6,7	—
14,0	19,0	6,8	—
16,9	21,6	8,5	—
18,0	24,6	10,0	3,3
22,9	33,2	10,0	4,6

Некрасов отмечает, что величина заметного прогиба начиналась на расстоянии 25 м. Распространение прогибов в перпендикулярном от оси пути направлении меньше, чем вдоль пути. Эти наблюдения хорошо согласуются с данными Н. Д. Шишова.

Приведем данные Некрасова о влиянии толщины льда на величину радиуса чаши прогиба (табл. 65). Как видно из таблицы, с увеличением толщины льда увеличивается и радиус зоны прогибов, что находится в согласии с выводами теории упругости изгиба ледяной плиты.

Таблица 65

Зависимость радиуса чаши прогиба от толщины льда

Толщина льда (м)	Радиус чаши прогиба (м)	Толщина льда (м)	Радиус чаши прогиба (м)
0,51	21,4	1,00	32,0
0,75	25,6	1,05	40,0

Изложенные результаты получены из опытов с грузами, движущимися по переправе со скоростями не более 10 км/час. Некрасовым приводятся также данные исследований по определению влияния неподвижной нагрузки на величину прогибов ледяного покрова. Результаты этих работ представлены кривыми на рис. 62. Из рассмотрения этих кривых можно сделать следующие выводы:

- абсолютная величина прогибов со временем возрастает;
- скорость возрастания прогибов (скорость пластической

деформации) зависит от величины нагрузки и толщины льда, увеличиваясь с увеличением нагрузки и уменьшаясь с увеличением толщины льда;

в) скорость возрастания прогибов уменьшается с течением времени, становясь равной нулю при некоторых соотношениях величины нагрузки и толщины льда (кривые 5 и 2).

Общий характер кривых, полученных при этих испытаниях, аналогичен характеру кривых, полученных ранее при совершенно иных условиях нагрузки и толщинах льда.

Исследование воздействия ударной нагрузки. Рядом авторов проводились исследования воздействия на лед ударной нагрузки. Опыты по удару груза о ледяной покров заключались в измерении прогибов льда, образующихся в результате падения груза весом 57,5 кг с высоты 2 и 3 м.

Запись прогибов показала, что при ударе о лед ледяной покров совершает затухающие колебательные движения. Максимальный измеренный прогиб оказался равным 15 мм, а период колебаний приблизительно 0,1 сек. при длине волны 0,99 м (по вычислениям Н. Н. Кашкина).

Ударная нагрузка в момент удара вызывает значительно меньшие прогибы, чем статистическая нагрузка такой же величины. При ударе, благодаря инерции своей массы, вода под ледяным покровом представляет собой практически несжимаемую опору.

Для сопоставления проводились опыты со статической нагрузкой на лед при помощи нагруженных щитов. На лед были положены три щита на определенных расстояниях. Общий вес нагрузки составлял 5,5 т. Два передних щита размерами 3,1×0,7 м каждый нагружались весом по 2,5 т, задний щит

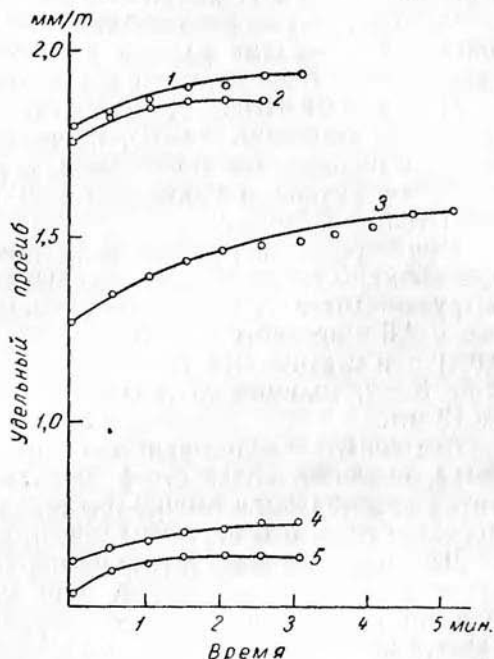


Рис. 62. Влияние неподвижной нагрузки на величину прогиба.

1 — $P=13,4$ т, $h=0,46$ м; 2 — $P=10,3$ т, $h=0,46$ м;
3 — $P=20,3$ т, $h=0,46$ м, 4 — $P=46,2$ т, $h=1,38$ м;
5 — $P=17,9$ м, $h=1,38$ м.

размером $1,0 \times 0,7$ м нагружался весом 0,5 т. Первый опыт продолжался 142, второй — 63 часа, толщина льда 0,68 м.

Снятие нагрузки вызвало уменьшение прогиба на 7 мм после 55 часов отдыха льда в первом опыте и на 10 мм после 11 часов отдыха во втором. Остаточные деформации составляли 20 мм в первом опыте и 17 мм во втором.

Скорость нарастания деформации с течением времени уменьшается. Полученные результаты для пластической деформации также находятся в согласии с результатами наблюдений.

Исследование морского ледяного покрова. Особенно интересны опыты, проведенные на морском соленом ледяном покрове. Были проведены определения его прогибов при движении грузов, а также его грузоподъемности при действии статической нагрузки.

При определении прогибов на линии старта устанавливались прогибомеры на расстояниях от 0,5 до 50 м от оси движущейся нагрузки. Были получены следующие результаты. Для грузов весом 4,5 т прогибы достигали 2—5 мм при толщине льда 0,7—0,8 м при статической нагрузке. При движении груза весом от 2 до 3 т и толщине льда 0,5—0,6 м прогибы колебались от 4 до 13 мм.

Все опыты были проведены на естественном ледяном покрове, имеющем соленость 4—6‰. На основании измерения величин прогиба были вычислены значения модуля упругости для морского льда и построена зависимость его от температуры.

Для определения разрушающих напряжений в ледяном покрове выпиливалась консоль или мост. К свободному концу консоли или к середине моста прикладывалась разрушающая нагрузка. В табл. 66 приведены результаты этих испытаний при средней температуре воздуха —1,4°. А. М. Баталин считает, что соленый морской лед обладает прочностью в четыре раза меньшей, чем лед пресноводный.

Таблица 66

Значения разрушающих напряжений по данным А. М. Баталина

Способ определения	Количество определений	Напряжение (кг/см ²)		
		среднее	наибольшее	наименьшее
Излом консоли	151	33,0	63,0	8,3
	11	41,0	78,0	16,4
Излом моста	27	46,3	92,7	31,4
	6	52,5	62,0	34,5
Излом балок на станке	228	45,1	114,2	19,0

Исследование воздействия на ледяной покров нагрузки, движущейся с разными скоростями. Специальные опыты по измерению кривых изгиба ледяного покрова при движении грузов с различными скоростями были поставлены на пресноводном озере К. Е. Ивановым, П. П. Кобеко и др. Полученные результаты свидетельствуют о том, что скорость передвижения груза влияет на форму кривой и на величину прогиба.

На рис. 63 представлены кривые прогибов ледяного покрова толщиной 0,38 м при движении грузов весом 10,5 и 14 т со скоростями от 9,5 до 70 км/час. Кривые записывались с помощью самописцев-прогибографов, установленных на испытательном стенде. Приборы были размещены через каждые 50 м вдоль пути следования грузов (в 2 м от оси трассы), а в перпендикулярном направлении к трассе — также на расстоянии 50 м друг от друга. Из сопоставления кривых видно резкое различие в их форме. При малых скоростях (до 10 км/час) кривая имеет форму, почти симметричную относительно положения груза. По мере увеличения скорости движения вначале появляется более крутой уклон в той части кривой, которая обращена в сторону направления движения, и более пологий — позади движущегося груза. При дальнейшем увеличении скорости перед грузом возникает положительная волна («волна вспучивания») и лед получает в этой зоне отрицательный прогиб (вверх). Наряду с этим резко возрастает максимальный прогиб под грузом, а также общая длина деформирующейся поверхности ледяного покрова в направлении движения груза.

Возрастание прогиба с увеличением скорости движения груза наблюдается, однако, до известного предела. Начиная с некоторой определенной скорости (критической), прогибы с дальнейшим ее увеличением начинают уменьшаться. На рис. 63 а хорошо видно, что наибольшего значения прогиб достигает при скорости 26,6 км/час. На рис. 63 б наибольший прогиб соответствует скорости 28,8 км/час. При больших скоростях прогиб быстро уменьшается и уже при скорости 50—70 км/час по приводимым опытным данным или совсем не наблюдается или имеет незначительную величину.

На рис. 64 представлена зависимость максимальных удельных прогибов от скорости движения груза по экспериментальным данным. Кривая имеет резко выраженный максимум удельного прогиба, соответствующий скорости 27 км/час. Сравнение скорости, при которой удельный прогиб достигает максимума, со скоростями распространения свободных волн в воде под ледяным покровом для соответствующих глубин показало, что они весьма близки.

На рис. 65 представлена зависимость высоты волны вспучивания от скорости движения груза; сплошная линия соответ-

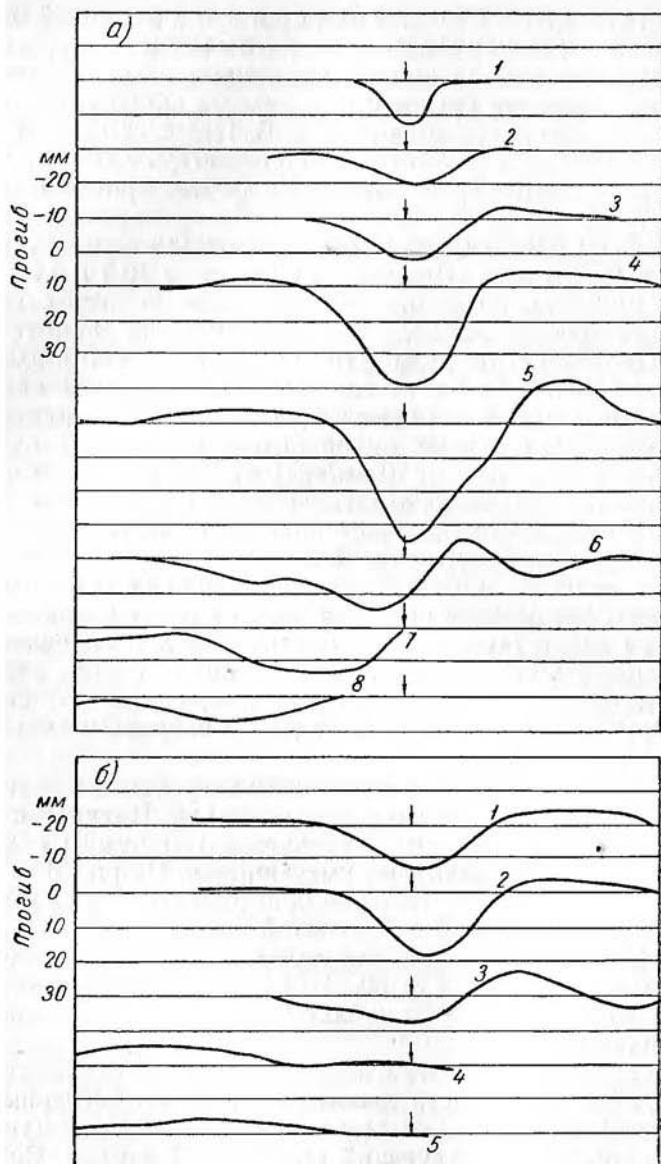


Рис. 63. Кривые прогибов при движении грузов, направле-
ние движения слева направо.

а) глубина водоема 5–6 м, 1 — $V=9,5$ км/час, $P=10,5$ т, 2 — $V=15,8$ км/час, $P=10,5$ т, 3 — $V=19,1$ км/час, $P=10,5$ т, 4 — $V=24,1$ км/час, $P=14$ т, 5 — $V=26,6$ км/час, $P=14$ т, 6 — $V=34,2$ км/час, $P=14$ т, 7 — $V=42,5$ км/час, $P=14$ т, 8 — $V=70,0$ км/час, $P=14$ т;
б) глубина водоема 7 м, 1 — $V=25,6$ км/час, $P=10,5$ т, 2 — $V=28,8$ км/час, $P=14$ т, 3 — $V=34,2$ км/час, $P=14$ т, 4 — $V=51,5$ км/час, $P=14$ т, 5 — $V=60$ км/час, $P=14$ т.

ствуется глубине 5,6 м, пиксир — 6,3 м. Наибольшая ее высота наблюдается также при скорости груза, равной скорости распространения свободной волны.

Фиксация кривых деформации ледяного покрова велась при движении грузов по трассе в обоих направлениях.

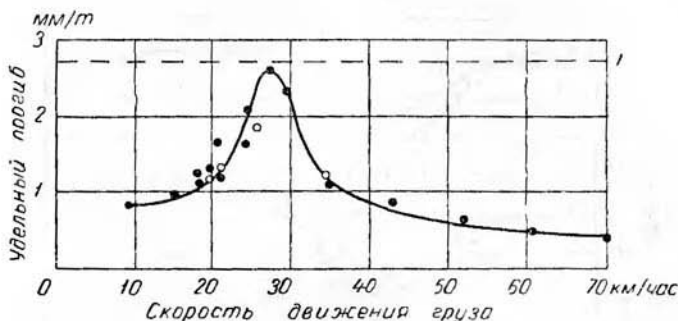


Рис. 64. Зависимость удельных прогибов от скорости движения грузов, глубина водоема 5—6 м.
I — статический прогиб 2,77 мм/т.

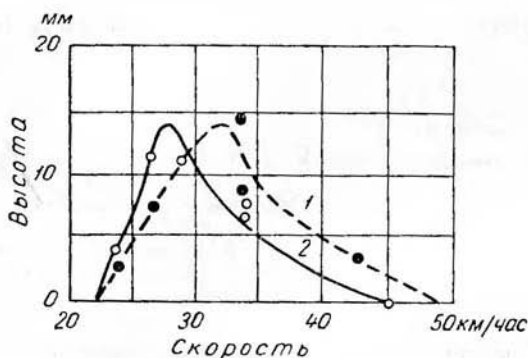


Рис. 65. Зависимость высоты волны вспучивания от скорости движения груза.

На рис. 66 даны кривые прогиба, записанные различными приборами для скоростей движения груза 24,1 км/час — верхняя часть рисунка и 28,8 км/час — нижняя. Сопоставляя между собой кривые для различных глубин, видим, что на больших глубинах прогибы оказываются меньше, общая форма кривых также изменяется с изменением глубины. Этот результат представляет практический и теоретический интерес и связан с изменением глубины водоема вдоль трассы.

Как уже указывалось, с изменением скорости движения груза резко изменяется не только величина прогиба, но и форма.

кривых изгиба ледяного покрова. На рис. 67 даны экспериментальные кривые прогибов при разных скоростях движения груза. На рисунке видно, что с началом движения прогибы под грузом становятся значительно меньше прогибов от статической нагрузки.

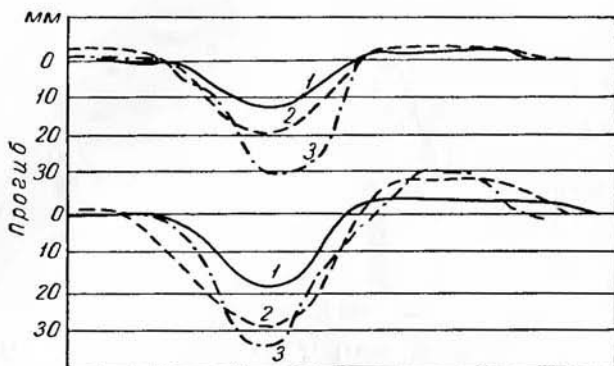


Рис. 66. Сопоставление кривых прогиба при разных глубинах водоема.

1 — 5,6 м, 2 — 6,3 м, 3 — 5,6 м; толщина льда 0,38 м, вес груза 14 т.

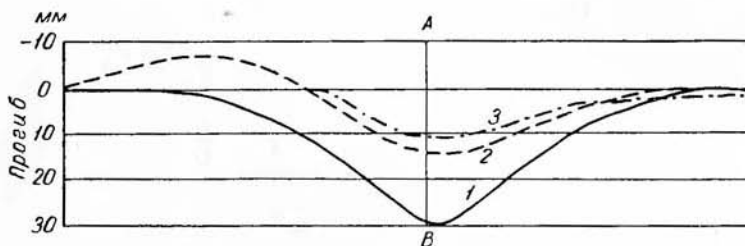


Рис. 67. Сопоставление кривых прогиба от неподвижной и движущейся нагрузки.

1 — неподвижная нагрузка, 2 — при скорости 20,2 км/час, 3 — при скорости 8,9 км/час; АВ — ось нагрузки; вес груза 10,5 т, толщина льда 0,38 м.

При приближении скорости груза к скорости распространения свободных волн величина максимального прогиба приближается к величине максимального прогиба от статической нагрузки, но форма кривой деформации при этом заметно отличается от кривой для статического прогиба (рис. 68).

На рис. 69 а представлены экспериментальные кривые изгиба ледяного покрова, снятые приборами при движении грузов со сверхкритической скоростью. Установленными на пути следования груза прогибографами были записаны кривые прогибов от движущихся грузов. Скорость движения составляла 34,2 км/час

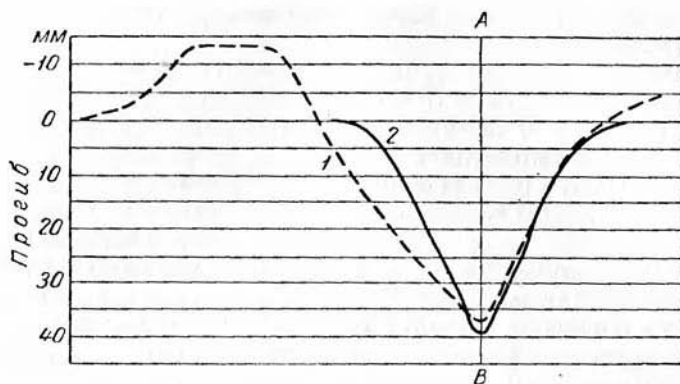


Рис. 68. Сопоставление кривой упругого прогиба от неподвижной нагрузки (2) и движущейся нагрузки (1) при скорости движения, равной скорости распространения свободных волн.

AB — ось нагрузки; толщина льда 1,38 м, вес груза 14 т.

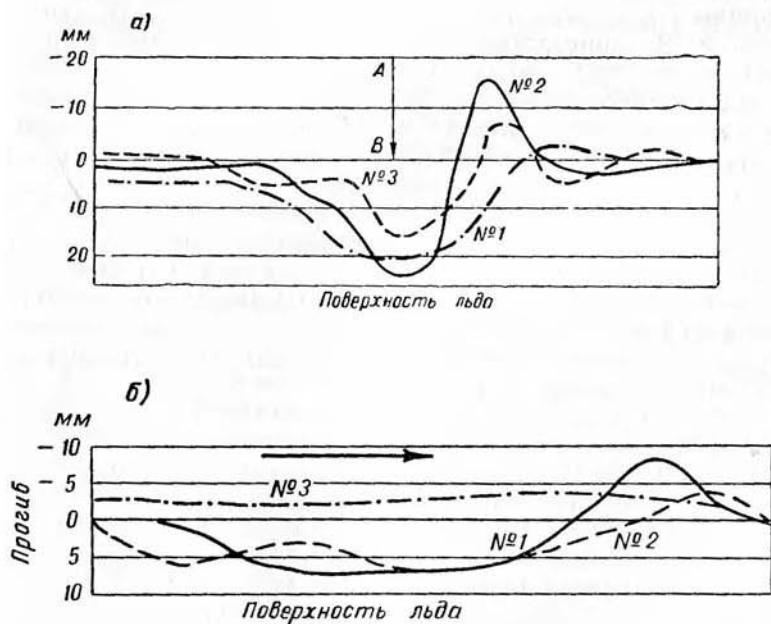


Рис. 69. Изменение кривых деформации ледяного покрова при нагрузке, движущейся со сверхкритической скоростью.

а) 34,2 км/час, б) 60,2 км/час, № обозначает прибор; AB — ось нагрузки; направление движения слева направо.

и превышала скорость свободных волн, равную для условий опыта около 27 км/час.

Наблюдалось резкое увеличение высоты положительной части волны перед грузом и максимальных прогибов под грузом (приборы № 1 и 2). Кривая, записанная прибором № 3, представляет собой дальнейшее развитие неустановившейся деформации: максимальные прогибы под грузом вновь становятся меньше и сокращается высота положительной части волны перед грузом. Наряду с этим еще более резко выявляется влияние волновых движений на форму кривой упругого изгиба.

Кривые показывают, что при неустановившейся деформации и скорости нагрузки, большей скорости свободных волн, амплитуды положительных и отрицательных прогибов достигают максимального значения.

На рис. 69 б представлена серия аналогичных кривых изгиба ледяного покрова, записанных при скорости движения груза 60,2 км/час. Большая скорость, естественно, сказывается на уменьшении зоны влияния начальных условий. Поэтому те же приборы, находящиеся на тех же расстояниях от начальной точки движения груза, записали в этом случае более позднюю стадию деформацией ледяного покрова. Последний по ходу движения прибор № 3 записал уже кривую полностью стабилизировавшейся деформации ледяного покрова. Как видно на рисунке, при стабилизировавшейся деформации упругая поверхность изгиба в направлении движения нагрузки не имеет положительных прогибов, вся кривая обращена выпуклостью вверх и лежит выше невозмущенной поверхности ледяного покрова. Теоретические исследования, сделанные в последнее время С. С. Голушкевичем, приводят к аналогичным результатам. Им рассмотрен случай плоской деформации ледяного покрова при движущейся нагрузке, равномерно распределенной по линии, перпендикулярной к направлению движения. При этом он исходил из предположения, что ледяной покров представляет собой тонкую плиту постоянной толщины. Голушкевич установил, что если скорость движения нагрузки больше скорости распространения плоских длинных волн, то прогибы ледяного покрова в месте приложения нагрузки и в радиусе ее действия имеют отрицательное значение (т. е. вся упругая поверхность лежит выше невозмущенного уровня ледяного покрова). Таким образом, хотя рассмотренная задача решена для случая плоской деформации и отличается от условий опытов с сосредоточенной нагрузкой, принципиального отличия в существе протекающих явлений нет. Это доказано также полученными экспериментальными результатами.

Описанные опыты дали первое экспериментальное доказательство того, что при быстро движущейся нагрузке условия, определяющие напряженное состояние ледяного покрова, совершенно иные, чем при неподвижной нагрузке. Весьма важным

практическим следствием этого является изменение грузоподъемности ледяного покрова в зависимости от изменения скорости движения пагрузки.

Обобщая результаты изложенных экспериментальных исследований, можно сделать следующие общие выводы. Ледяной покров в целом как естественная конструкция, несущая пагрузку, может соответственно условиям воздействия пагрузки рассматриваться или в качестве упругого тела, или в качестве пластичного материала.

1. При кратковременном воздействии неподвижной пагрузки и при подвижной пагрузке ледяной покров ведет себя как упругое тело.

2. При длительном приложении статических пагрузок ледяной покров проявляет свойства пластичных материалов.

3. Поведение ледяного покрова как упругого тела характеризуется следующими экспериментальными результатами:

а) прогибы льда под пагрузкой линейно зависят от веса пагрузки при некоторой постоянной толщине льда и при определенных свойствах (структура, модуль упругости) ледяного покрова;

б) размеры зоны положительных прогибов поверхности ледяного покрова не зависят от величины пагрузки;

в) радиус зоны положительных прогибов увеличивается с толщиной льда;

г) разрушение ледяного покрова при данной толщине льда происходит при близких между собой значениях прогиба, указывающих на постоянство значений предельного прогиба, зависящего только от модуля упругости льда;

д) удельный прогиб является нелинейной функцией толщины льда (для данного ледяного покрова);

е) зависимость величины разрушающего (проламывающего) груза от толщины льда подчиняется степенному закону и может быть выражена параболой второй степени.

4. Поведение ледяного покрова как пластичного тела при действии длительных неподвижных пагрузок характеризуется следующими экспериментальными результатами:

а) прогибы ледяного покрова при действии неподвижной пагрузки постоянной величины возрастают со временем;

б) скорость деформации возрастает с увеличением приложенной пагрузки и уменьшается с увеличением толщины льда;

в) при наличии под ледяным покровом упругого основания (вода) скорость деформации (нарастания прогибов) с течением времени уменьшается, стремясь при известных соотношениях толщины льда и величины пагрузки к некоторому постоянному значению;

г) при изгибе ледяного покрова без упругого основания (что достигалось затоплением водой зоны прогибов ледяного

покрова) скорость деформации (нарастания прогибов) является постоянной величиной от момента приложения нагрузки и до момента пролома.

5. При быстро перемещающихся нагрузках величины прогибов и общий характер деформации ледяного покрова резко отличаются от таковых при кратковременно неподвижной или медленно перемещающейся нагрузке. Выявляется роль инерции жидкой массы, перемещающейся при образовании прогиба льда и возникающих при этом волновых колебаний. В этом случае деформации ледяного покрова, возникающие при быстро движущейся нагрузке, очевидно, можно рассматривать как упругие в силу кратковременности процесса их возникновения и исчезновения.

Накопленные экспериментальные данные представляют основной критерий при оценке применимости методов и решений теории упругости и теории пластичности к расчету грузоподъемности ледяного покрова. В последние годы наряду с успехами теоретических и экспериментальных исследований работы ледяного покрова под нагрузкой появилась точка зрения о неприменимости теории упругого изгиба к расчету грузоподъемности и описанию поведения ледяного покрова под действием нагрузки. Однако экспериментальные исследования подтверждают применимость методов теории упругости к расчетам работы льда под нагрузкой при решении практических задач, относящихся к кратковременной статической и движущейся нагрузке. В случае продолжительности действия неподвижной нагрузки решения, получаемые по теории упругого изгиба, оказываются неприменимыми; следует учитывать в той или иной форме пластические деформации льда, играющие здесь первостепенную роль.

МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГРУЗОПОДЪЕМНОСТИ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Методы расчета грузоподъемности ледяного покрова можно разделить на три основные группы: а) методы, основанные на эмпирических формулах; б) упрощенные методы расчета, основанные на принципе аналогии; в) расчетные методы, основанные на положениях теории упругости.

* Выявление действительной картины работы ледяного поля под нагрузкой весьма сложно, так как приходится иметь дело с рядом непостоянных факторов, и усугубляется большой математической сложностью. Поэтому до сих пор иногда прибегают к простым эмпирическим формулам, которые здесь не рассматриваются.

Упрощенные методы расчета, основанные на принципе аналогии. К числу простых расчетных приемов относится метод аналогий, основанный на том, что при изгибе

пластинки по цилиндрической поверхности возникающие напряжения будут равны напряжениям в бруске прямоугольного сечения высотой h , равной толщине льда, и шириной $b=1$. Нагрузка на лед прямо пропорциональна квадрату его толщины. Зная величину нагрузки и толщину льда для нормальной работы ледяного покрова, можно произвести расчет для любой толщины льда и нагрузки.

М. М. Корунов, предложивший этот метод, взял опытные данные, при которых лед кристаллической структуры толщиной 24 см выдерживал груз весом $P=6$ т и получил для практических расчетов следующую формулу:

$$h = 10 \sqrt{P} \quad \text{или} \quad P = \frac{h^2}{100}.$$

Для морского льда, прочность которого меньше, чем пресного, формула Корунова примет вид

$$h_{\text{сол}} = 17,3 \sqrt{P} \quad \text{или} \quad P = \frac{h_{\text{сол}}^2}{300},$$

где P — в т, а h — в см.

Метод аналогии достаточно прост и дает для предварительных расчетов вполне удовлетворительные результаты. Однако практически почти никогда не бывает аналогичных условий; кроме того, нельзя определять грузоподъемность льда только по его толщине, хотя она и является одной из основных характеристик.

Лучшими являются формулы, разработанные на основании теории центрального изгиба упругой ледяной пластины на упругом основании. Из всех приближенных расчетных формул они являются наиболее обоснованными. Путем ряда преобразований М. М. Казанский и А. Р. Шульман получили зависимость весьма простого вида: допускаемая нагрузка на лед

$$P = \frac{B}{N} h^2 K S,$$

где P — допускаемая нагрузка на лед, т; B — коэффициент распределения нагрузки (100 — для колесных грузов; 125 — для гусеничных весом до 18 т и 115 — весом более 18 т); h — наименьшая фактическая толщина льда без снега, м; K — температурный коэффициент, $K = \frac{100 + \Theta}{100}$, (Θ — температура воздуха за истекшие 3 суток, при положительных температурах $K=1$ — $-0,05n_1$, n_1 — число суток с момента появления на льду воды); N — коэффициент запаса прочности и учета трещин (табл. 68); S — коэффициент учета солёности (1,0 — для пресных льдов и 0,7 — для солёных).

Расчетные методы, основанные на положениях теории упругости. Теория упругости дает точное теорети-

ческое решение задачи об упругой деформации ледяного покрова как упругой тонкой плиты бесконечных размеров, покоящейся на упругом основании для двух основных схем статических нагрузок. 1. Для равномерно распределенной нагрузки по площади круга некоторого радиуса (центральный изгиб). 2. Для равномерно распределенной нагрузки по бесконечно длинной полосе (цилиндрический изгиб).

Решение практических задач обычно сводится к одной из двух схем в зависимости от соотношения длины и ширины опоры груза. В обоих случаях предполагается, что размеры ледяного покрова не ограничены во всех направлениях. Практически это означает, что размеры ледяного поля должны во всяком случае превосходить размеры области прогибов.

1. Случай центрального изгиба ледяного поля. Введем следующие обозначения (рис. 70).

r_0 — радиус круга, по площади которого равномерно распределена нагрузка;

h — толщина ледяного покрова;

q — нагрузка на единицу площади круга;

P — полная нагрузка на лед;

r — переменный радиус от центра нагрузки до выделенного элемента деформации, радиус которого dr ;

R_0 — радиус круга положительных прогибов;

σ_r — нормальные напряжения, действующие на гранях $abcd$ и $eijk$ выделенного элемента;

σ_ϕ — нормальные напряжения, действующие на гранях $abjk$ и $cdej$ выделенного элемента;

σ_τ — касательные напряжения, действующие на гранях $abcd$ и $eijk$;

Q — перерезывающая сила, действующая на гранях $abcd$ и $eijk$ элемента;

M — изгибающий момент, действующий на элемент, от равнодействующей сил давления жидкости на нижнюю поверхность ледяного покрова;

M_φ , M_ψ , M_τ — изгибающие моменты, действующие на элемент, от сил внутренних напряжений;

P — давление воды на нижнюю поверхность льда;

γ — удельный вес воды;

f — прогиб в любой точке деформированной части ледяного покрова;

ψ — угол, отсчитываемый в горизонтальной плоскости с вершиной в центре распределения нагрузки;

$d\psi$ — угол, соответствующий элементу деформации dr ;

φ — угол, отсчитываемый в вертикальной плоскости с вершиной в центре распределения нагрузки;

n — коэффициент Пуассона;

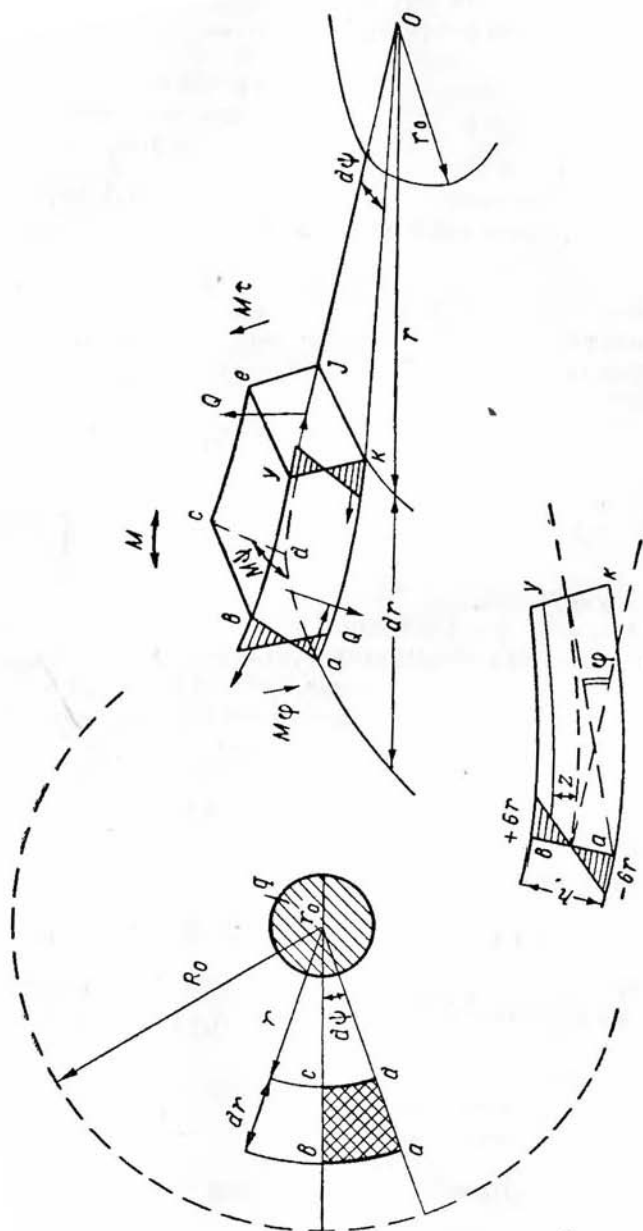


Рис. 70. Расчетная схема для вывода уравнения грузоподъемности льда.

z — расстояние от нейтральной оси до любого сжатого или растянутого волокна и деформированной части ледяного покрова.

Составим уравнение равновесия для элемента $abcdejky$.

Внутренние моменты сопротивления следующие:

1) момент M_ϕ нормальных напряжений σ_r , действующих на гранях $abcd$ и $ejky$; 2) момент M_τ , вызываемый касательными напряжениями σ_τ на тех же гранях; 3) момент M_τ нормальных напряжений, действующих на гранях $abyk$ и $cdej$. Касательные напряжения на гранях $abyk$ и $cdje$ в силу симметричности изгиба пластинки равны нулю.

Три внутренних момента сопротивления уравниваются приложенным моментом M равнодействующей сил гидростатического давления жидкости, оказываемого на нижнюю поверхность ледяного покрова. Таким образом, условие равновесия выделяемого элемента

$$M = M\varphi - M\psi - M\tau,$$

при этом

$$r \frac{d^3 f}{dr^3} + \frac{d^2 f}{dr^2} - \frac{1}{r} \frac{df}{dr} = - \frac{12(1-n^2)}{Eh^3} \left[\frac{P}{2\pi} + \gamma \int_0^r f r dr \right],$$

E — модуль упругости.

Дифференцируя это уравнение еще раз по r и полагая $\gamma=1$, получим линейное уравнение четвертого порядка

$$\frac{d^4 f}{dr^4} + \frac{2}{r} \frac{d^3 f}{dr^3} - \frac{1}{r^2} \frac{d^2 f}{dr^2} + \frac{1}{r^3} \frac{df}{dr} = - \frac{f}{l^4},$$

где

$$l = \sqrt[4]{\frac{Eh^3}{12(1-n^2)}},$$

его общий интеграл

$$f = C_1 z_1 \left(\frac{r}{l} \right) + C_2 z_2 \left(\frac{r}{l} \right) + C_3 z_3 \left(\frac{r}{l} \right) + C_4 z_4 \left(\frac{r}{l} \right).$$

Здесь C_1, C_2, C_3, C_4 — постоянные интегрирования, z_1, z_2, z_3, z_4 — частные интегралы, определяемые функциями Бесселя и Ганкеля.

Максимальный изгибающий момент, возникающий в пластинке, приходится на центр зоны распределения нагрузки и выражается следующей формулой:

$$M_{\max} = \frac{P}{\pi r_0^2} l_{C_2}^2 \left(\frac{r_0}{l} \right) \frac{1+n}{2}.$$

Входящая в выражение величина l есть характеристика ледяного покрова, представляющая собой величину, зависящую от

толщины льда, модуля упругости льда и коэффициента Пуассона.

Составим выражения для моментов, входящих в уравнение равновесия,

$$\begin{aligned}
 M &= \int_0^r p \, d\psi \, (dr)^2 r = \gamma \int_0^r f \, d\psi \, r \, (dr)^2; \\
 M_\varphi &= \int_{-\frac{1}{2}h}^{+\frac{1}{2}h} \left[\left(\sigma_r + \frac{d\sigma_r}{dr} dr \right) (r + dr) z \, d\psi \, dz - \sigma_r r z \, d\psi \, dz \right] = \\
 &= \int_{-\frac{1}{2}h}^{+\frac{1}{2}h} \left(\frac{d\sigma_r}{dr} r + \sigma_r \right) z \, d\psi \, dz \, dr; \\
 M_\psi &= \int_{-\frac{1}{2}h}^{+\frac{1}{2}h} \sigma_\psi z \, dr \, d\psi \, dz; \\
 M_\tau &= Q \, dr = \frac{P}{2\pi} d\psi \, dr.
 \end{aligned}$$

Выразим величины нормальных напряжений σ_r и σ_ψ , входящие в выражение моментов, через соответствующие величины относительно деформаций ϵ_r и ϵ_ψ . Связь между деформациями и напряжениями в случае растяжения или сжатия по двум взаимно перпендикулярным направлениям, как известно, выражается следующим образом:

$$\epsilon_r = \frac{1}{E} (\sigma_r - n\sigma_\psi);$$

$$\epsilon_\psi = \frac{1}{E} (\sigma_\psi - n\sigma_r).$$

Относительная деформация ϵ_r будет равна расстоянию z деформируемого волокна от срединной плоскости элемента, умноженному на кривизну элемента в радиальном направлении $\frac{d\varphi}{dr}$, т. е.

$$\epsilon_r = z \frac{d\varphi}{dr}.$$

Подставляя выражения ϵ_r и ϵ_ψ , найдем величину нормальных напряжений

$$\sigma_r = \frac{E_z}{1-n^2} \left(n \frac{\varphi}{r} + \frac{d\varphi}{dr} \right); \quad \sigma_\psi = \frac{E_z}{1-n^2} \left(n \frac{d\varphi}{dr} - \frac{\varphi}{r} \right).$$

Произведя подстановку значений σ_r и σ_φ в выражения для изгибающих моментов M_φ и M_ψ и выполнив интегрирование, получим

$$M_\varphi = \frac{n^2 E}{1-n^2} \frac{h^3}{12} \left(\frac{r}{n} \frac{d^2 \varphi}{dr^2} + \frac{1}{n} \frac{d\varphi}{dr} + \frac{d\varphi}{dr} \right) d\psi dr;$$

$$M_\psi = \frac{n^2 E}{1-n^2} \frac{h^3}{12} \left(\frac{1}{n} \frac{\varphi}{r} + \frac{d\varphi}{dr} \right) d\psi dr.$$

Подставим в уравнение равновесия элемента полученные выражения для моментов и разделим обе части уравнения на $d\psi dr$, тогда

$$\frac{n^2 E}{1-n^2} \frac{h^3}{12} \left(r \frac{d^2 \varphi}{dr^2} + \frac{d\varphi}{dr} - \frac{\varphi}{r} - \frac{P}{2\pi} \right) + \gamma \int_0^r r dr = 0.$$

В этом уравнении можно вместо φ подставить его выражение через прогиб f , т. е.

$$\varphi = \frac{df}{dr}.$$

Так как выражение $\frac{h^3}{12}$ является моментом инерции слоя льда с шириной, равной единице, то характеристика ледяного покрова является функцией его жесткости $\frac{Eh^3}{12}$.

Пользуясь выражением для максимального изгибающего момента, возникающего в ледяном слое, можно перейти к напряжениям на основании общеизвестной из сопротивления материалов формулы

$$\sigma_{\max} = \frac{M}{W},$$

где $W = \frac{bh^2}{6}$ — момент сопротивления поперечного сечения ледяного слоя.

Полагая ширину $b=1$, $M=M_{\max}$, получим

$$\sigma_{\max} = \frac{6M_{\max}}{h^2}$$

или

$$\sigma_{\max} = \frac{3(1+n)gl^2}{h^2} c_2 \left(\frac{r_0}{l} \right).$$

Величина нагрузки g выразится через максимальные нормальные напряжения на основании следующей формулы:

$$g = \frac{P}{\pi r_0^2} = \frac{\sigma_{\max} h^2}{3(1+n)l^2 c_2 \left(\frac{r_0}{l} \right)}.$$

Если в этой формуле принять σ_{\max} за максимально допускаемые нормальные напряжения во льду при изгибе, то соответствующие им значения нагрузки g будут являться наибольшим допускаемым грузом для льда данной толщины, модуля упругости и коэффициента Пуассона.

Выведенные зависимости для максимальных нормальных напряжений σ_{\max} и наибольшего допускаемого груза являются результатом строгого решения задачи. Однако вследствие появления в окончательных формулах функции $c_2 \left(\frac{r_0}{l} \right)$ они не позволяют в явной форме получить соотношения между входящими в формулы величинами. Кроме того, в практических расчетах непосредственное пользование указанными формулами при отсутствии расчетных графиков громоздко. Поэтому произведем дальнейшие упрощения. Принимая коэффициент Пуассона равным 0,3 (как для морского, так и для пресного льда) и принимая модуль упругости для весеннего льда при температуре выше -5° равным 10^5 т/м² (эти же значения можно принимать и для льда, ослабленного таянием), для зимнего льда под снежным покровом $4 \cdot 10^5$ т/м² и для зимнего льда при температурах ниже -25° с очищенным снежным покровом $5,5 \cdot 10^5$ т/м², получаем следующие расчетные зависимости для средних условий:

1) для весеннего слабого льда

$$g = \frac{\sigma_{\max} h^{5/4}}{13,2 (1,16 r_0 - h^{3/4})};$$

2) для зимнего льда под снежным покровом

$$g = \frac{\sigma_{\max} h^{5/4}}{26,4 (0,823 r_0 - h^{3/4})};$$

3) для зимнего льда при температурах воздуха ниже -25° и расчищенном снежном покрове

$$g = \frac{\sigma_{\max} h^{5/4}}{31 (0,76 r_0 - h^{3/4})}.$$

Изменение модуля упругости в небольших пределах мало сказывается на величине напряжений и допускаемой нагрузке, так как он входит в формулу под квадратным корнем и корнем четвертой степени.

2. Случай изгиба ледяного слоя по цилиндрической поверхности. Если представить, что на ледяной покров неограниченных размеров действует нагрузка, равномерно распределенная по бесконечно длинной полосе шириной d , то слой изогнется по некоторой цилиндрической поверхности. Задача об изгибе плиты сведется к задаче об изгибе бесконечно длинной балки на упругом основании, нагруженной равномерно распределенной

нагрузкой g по ширине d , причем $q = \frac{g_1}{d}$ где q — нагрузка, приходящаяся на 1 пог. м длины нагруженной полосы.

В соответствии с принятыми выше обозначениями уравнение изогнутой оси балки имеет вид

$$M = EJ \frac{d^2 J}{dx^2},$$

где J — момент инерции; x — расстояние от оси приложения нагрузки до рассматриваемого сечения.

Если p — давление, приходящееся на единицу длины балки и передаваемое балкой основанию в сечении, а q — перерезывающая сила в этом сечении, то

$$q = \frac{dM}{dx}; \quad p = \frac{dq}{dx}.$$

Подставляя в основное уравнение значение момента, получим

$$p = \frac{d^2 M}{dx^2}; \quad p = EJ \frac{d^4 f}{dx^4},$$

но так как $p = kf$ (где k — коэффициент постели упругого основания), то окончательно

$$EJ \frac{d^4 f}{dx^4} = kf.$$

Общий интеграл этого уравнения

$$f = (D_1 e^{mx} + D_2 e^{-mx}) \cos mx + (D_3 e^{mx} + D_4 e^{-mx}) \sin mx,$$

где D_1, D_2, D_3, D_4 — произвольные постоянные интегрирования,

$$a \quad m = \sqrt{\frac{bk}{4EI}}.$$

Опуская выкладки по отысканию значений постоянных интегрирования, приводим окончательные выражения для тангенса угла наклона упругой линии изгиба, изгибающего момента и перерезывающей силы:

1) для участка балки в пределах распределенной нагрузки

$$\frac{df}{dx} = \operatorname{tg} \gamma = -gm \left(-N_{\beta} C'_{\varphi} + \frac{1}{4} N_{\beta}^{\prime\prime} C_{\varphi}^{\prime\prime} \right);$$

$$M = -\frac{g}{m^2} \left(-\frac{1}{4} N_{\beta} C_{\varphi}^{\prime\prime} - \frac{1}{4} N_{\beta}^{\prime\prime} C_{\varphi} \right);$$

$$q = -\frac{g}{m^2} \left(-\frac{1}{4} N_{\beta} C_{\beta}^{\prime\prime\prime} - \frac{1}{4} N_{\beta}^{\prime\prime} C_{\varphi}^{\prime} \right);$$

2) для участия балки вне зоны распределения нагрузки

$$\frac{df}{dx} = \operatorname{tg} \gamma = -gm \left(\frac{1}{4} C_{\beta}''' N_{\varphi}'' - C_{\beta}' N_{\varphi}' \right);$$

$$M = -\frac{g}{m^2} \left(\frac{1}{16} C_{\beta}''' N_{\varphi}''' - \frac{1}{4} C_{\beta}' N_{\varphi}'' \right);$$

$$q = \frac{g}{m^2} \left(-\frac{1}{4} C_{\beta}''' N_{\varphi} = \frac{1}{4} C_{\beta}' N_{\varphi}'' \right).$$

В данных уравнениях C_{φ} ; C'_{φ} ; C''_{φ} ; C'''_{φ} ; C_{β} ; C'_{β} ; C''_{β} ; C'''_{β} ; N_{β} ; N'_{β} ; N''_{β} ; N_{φ} ; N'_{φ} ; N''_{φ} ; N'''_{φ} — постоянные интегрирования. Индекс φ означает, что величины C и N определяются как функции аргумента $\varphi = mx$. Индекс β соответственно означает, что C и N определяются для аргумента $\beta = \frac{d}{2} - m$.

Учитывая, что $\sigma = \frac{M}{W}$ и $W = \frac{h^2}{6}$, максимальные нормальные напряжения в ледяном слое можно выразить следующим образом:

1) для нагрузки, распределенной по ширине d

$$\begin{aligned} \sigma_{\max} &= 1,73 \sqrt{E} \frac{g}{\sqrt{h}} \sin \beta (\operatorname{ch} \beta - \operatorname{sh} \beta) = \\ &= a_1 \frac{g}{\sqrt{h}} \sin \beta (\operatorname{ch} \beta - \operatorname{sh} \beta), \end{aligned}$$

или, так как $g = \frac{g_1}{d}$,

$$\sigma_{\max} = a_1 \frac{g}{d \sqrt{h}} \sin \beta (\operatorname{ch} \beta - \operatorname{sh} \beta);$$

2) для нагрузки, сосредоточенной на линии ($d=0$),

$$\sigma_{\max} = 1,14 \sqrt[4]{E} \frac{g_1}{h^{5/4}} = a_2 \frac{g_1}{h^{5/4}},$$

где $g_1 = p_1$ (при $b=1$).

В этих формулах коэффициенты a_1 и a_2 зависят только от модуля упругости льда

$$a_1 = 1,73 \sqrt{E}; \quad a_2 = 1,14 \sqrt[4]{E}.$$

Если дано допускаемое нормальное напряжение для льда σ_{\max} , то выражение для максимальной допускаемой нагрузки на лед при ширине полосы нагрузки, равной d ,

$$g_1 = \frac{\sigma_{\max} \sqrt{h}}{a_1 \sin \beta (\operatorname{ch} \beta - \operatorname{sh} \beta)},$$

$$g_1 = \frac{\sigma_{\max} h^{5/4}}{a_2}$$

при $d=0$.

Это окончательные расчетные формулы грузоподъемности при изгибе ледяного покрова по цилиндрической поверхности.

Расчет грузоподъемности ледяного покрова. Главной задачей расчета является определение допускаемых предельных нагрузок в зависимости от габаритов груза, толщины и структуры ледяного покрова, изменения метеорологических условий и характеристик водоема.

Для расчета грузоподъемности составлены специальные расчетные таблицы (см. рис. 71—75). Табл. 1 позволяет графически определять расчетную температуру льда, табл. 2 дает расчетные значения допускаемых напряжений, табл. 3 позволяет производить расчет грузоподъемности ледяного покрова для случая центрального изгиба, табл. 4 — рассчитывать грузоподъемность льда для случая цилиндрического изгиба, табл. 5 — определять зависимость скорости движения от отношений нагрузок на лед и критической скорости от глубины водоема и толщины льда.

Для определения грузоподъемности ледяного покрова необходимо предварительно выбрать основные расчетные величины: толщину льда, температуру, допускаемые напряжения, модуль упругости и коэффициент Пуассона.

Расчетная толщина льда принимается на основании измерений. Под расчетной толщиной льда понимается не вся измеренная толщина, а только та часть ледяного покрова, которая воспринимает нагрузку.

Допустим, что при измерении толщины льда $H_{\text{измер}}$ состояла из h_1 — толщины прозрачного слоя льда, h_2 — толщины мутного слоя льда и h_3 — толщины снежного льда.

$$H_{\text{измер}} = h_1 + h_2 + h_3.$$

Но мутный лед слабее прозрачного, поэтому h_2 обычно принимается с коэффициентом 0,5. Снежный лед, состоящий из смерзшегося снега, в расчет вообще не принимается. Поэтому

$$H_{\text{расч}} = h_1 + 0,5h_2.$$

Практически более выгодно принимать в расчет не максимальные, а средние толщины льда: участки же с минимальной толщиной необходимо выделять и повышать их грузоподъемность искусственным путем.

Расчетная температура. Для практического расчета грузоподъемности ледяного покрова приходится прибегать к упрощенным приемам оценки температуры льда в зависимости от температуры воздуха. Для арктических условий можно пользоваться специально составленной расчетной табл. 1 (рис. 71).

В зависимости от местных особенностей следует вводить поправки, исходя из непосредственных наблюдений над температурой льда.

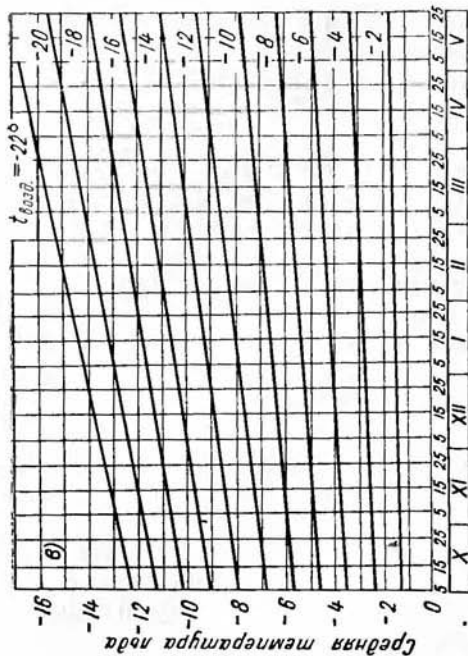
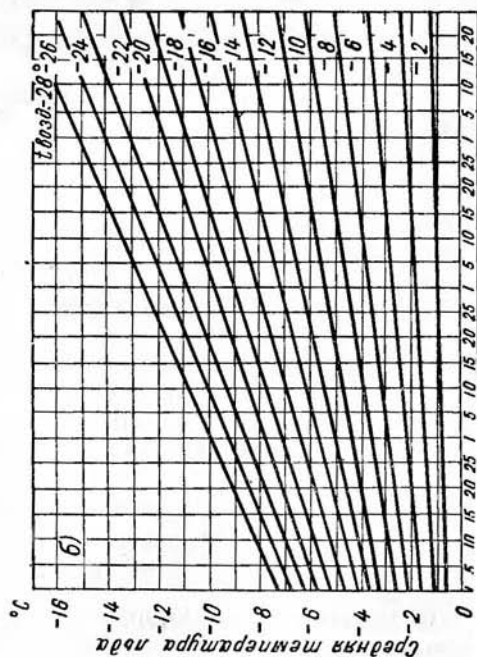
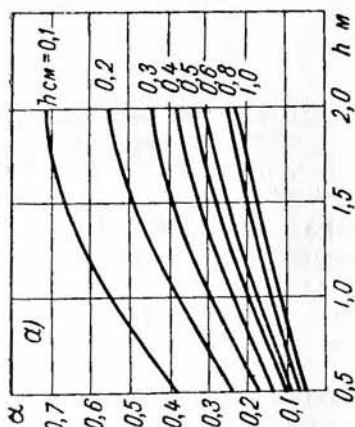


Рис. 71. Расчетная таблица 1. Определение расчетной температуры льда.

а) определение влияния снежного покрова на толщину льда, б) ледяной покров со снегом, в) ледяной покров без снега.

Помимо графиков, для расчета температуры льда могут быть использованы следующие зависимости:

а) при отсутствии снега на ледяном покрове

$$\Theta_{\text{л}} = \Delta \Theta_{\text{в}},$$

где $\Theta_{\text{л}}$ — температура льда расчетного слоя; $\Theta_{\text{в}}$ — средняя температура воздуха для данного периода (не менее, чем за трое предшествующих суток); Δ — коэффициент, учитывающий расчетный слой: для поверхностного слоя $\Delta = 1$, для среднего слоя $\Delta = 0,5$, для средней полосы нижнего слоя $\Delta = 0,25$;

б) при наличии снега на ледяном покрове в это уравнение вводится коэффициент Девика, и уравнение принимает вид

$$\Theta_{\text{л}} = \Delta \Theta_{\text{в}} a; \quad a = \frac{\lambda_{\text{сн}} h_{\text{л}}}{\lambda_{\text{л}} h_{\text{сн}} \lambda_{\text{сн}} h_{\text{л}}},$$

где a — коэффициент Девика; $\lambda_{\text{сн}}$ — теплопроводность снега; $\lambda_{\text{л}}$ — теплопроводность льда; $h_{\text{сн}}$ — толщина снега, см; $h_{\text{л}}$ — толщина льда, см.

Если температуры воздуха положительные, их влияние скажется на ослаблении льда, и в основное уравнение грузоподъемности вводится коэффициент ослабления k_4 , который определяется из следующей зависимости:

$$k_4 = 1 - 0,05 n_1,$$

где 0,05 — величина ослабления льда; n_1 — число суток с положительными температурами.

Учет положительных температур может быть произведен также по следующей формуле:

$$\sigma_{\text{от}} = \sigma_{\text{зим}} - k_5 n_1,$$

где $\sigma_{\text{от}}$ — прочность льда на изгиб, ослабленная за счет оттепели; $\sigma_{\text{зим}}$ — прочность льда на изгиб для периода перед оттепелью; k_5 — коэффициент ослабления прочности за сутки, кг/см² (по опытным данным он составляет 0,5 кг/см²).

Допускаемые напряжения. Для выбора допускаемых напряжений в ледяном покрове можно пользоваться расчетной табл. 2 (рис. 72), составленной на основании экспериментальных исследований. Величина коэффициента запаса N принимается в зависимости от типа и назначения переправы и состояния ледяного покрова.

В табл. 67 даны значения коэффициента запаса для переправ разного типа и различного состояния ледяного покрова.

Модуль упругости и коэффициент Пуассона выбираются по указаниям главы II.

Практически коэффициент Пуассона принимается равным 0,3; модуль пресного льда — 40 000 кг/см², морского — 20 000 кг/см².

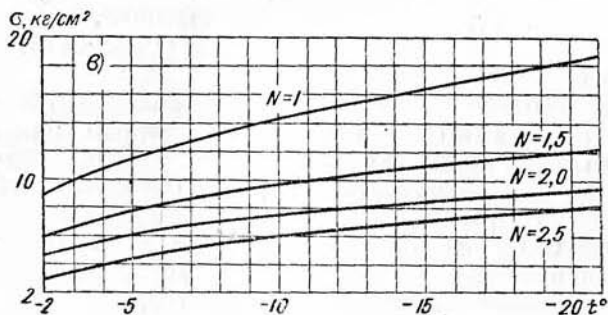
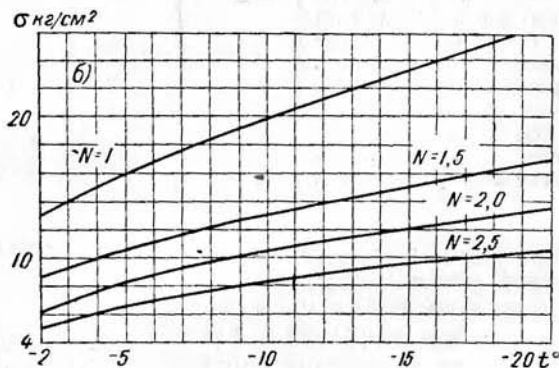
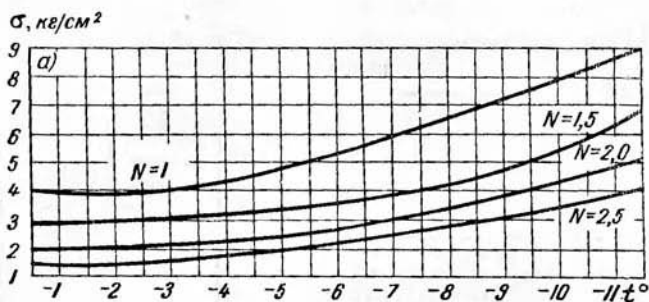


Рис. 72. Расчетная таблица 2. Определение допускаемых напряжений.

а) лед морской, соленость 4–6‰/со, б) лед пресный прозрачный, в) лед пресный мутный.

Для определения грузоподъемности необходимо установить расчетный случай (центральный или цилиндрический изгиб) и выбрать расчетную схему.

Значение коэффициента запаса для вычисления допускаемых напряжений

Тип переправы	Ледяной покров			
	ненарушен- ный, постоянной толщины	неравно- мерной толщины	с сухими трещина- ми	со сквоз- ными трещина- ми
Единовременные или периодически действующие автотранспортные переправы с пропуском грузов на пределе прочности	1,00	1,20	1,25	1,6
Автотранспортные и гужевые трассы без верхнего строения, действующие периодически	1,20	1,50	1,75	2,0
То же, действующие постоянно . . .	1,50	1,50	1,75	—
Автотранспортные и гужевые трассы с верхним строением, действующие постоянно	1,30	1,30	1,50	—
Железнодорожные переправы . . .	2,00	2,00	2,00	—

При выборе расчетных случаев приходится учитывать разнообразие условий работы ледяных переправ. Расчет грузоподъемности обычно производят на кратковременную статическую нагрузку, так как это наиболее неблагоприятный случай с точки зрения возникающих в ледяном покрове напряжений. На случай непредвиденной остановки груза на льду необходимо учесть запас прочности при пластических деформациях.

При расчете на кратковременную нагрузку следует пользоваться формулами упругого изгиба.

Особое внимание нужно уделять периодам оттепелей и на основании прогнозов определять их возможную продолжительность. Учитывая снижение временного сопротивления льда и допускаемых напряжений при продолжительной оттепели, необходимо заранее произвести соответствующий расчет на снижение грузоподъемности, а также определить число суток с непрерывными положительными температурами, по истечении которых работа на ледяном покрове должна быть прекращена из-за снижения прочности льда.

Основной расчет грузоподъемности ледяного покрова на кратковременную *статическую или медленно движущуюся нагрузку*. Если известны размеры груза (длина груза a и ширина его b), можно решить вопрос, следует ли вести расчет по формулам для изгиба пластинки неограниченных размеров или же при расчете следует учитывать влияние берегов. Практически на водоемах, наименьшее измерение которых более 50—60 м, ледяной покров рассматривают как плавающую пластинку неогра-

ниченных размеров. Далее решается вопрос — относятся ли заданные условия к случаю центрального или цилиндрического изгиба. Для этого подсчитывают специальную величину A ,

$$A = \left(2,35 \sqrt{b} + 1,18 \frac{\sqrt[4]{h^3}}{\sqrt{b}} \right)^2.$$

Если оказывается, что $a < A$, дальнейший расчет ведется по формулам для центрального изгиба, а если $a > A$ — по формулам для цилиндрического изгиба. Для практических расчетов значение A принимается равным 5,5. Зная расчетную толщину льда h , допускаемые напряжения σ и модуль упругости льда E , определяют наибольший допускаемый вес груза.

Для случая центрального изгиба предварительно определяется радиус распределения нагрузки по формуле

$$r_0 = \frac{\sqrt{ab}}{2}.$$

Затем подсчитывается допускаемый вес

$$p = \frac{\pi r_0^2 \sigma h^2}{3(1+n) l^2 C_2 \left(\frac{r_0}{l} \right)},$$

где

$$l = \sqrt[4]{\frac{Eh^3}{12(1-n^2)}},$$

$$C_2 = \left(\frac{r_0}{l} \right) = 0,4 \frac{r_0}{l} = -0,0353.$$

С целью упрощения вычислений грузоподъемности ледяного покрова составлена расчетная табл. 3 (рис. 73).

Пользование графиками облегчает также решение обратной задачи: по заданным значениям P , σ и r легко находится минимальная толщина льда для прохождения груза.

Для случая цилиндрического изгиба

$$g_1 = \frac{d \sigma \sqrt{h}}{a_1 \sin \beta (\operatorname{ch} \beta - \operatorname{sh} \beta)},$$

где

$$a_1 = 1,73 \sqrt{E};$$

$$\beta = \frac{d}{2} m = \frac{d}{2 \sqrt[4]{\frac{Eh^3}{3}}},$$

а величина нагрузки g_1 есть вес, выраженный обычно в тоннах на погонный метр, приходящийся на единицу длины нагруженной полосы, ширина которой равна d .

Полный вес груза в этом случае

$$P = dg_1,$$

где d — полная длина груза (загруженной полосы льда).

Для расчетов можно пользоваться табл. 4 (рис. 74).

Схема такая же, как при расчете центрального изгиба. Если нагрузку при цилиндрическом изгибе можно считать сосредоточенной

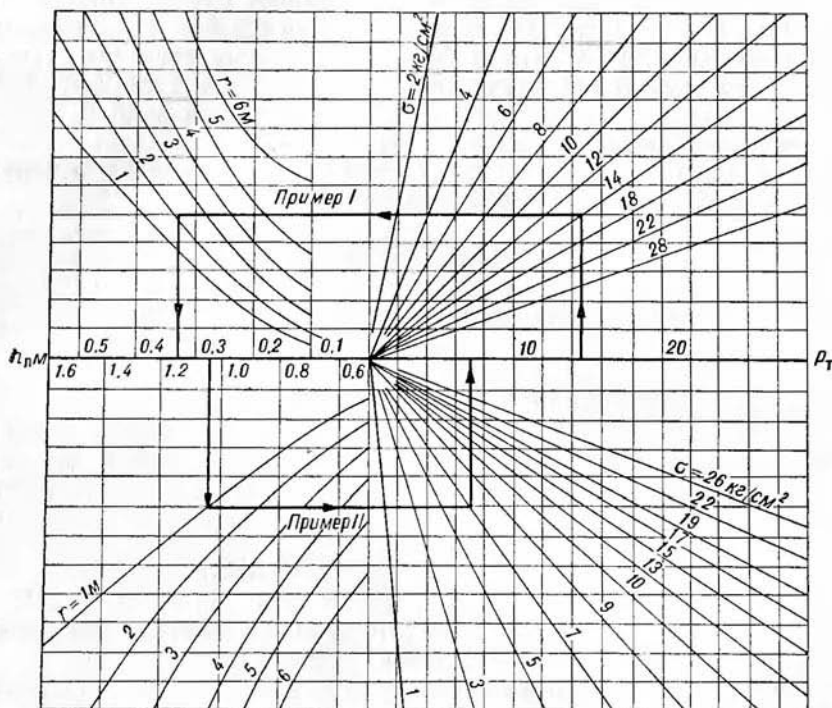


Рис. 73. Расчетная таблица 3. Определение грузоподъемности ледяного покрова при центральном изгибе.

Стрелками показан порядок расчета: верхняя часть для P от 0 до 30 т и $h_{\text{л}}$ от 0 до 0,5 м, нижняя — для P от 0 до 150 т и $h_{\text{л}}$ от 0,6 до 1,6 м.

Пример I. Дано: $P=14,3$ т, $\sigma=14$ кг/см², $r=2,1$ м. Найти $h_{\text{л}}$. Ответ: $h_{\text{л}}=0,33$ м.

Пример II. Дано: $h_{\text{л}}=1,1$ м, $r=1$ м, $\sigma=7$ кг/см². Найти P . Ответ: $P=35$ т.

ченной на линии (т. е. не учитывать влияния ширины полосы), можно пользоваться формулой

$$g_1 = \frac{\sigma_{\text{max}} h^{5/4}}{a_2},$$

где

$$a_2 = 1,14 \sqrt[4]{E}.$$

В практических расчетах часто приходится решать обратные задачи: по заданной толщине льда h , нагрузке P и модулю упругости E находить значение максимальных напряжений σ_{\max} или по заданным P , E и σ находить необходимую для передвижения груза минимальную толщину льда. В обоих случаях можно пользоваться расчетными формулами или графиками.

Расчет допускаемого времени стоянки груза на ледяном покрове. После того как произведен основной расчет грузоподъемности и установлен максимальный допускаемый вес груза, определяется допускаемое время стоянки

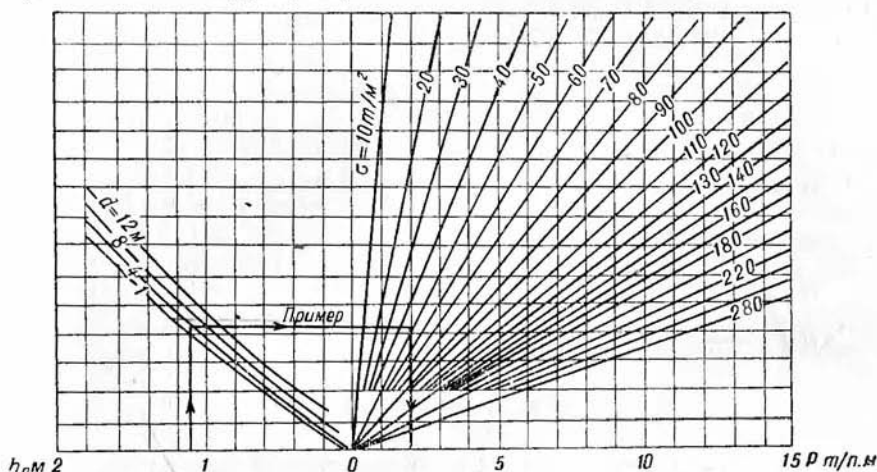


Рис. 74. Расчетная таблица 4. Определение грузоподъемности ледяного покрова при цилиндрическом изгибе, $E=4 \cdot 10^6$ т/м².

Пример. Дано: $h_{\text{д}}=1,1$ м, $d=4$ м, $\sigma=50$ т/м². Найти P .

Ответ: $P=2$ т/п. м.

груза заданного веса на льду. Как и при расчете максимально допускаемого веса нагрузки, здесь различаются два случая: 1) центральный изгиб, 2) цилиндрический изгиб.

Если расчет грузоподъемности льда производился по формулам центрального изгиба, то расчетной зависимостью служит формула

$$t = 20 \left[\frac{(P_{\max} - P)^2}{P_{\max} P} (n + 1) \right]^3.$$

Здесь P_{\max} — максимальный допускаемый вес груза, подсчитанный по формулам или по расчетным графикам и соответствующий предельному состоянию при движении; P — вес расчетного груза; t — допускаемое время стоянки (час.); n — коэффициент опыта.

Коэффициент $n=0$ в случае стоянки на расчищенном от снега ледяном покрове: $n=1$ для нерасчищенного снега при

температуре воздуха выше 5° , $n=2$ для расчищенного снега при температуре воздуха ниже -10° .

Как видно из расчетной формулы, при $P=P_{\max}$ время стоянки груза $t=0$. Следовательно, если по ледяному покрову движется груз, вес которого равен максимальной допускаемой нагрузке, задержка приведет к пролому льда.

На случай вынужденных остановок груза максимального веса следует в правилах эксплуатации ледяного покрова предусматривать соответствующие мероприятия.

Практически ледяной покров эксплуатируется на пределе прочности только в исключительных случаях.

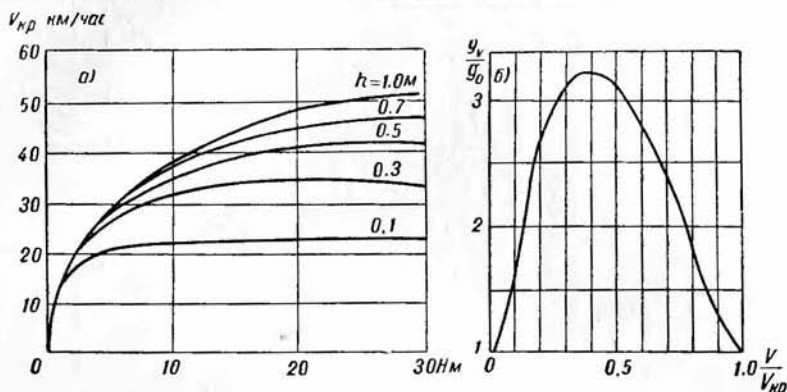


Рис. 75. Расчетная таблица 5. Определение влияния скорости движения грузов на грузоподъемность ледяного покрова.

а) зависимость критической скорости от глубины водоема для различных толщин льда, б) зависимость относительной скорости от отношения нагрузок.

Если расчет грузоподъемности льда ведется для цилиндрического изгиба, то определение допускаемого времени стоянки груза t (час) производится по формуле

$$t = S \left(\frac{g_{\max}}{g} - 1 \right),$$

где

$$S = \left(500 \frac{1 + \theta}{k_0 \sqrt{\frac{E}{3}}} \right),$$

где θ — температура воздуха; k_0 — коэффициент, равный для пресного льда 15; E — модуль упругости; g_{\max} — максимально допускаемый груз, т/пог. м; g — вес груза, для которого подсчитывается допускаемое время стоянки, т/пог. м.

Рекомендации к расчетам о времени стоянки максимальной нагрузки на переправе по формуле для центрального изгиба

в полной мере относятся и к случаю цилиндрического изгиба.

Расчет скорости движения груза по льду производится с помощью расчетной табл. 5 (рис. 75).

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ И КОНСТРУКЦИИ ЛЕДЯНЫХ ПЕРЕПРАВ

Ледяные переправы можно разделить на три основных типа: 1) ледяные переправы без верхнего строения, 2) ледяные переправы с верхним строением, 3) железнодорожные переправы на льду.

В ледяных переправах первого типа движение осуществляется непосредственно по естественной поверхности льда. Искусственные сооружения устраиваются только в местах сопряжения трассы с берегами для спуска грузов на лед. При подготовке постоянно действующей трассы после установления ледостава производится систематическая очистка льда от снега. Этим создаются благоприятные условия для нарастания льда по трассе. При кратковременно действующих переправах или при переправах, организуемых для единичной переброски грузов, предварительная подготовка ледяного полотна не делается.

Переправы для автомобильного и гужевого транспорта обычно устраиваются без верхнего строения, железнодорожные — с верхним строением.

Если прочность ледяного покрова недостаточна или необходимо сохранить верхнюю поверхность льда ездовой части от разрушения, в особенности при интенсивном движении или передвижении тяжелых грузов, устраивают верхнее строение и на автогужевых переправах.

Устройство переправ по естественному льду (без верхнего строения). Этот тип переправ требует минимальных затрат, так как не связан с какими-либо строительными работами, за исключением съездов с берега на лед. Подготовка трассы заключается в заблаговременной расчистке поверхности льда вдоль намеченного пути от снега для ускорения нарастания льда. Расчистку от снега без применения снегоочистительных машин можно начинать при нарастании льда до толщины 9—10 см, причем ширина очищаемой полосы должна быть не менее 40—50 м. Для уменьшения объема снегоочистительных работ можно применять расчистку способом гребенки. Вдоль трассы необходимо установить вехи, указывающие путь при метелях и заносах. При работе переправы в ночное время устанавливаются фонари. Для съездов на берегу выбирается участок, где при минимальной затрате труда по выемке грунта можно обеспечить уклон не более 0,1 для колесных грузов, не более 0,2—0,3 для гусеничных и не более 0,15—0,20 для санного движения. Конструкция переходов с берега на лед зависит от

толщины льда, амплитуды возможных колебаний уровня воды в водоеме, через который устраивается переправа, от типа и веса грузов, а также от характера и крутизны берегов.

Если съезд с берега на ледяной покров можно сделать пологим, а колебания уровня воды незначительны, переход с берега на лед можно осуществить намораживанием льда до толщины не менее 1,2 м. Намораживание ведется или путем периодических поливов водой (тонкими слоями) поверхности льда или путем укладки ледяных кабанов с последующим поливом их для лучшего смерзания швов. Площадь намораживания от берега должна в зависимости от толщины и состояния естественного ледяного покрова иметь длину до 15—20 м при ширине не менее 10—15 м. При непрочном и тонком ледяном покрове следует укреплять возможно большую площадь съезда. Поверх намороженного слоя полезно уложить хворост, засыпать его снегом и затем полить водой. После этого укладывается настил из досок или жердей с устройством колесоотбойных брусьев по бокам съезда. При отсутствии хвороста настил укладывают непосредственно на лед и подсыпают снег и небольшое количество мерзлого грунта. Места съездов должны быть обставлены вежами и в ночные часы хорошо освещены.

При работе переправы обычно приходится вести борьбу с образованием трещин. Наиболее часто на дорогах без верхнего настила поверхность льда покрывается сеткой мелких несквозных трещин, происходящих от совместного действия температурных напряжений от проходящих грузов и вызванных деформацией льда под тяжестью снежных отвалов при расчистке трассы. Образование таких трещин, имеющих самое различное направление и пересекающихся между собой, часто приводит к выкалыванию и просадке отдельных участков ледяного покрова при прохождении груза. Температурный фактор или совместное действие указанных выше причин может вызвать появление сквозных трещин. Такие трещины пересекают дорогу под некоторым углом или, что еще хуже, располагаются примерно вдоль оси движения грузов. Сквозные трещины на переправах без верхнего строения представляют опасность при достижении ширины 5—6 см. В этом случае необходимо устраивать переходы через трещины или замораживать их. В качестве переходов применяются временные мостики или щиты. Деревянные щиты используются при переходах через узкие небольшие трещины, сверху они засыпаются снегом и поливаются водой.

Временные мосты для перехода через широкие трещины (более 20—30 см) устраиваются из нескольких продольных бревен, уложенных, по возможности, перпендикулярно трещинам. Поверх бревен укладывается настил из досок или брусьев. Длина продольных бревен должна быть возможно большей (не менее 8 м при ширине трещины не более 1 м).

По одну сторону трещины бревна, служащие балками моста, вмораживаются в лед, для чего производится подсыпка снега с последующей заливкой водой. С другой стороны трещины под балки подкладывается ряд поперечных лежней, замороженных в ледяной покров тем же способом, а бревна, служащие балками, свободно опираются на лежни, чем достигается возможность горизонтального перемещения одной из опор моста. Создание свободы горизонтальных перемещений совершенно необходимо, ибо при неподвижном закреплении обеих опор в результате изменения температур или действия ветра в ледяном покрове при подходах к мосту появляются новые трещины.

Для заделки и замораживания трещин шириной 30 см можно рекомендовать производить их заделку с помощью бревен, подводимых к нижней кромке льда у трещины; поверх бревен набивается снег или ледная крошка, которые для лучшего смерзания поливаются водой. При этом края трещин с помощью пещни скалываются и спрямляются, и в трещину закладываются бревна соответствующего диаметра, подвешенные по концам на канатах, закрепленных на поверхности льда. Вместо бревен могут быть использованы также пакеты связанных жердей или досок. Заделка трещин начинается с одного конца и ведется последовательно по всей длине до другого конца. Б. В. Проскуряков рекомендует применять этот способ при температуре не выше -7° и ширине трещин не более 30—40 см; при более широких трещинах он предлагает производить заделку трещин с помощью ледяных кабанов; они скалываются с двух краев на клин и вставляются в трещину, края которой предварительно также скалываются под тем же углом. Этот способ Проскуряков рекомендует применять при ширине трещины до 60 см. Заделка широких трещин (до 3 м) может быть осуществлена ледяными плитами, выкалываемыми из ледяного покрова в некотором удалении от пути.

В этом случае под нижнюю поверхность плиты кладутся три бревна длиной до 4 м, к ним привязываются тросы, с помощью которых льдина скрепляется с бревнами и подтягивается к месту заделки. Концы тросов от нижних бревен привязываются к шестиметровым бревнам, укладываемым поверх трещин. Пазы между плитой и ледяным покровом засыпаются ледяной крошкой или снегом и поливаются водой.

Устройство переправ с верхним строением. Чтобы увеличить грузоподъемность ледяного покрова, возводят верхнее строение пути. Как показывают расчеты, при совместной работе верхнего строения и ледяного покрова грузоподъемность льда может быть повышена до определенного предела, устанавливаемого соотношением между жесткостью конструкций и толщиной льда. До толщины льда 0,5 м верхнее строение способствует увеличению грузоподъемности, но по мере

дальнейшего возрастания толщины роль верхнего строения как меры, увеличивающей грузоподъемность, снижается. В этом случае основное назначение конструкции сводится к предохранению верхнего слоя льда от износа, уменьшению вредного влияния трещин и повышению безопасности движения.

Как указывает М. М. Корунов, при толщине льда 0,2 м верхнее строение позволяет увеличить грузоподъемность льда на 15%; при толщине льда 0,4 м грузоподъемность льда возрастает всего на 1,8%. Повышение грузоподъемности ледяного покрова происходит благодаря увеличению площади распределения нагрузки. При этом распределяющая роль конструкции тем меньше, чем меньше ее жесткость и больше толщина льда.

М. М. Казанский и А. Р. Шульман при расчетах переправ с верхним строением предлагают пользоваться следующими соотношениями для размеров элементов конструкции верхнего строения:

рабочая длина прогонов

$$d = d_0 + \frac{0,29}{\sqrt{h}} \sqrt[3]{(n-1)B_1},$$

рабочая длина поперечин

$$b = b_0 + \frac{0,22}{\sqrt{h}} \sqrt{\frac{B_2}{m\sqrt{h}}},$$

где d_0 — длина базы нагрузки, м; n — число прогонов; B_1 — жесткость прогонов; b_0 — расстояние между осями колес, м; B_2 — жесткость поперечин; m — расстояние между поперечинами, м; h — толщина ледяного покрова, м.

Эти же авторы предлагают определять грузоподъемность ледяного покрова, усиленного верхним строением, по следующей формуле:

$$P_m = \frac{35}{N} a x^{5/4} k,$$

где P_m — грузоподъемность ледяного покрова, усиленного верхним строением; N — коэффициент запаса прочности; k — температурный коэффициент; $x = h - 0,1$ — коэффициент, учитывающий толщину льда h и вес погонного метра конструкции пути

P ; $a = \sqrt{\frac{bd}{\pi}}$ — коэффициент, зависящий от b и d .

При возведении верхнего строения необходимо иметь в виду следующие соображения, оправданные практикой.

1. Верхнее строение увеличивает грузоподъемность льда толщиной меньше 0,5 м.

2. Наибольший эффект от применения верхнего строения достигается при толщинах льда 0,05—0,15 м.

3. При толщине льда больше 0,4 м верхнее строение обычного типа (нежесткие рамы) практически не увеличивает грузоподъемности ледяного покрова, а только способствует сохранению верхнего слоя льда от износа. При наличии трещин во льду это обеспечивает безопасность движения и дает возможность не снижать веса грузов,двигающихся по переправе.

4. Длина поперечин больше 5 м при обычных сечениях практически не дает эффекта и является излишней.

5. Для повышения грузоподъемности следует прибегать к повышению жесткости конструкции путем применения ферм.

6. Конструкции (особенно из круглого леса), не связанные штырями в одну систему, не обеспечивают надлежащей жесткости.

7. Не следует применять конструкцию с поперечниками, уложенными вразбежку, концы которой заканчиваются на оси пути. В конструкциях вес груза следует относить дальше от оси пути.

8. Необходимо стремиться к обеспечению совместной работы конструкции и ледяного покрова. Для этого нужно прибегать к их смораживанию в одну сплошную плиту.

Для тонкого льда можно рекомендовать конструкцию, осуществленную на переправе через реку при толщине льда 8—10 см, для грузов весом до 2 т. Конструкция возводится из пиломатериалов и для жесткости прошивается гвоздями (рис. 76 а). На ледяной покров через 0,7 м укладываются стыкованные по оси поперечины (3) из досок или плах шириной 20 см и толщиной 6—7 см. Общая длина поперечин 10—12 м. На первый ряд поперечин укладывается второй ряд, состоящий также из досок того же размера, но длиной 5—6 м. На поперечины укладывается продольный настил (2) из досок толщиной 5 см. Ширина проезжей части, равная 3 м, ограничивается отбойными брусками (1). Подобная конструкция на практике хорошо себя оправдала. Для тонкого льда можно также рекомендовать конструкцию, осуществленную на другой переправе, которая работала при толщине естественного льда 15 см, увеличенного в дальнейшем за счет намораживания до 23 см для грузов весом 5—6 т. Конструкция состояла (рис. 76 б) из поперечин (3) (бруска сечением 5×22 см, длиной 6—7 м), расположенных через 0,5 м. Бруска искусственно вмораживались в верхний слой льда, что придавало монолитность всей конструкции. Намороженный слой составлял 8—10 см. По поперечинам укладывался продольный настил (2) из брусков 5×18 см, ширина проезжей части ограничена отбойными брусками (1).

Для грузов весом 20—25 т наиболее целесообразна одна из двух следующих конструкций. Первая (рис. 76 в) возводится из пиломатериалов. На ледяной покров толщиной 0,4—0,5 м через 0,5 м укладываются поперечины (3) сечением 15×22 см, на

которых располагают прогоны (4) того же сечения. Поверх прогонов укладывают настил (2) из досок 5×18 см. Вторая конструкция возводится из круглого леса (рис. 76 г). На ледяной

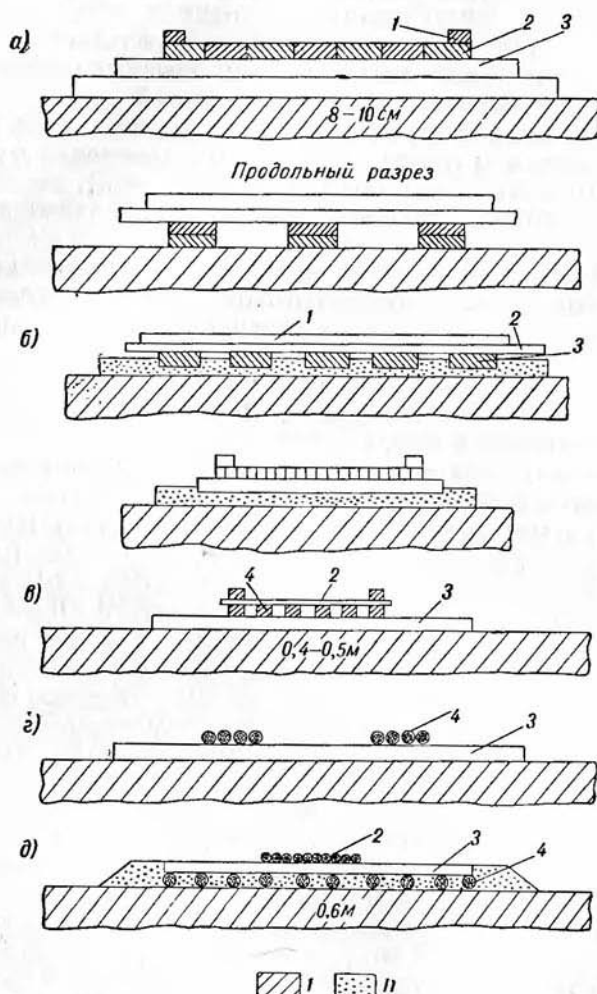


Рис. 76. Конструкции верхнего строения и переправ.
I — естественный лед, II — замороженный лед.

покров через 0,5 м укладывают поперечины (3) из круглого леса диаметром 22 см, длиной 6 м. На поперечины настилаются прогоны (4), которые в то же время служат настилом. Для про-

гонов употребляются бревна диаметром 18—22 см. Прогон укладывается в две нитки с разрывом на ширину повозки.

Недостатком описанных конструкций является то, что ледяной покров и конструкция работают раздельно. Для частичного устранения этого недостатка поперечины следует сморозить с ледяным покровом. Для придания монолитности всей конструкции поперечины лучше прикрепить болтами к прогонам и дополнительно укрепить штырями, которые должны быть вмонтированы в ледяной покров на глубину 10—15 см. Достоинством приведенной конструкции является простота устройства и ее малый вес.

Для грузов 45 т и более может быть рекомендована конструкция верхнего строения (рис. 76 *д*), состоящая из прогонов (4) диаметром 20—24 см, уложенных на ледяной покров через 0,5—0,8 м по всей ширине поперечин. На прогоны настилают поперечины (3) диаметром 16—18 см через 0,5 м. Поверх поперечин укладывается настил (2) из пластин диаметром 18—20 см, который укрепляется болтами или скрепляется скобами. Прогон и поперечины вмораживаются в ледяной покров, благодаря чему получается сплошная плита. Учитывая большую ответственность конструкции, следует особенно тщательно проводить намораживание льда.

На каждой ледяной переправе наиболее важным и сложным конструктивным узлом являются съезды и въезды. При устройстве переходных участков необходимо исходить из следующих положений: а) должна быть обеспечена надлежащая прочность; б) переходный участок должен допускать возможные колебания ледяного покрова, вызванные сгонно-нагонными и приливными явлениями, а также спадом или подъемом воды (при изменении расходов в реках); в) должен быть обеспечен прямолинейный участок спуска не менее 5—10 м; г) на переходном участке должны быть соблюдены допустимые уклоны.

Простейшей конструкцией переходного участка является искусственное утолщение ледяного покрова в месте перехода, для чего лед намораживается до толщины 1,0 и даже 1,5 м. Максимальная толщина намораживания придается съезду у берега с постепенным переходом к толщине естественного льда по мере удаления от берега. Затем для сопряжения с берегом поверх льда укладывается настил из жердей, плах или досок.

В тех случаях, когда лед у берега недостаточно прочен, а намораживать большую толщину не представляется возможным, приходится прибегать к передаче давления не на лед, а на грунт. Для этого на берегу укладывают клетку из брусьев или возводят специальную свайную или рамную эстакаду. Переход от эстакады на лед осуществляется с помощью прогонов, один конец которых укладывается на опорный лежень на льду, другой — на пасаду эстакады. Поверх прогонов устраивается настил.

Наиболее просто решается задача, когда переход осуществляется при помощи рьяжа или пирса.

Для повышения грузоподъемности ледяного покрова может быть применен метод искусственного намораживания. В ряде случаев это себя оправдывает, особенно при тонком ледяном покрове. Следует различать два случая применения этого метода: намораживание в чистом виде, конечной целью которого является увеличение толщины ледяного покрова, и намораживание, имеющее целью кроме увеличения толщины льда сморозить верхнее строение пути с основной толщиной льда и тем создать единую плиту. Эффективность намораживания приведена в табл. 68. Таблица составлена для пресного льда. Повышение грузоподъемности дано по отношению к грузоподъемности естественного льда. Как видно из таблицы, намораживание в чистом виде не является особенно эффективной мерой. Наилучший результат получается для тонкого ледяного покрова.

Таблица 68

Увеличение несущей способности ледяного покрова при намораживании льда (%)

Начальная толщина льда (см)	Конечная толщина льда (см)									
	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100

Ширина намороженной полосы 2 м

10	0	29	42	—	—	—	—	—	—	—
20	—	0	8	16	25	35	—	—	—	—
40	—	—	—	0	2	4	7	9	11	12
60	—	—	—	—	—	0	2	3	4	5

Ширина намороженной полосы 4 м

10	0	24	52	—	—	—	—	—	—	—
20	—	0	10	21	33	46	—	—	—	—
40	—	—	—	0	4	8	12	17	22	27
60	—	—	—	—	—	0	3	5	8	10

Ширина намороженной полосы 8 м

20	—	0	8	19	31	47	—	—	—	—
40	—	—	—	0	7	12	19	25	31	35
60	—	—	—	—	—	0	4	7	10	13

Применение намораживания как дополнительной меры всегда себя оправдывает. Многочисленные конструкции, осуществленные на тонком ледяном покрове, были сморожены вместе с основной толщей льда в одну плиту и работали достаточно хорошо.

Для определения времени, необходимого для намораживания пресного льда, рекомендуется пользоваться табл. 69, которая

Зависимость толщины намороженного льда (см) от температуры и скорости ветра

Скорость ветра (м/сек.)	Температура воздуха (град.)						
	—4	—5	—10	—15	—20	—25	—30
0	0	0	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5
1	0	0	0,5	1,0	1,5	2,0	3,0
3	0	0	1,0	1,5	2,5	3,5	4,5
5	0	0	1,0	2,0	3,0	4,0	5,5
7	0	0,5	1,5	2,5	3,5	5,0	6,5
10	0,5	1,0	1,5	3,0	4,5	6,0	8,0

дает зависимость толщины льда, образующейся при намораживании льда из пресной воды в течение часа, от температуры и скорости ветра. На основании данных этой таблицы можно сделать заключение, что при безветренной погоде намораживание можно вести только при температуре ниже -10° .

Для подсчета времени намораживания можно также пользоваться формулой М. М. Корюнова

$$t_n = \frac{790 H}{\theta},$$

где t_n — время намораживания, мин.; H — намороженный слой льда, см; θ — температура воздуха при намораживании.

При производстве намораживания следует придерживаться условий, выработанных практикой.

1. Не засыпать намораживаемого пространства снегом, соломой и хворостом, так как ввиду малой теплопроводности этих материалов лед плохо смерзается, образуется много пустот, и намороженный лед не может нести нагрузки.

2. Для получения достаточно прочного льда следует намораживаемое пространство заливать слоем воды толщиной не более 0,5—1,0 см. Заливка толстым слоем воды приводит к излишней потере времени, так как под образовавшейся коркой льда долгое время остается незамерзшая вода.

3. Хороший результат дает применение ледяного щебня. Заливка ледяного щебня осуществляется после его засыпки и разравнивания слоя в 10—15 см, а в некоторых случаях и толще, в зависимости от гидрометеорологических условий.

4. Как правило, успех намораживания зависит от времени замерзания отдельных слоев.

5. Наличие мощных поливных средств не ускоряет процесса намораживания. Последний обычно лимитируется скоростью замерзания налитого слоя воды.

6. Намороженный слой льда слабее естественного. Получаемая путем намораживания толщина льда эквивалентна 0,5—0,6 толщины естественного слоя.

7. Намораживание льда из морской воды давало неудовлетворительные результаты. Полученный лед был значительно слабее естественного.

В тех случаях, когда искусственное намораживание провести нельзя, а грузоподъемность льда мала, прибегают к строительству свайно-ледяных эстакад. Конструкции их могут быть использованы так же, как переходные участки сопряжения берега со льдом, как ледяные причалы и т. д. Практикой установлены два вида свайно-ледяных конструкций. Первый из них предусматривает забивку свай в грунт (при мягких грунтах), второй — только упор в дно. Сваи опираются либо непосредственно в дно при скальных грунтах, либо на специальные лежни.

Оба вида конструкций при колебаниях уровня воды требуют околки свай ото льда; в противном случае сваи выдергиваются и перестают работать. Кроме того, связанная с дном конструкция совершенно неустойчива при горизонтальных давлениях и перемещениях льда, когда эстакада неизбежно наклоняется в ту или другую сторону. При наклоне свай на угол более $5-8^\circ$ эстакада работать уже не может.

В больших водоемах ледяной покров, как правило, имеет горизонтальные перемещения, иногда весьма значительные. Основным требованием для возможности применения свайно-ледяных конструкций является отсутствие сколько-нибудь значительных горизонтальных перемещений ледяного покрова. Для водоемов, в которых колебания уровня воды отсутствуют, свайно-ледяные конструкции позволяют использовать ледяной покров для промежуточных опор.

Железнодорожные переправы по льду получили у нас широкое применение еще с 90-х годов прошлого столетия. Опыт показал, что они являются прекрасным средством для поддержания сообщения в зимний период через широкие реки с помощью железнодорожных линий в местах, где не построены постоянные мосты. Переправы по льду, обеспечивая временное сообщение, оказывают также большую помощь при строительстве новых железнодорожных мостов через крупные реки и при восстановлении разрушенных мостов. На железнодорожных переправах применяются конструкции верхнего строения двух типов. На переправах облегченного типа конструкции состоят из деревянных бревен-поперечин (1) диаметром не менее 22 см, которые укладываются на лед, и непосредственно по ним прокладываются рельсы (2). Длина поперечин составляет от 8,5 до 10,7 м при расстоянии между поперечинами 0,7 м (рис. 77 а). Главный дефект такого верхнего строения заключается в недостаточной жесткости конструкции. При образовании поперечных

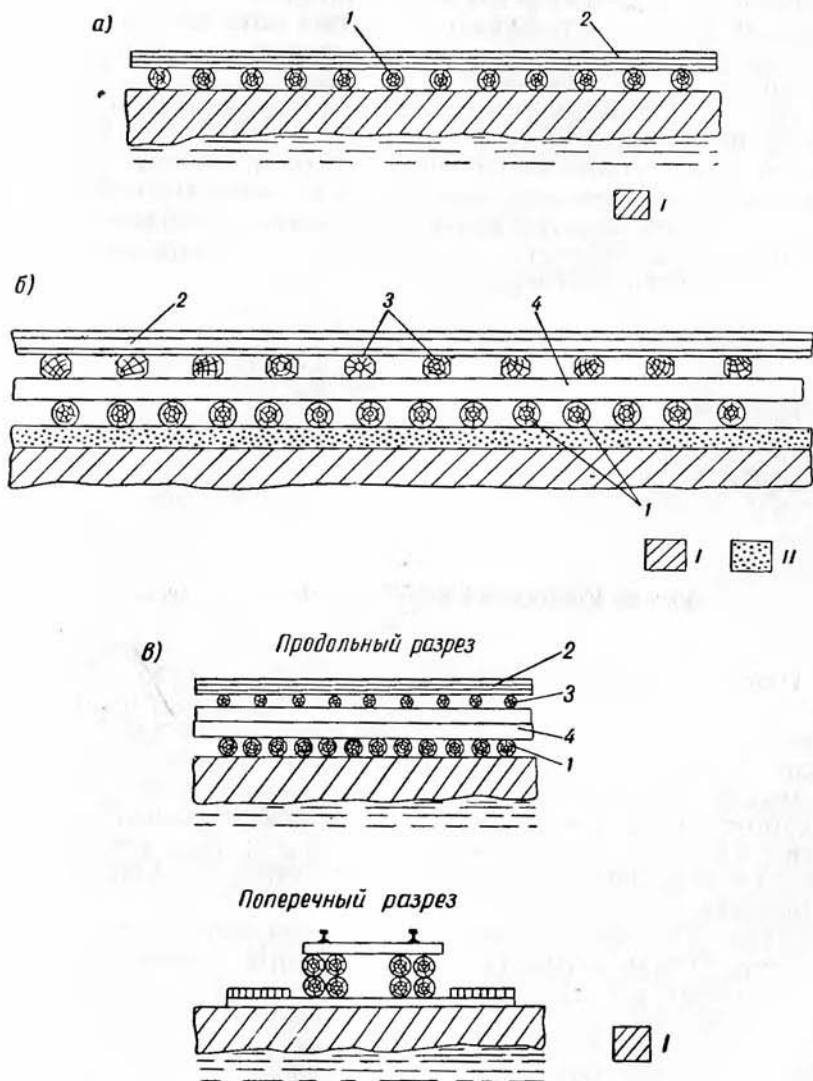


Рис. 77. Конструкция железнодорожных переправ.

а) облегченный тип; б) усиленный тип, I — естественный лед, II — намороженный лед; в) конструкция верхнего строения.

трещин на льду рельсы дают значительную просадку. Поэтому большинство переправ устраивается по другому принципу. Конструкция верхнего строения пути в этом случае состоит из поперечин (1), уложенных на лед, по которым под каждую нитку рельсов (2) укладываются продольные бревна-прогоны (4). На последние накладываются шпалы (3) и рельсы (рис. 77 б). Поперечинами служат бревна диаметром от 22 до 27 см. В целях создания возможно большей жесткости в продольном направлении для прогонов употребляются бревна возможно большего диаметра, желательно 30 см. Крепление прогонов к поперечникам осуществляется с помощью скоб. Шпалы крепятся к прогонам либо скобами, либо костылями.

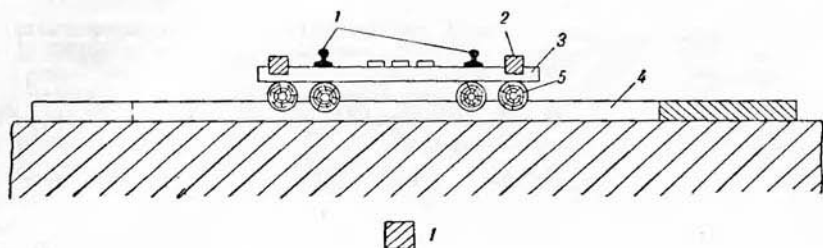


Рис. 78. Конструкция железнодорожной переправы.

1 — лед.

Нормальные расстояния между поперечинами 0,6—0,7 м, но не более 1,25 м. Длина поперечин 6,0—6,5 м. Число прогонов обычно составляет два под каждую нитку рельс. При недостаточной толщине льда или в местах ослабления ледяного покрова, а также в пределах сопряжения с прибрежной частью конструкция может быть усилена доведением числа прогонов до 8 (по 4 прогона под каждую нитку рельс) и уменьшением расстояния между поперечинами до 0,5 м. Кроме того, лед может быть наморожен.

На рис. 77 б представлена другая конструкция верхнего строения пути. В этом случае прогоны (4) были уложены в два яруса, по 4 прогона под каждую нитку рельс (2). Поперечины здесь обозначены цифрой 1, а шпалы — цифрой 3. Преимущество такой конструкции, сказавшееся в увеличении продольной жесткости, в значительной мере терялось вследствие одновременного увеличения веса всей конструкции, в силу чего при относительно тонком ледяном покрове значительно увеличились прогибы льда.

На рис. 78 представлена еще одна конструкция пути на переправе. Шпалы (3) здесь длиной 3,2 м, прогоны (5) уложены на расстоянии 40 см между осями, причем непосредственно под нитками рельс (1) приходилось только по одному (внутреннему,

считая от оси пути) прогону. Над второй парой прогонов укладывались отбойные брусья (2), между рельсами был сделан настил из досок для пешеходов. Поперечины (4) под прогонами на льду были уложены вразбежку, так что общая ширина полосы льда между концами поперечин составляла 9 м.

Такая конструкция в целом может считаться удачной. При наименьшем весе всей конструкции наряду с нормальной продольной жесткостью было достигнуто хорошее поперечное распределение нагрузки.

При строительстве железнодорожных переправ стыки прогонов обязательно должны делаться вразбежку и поддерживаться поперечинами. Наблюдения показали, что длину поперечин

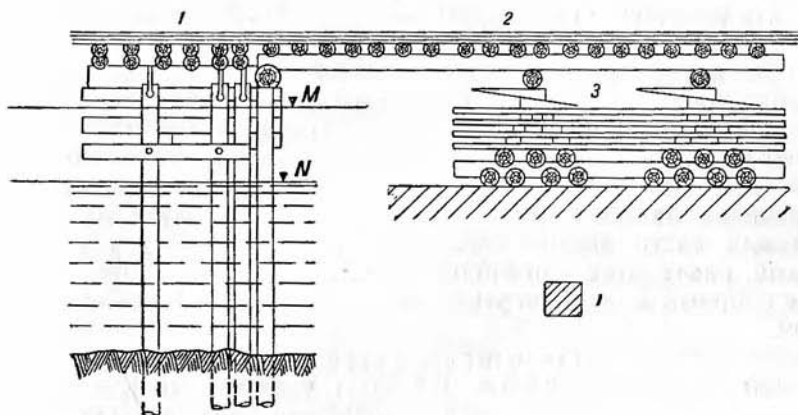


Рис. 79. Конструкция переходной части переправы.

M — горизонт высокой воды, *N* — горизонт низкой воды, *I* — лед.

чин можно ограничить 6,0—6,5 м, так как при большей длине концы поперечин во время прохождения нагрузки приподнимаются над поверхностью льда и не помогают распределению нагрузки в поперечном направлении. Для лучшего сопряжения полотна со льдом следует при укладке производить плотную подбивку поперечин снегом с поливкой водой. На некоторых переправах производилось вмораживание поперечин на полную высоту их сечения, что, однако, не давало особых преимуществ, а при весеннем ледоходе приводило к потере поперечин.

Наиболее ответственным участком переправы является переходная часть с берега на лед. Конструкция переходов, применяемых на железнодорожной переправе, также зависит от условий, в которых приходится работать всему сооружению: величины колебаний уровня воды, мощности ледяного покрова, устройств подходов с берега к переправе.

На рис. 79 представлена конструкция переходной части переправы. Колебания уровня в месте переправы были довольно

значительными и обуславливались приливо-отливными явлениями, которые сказывались в устьевом участке реки. Для подхода к переправе использовался пирс (1), служивший в летний период причалом для паромной переправы и представляющий собой свайную эстакаду. Соединение пирса с регулирующей частью переправы, находящейся на плаву, осуществлялось с помощью переходного мостика (2). Регулирующая часть переправы, служившая для обеспечения плавного подхода пути со льда к берегу, при изменении уровня воды в реке обеспечивала надлежащий уклон пути.

Регулирующая часть переправы имела два яруса. Нижний ярус состоял из поперечных лаг, уложенных на лед; поверх них укладывались прогоны, на которых закреплялись поперечины из расчета по шесть поперечин под каждую опору (3) для верхнего яруса. Верхний ярус состоял из прогонов, нижних насадок, мостовых брусьев, на которых были уложены рельсы с настилом и отбойными брусьями. Нагрузка от верхнего яруса передавалась на нижний ярус с помощью опор, которыми служили клетки из досок толщиной 10 см, уложенных на верхние поперечники нижнего яруса. Изменение уклона пути на регулирующей части достигалось подъемом верхнего яруса домкратами, после этого с помощью подкладки новых клеток и подбивки опорных клиньев верхний ярус закреплялся в новом положении.

Регулирующая часть переправы соединялась с участком пути, имевшим постоянный уклон. На этом участке вначале также было два яруса прогонов, между которыми для создания необходимого уклона верхнего яруса укладывались брусья разной толщины. Вторая часть этого участка имела один ярус прогонов; нормальный уклон пути достигался с помощью укладки коротких лаг разной толщины. Наклонный участок пути с постоянным уклоном переходил непосредственно в горизонтальную часть пути основной переправы. Сопряжение переправы с обоими берегами имело одинаковое устройство.

Более простой тип перехода был применен на другой переправе; здесь путь с бревенчатой клетки, уложенной на дно около берега, переходил на свайную эстакаду, откуда осуществлялся непосредственно спуск на лед. При колебаниях уровня воды изменение высоты пути при подходе к эстакаде регулировалось подкладкой шпальных клеток.

Иначе было устроено сопряжение пути с берегом на одной переправе. Здесь в реку до глубины 2 м была вынесена хворостяная гать, по которой был уложен переход, непосредственно затем соединявшийся с путем, устроенным на льду. Участок пути, проходивший по хворостяной гати, одновременно являлся регулирующей частью переправы: изменение высоты рельс при изме-

нении уровня воды достигалось с помощью снятия или дополнительной укладки слоя хвороста.

Сравнивая типы сопряжения с берегом, следует отметить преимущества конструкций с переходным мостиком. Наличие последнего позволяет отнести дальше от края ледяного покрова первую опору, передающую нагрузку на лед, что увеличивает грузоподъемность ледяного покрова. Для увеличения пролета

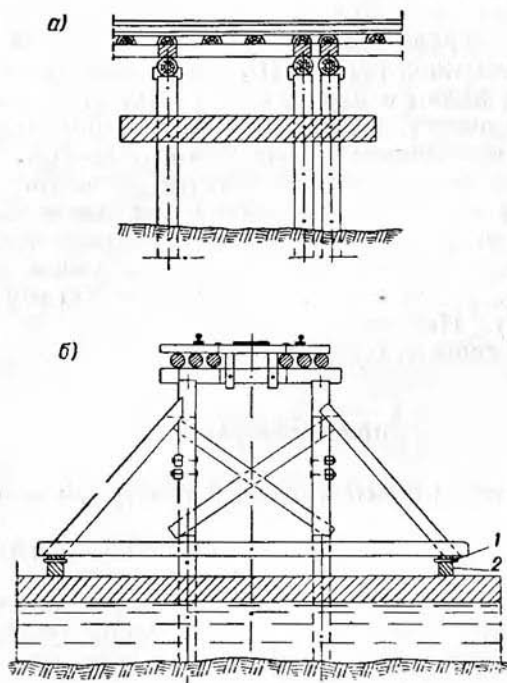


Рис. 80. Конструкция прибрежной части переправы.

а) эстакада прибрежной части, б) свайно-ледяная железнодорожная переправа; 1 — клин, 2 — прогон.

переходного моста вместо балочной конструкции можно применять легкие деревянные фермы. Следует также отметить, что на железнодорожных переправах применение усиленного верхнего строения из деревянных продольных и поперечных ферм вполне целесообразно.

Недостатком сопрягающей конструкции является громоздкость регулирующей части и участка с постоянным уклоном пути. Значительный вес всей конструкции вызывает большие прогибы льда в береговых зонах, что приводит к образованию трещин с обеих сторон пути и к просадкам льда. На рис. 80

приведены типовые конструкции для железнодорожных переправ.

Сопряжение с берегом осуществляется с помощью эстакады (рис. 80 а) и регулирующей наклонной части пути, укладываемой на льду. В зависимости от высоты горизонта льда предусмотрены различные схемы устройства переходной части, отличающиеся между собой уклонами, которые придаются прибрежной части (эстакаде) и сопрягающему участку, находящемуся на плаву.

На рис. 80 б представлена типовая конструкция свайно-ледяной железнодорожной переправы. Схема применяется при высоком горизонте льда по отношению к берегу. Благодаря значительному возвышению эстакады над поверхностью льда боковая устойчивость обеспечивается ледяным покровом. При низком горизонте льда из-за большой высоты эстакады для боковой устойчивости приходится применять связи жесткости и подкосы, опирающиеся на прогоны, уложенные на лед вдоль эстакады. При колебаниях уровня воды боковые подкосы регулируются клиньями (1), забиваемыми между поперечными лежнями и прогонами (2). Необходимо следить, чтобы не происходило прочного смерзания ледяного покрова со сваями.

ПРИМЕРЫ РАСЧЕТА

Примеры расчета толщины и температуры льда

Пример 1. По данным Бюро погоды температура воздуха в течение ближайших дней будет колебаться от -8 до -12° . Следует определить время образования на незамерзшем водоеме ледяного покрова толщиной $h=15$ см. Используя формулу Стефана, примем для расчета среднюю температуру воздуха $\Theta = -10^{\circ}$

$$h = 34 \sqrt{\Theta t}.$$

Результаты расчета проверяем по формуле

$$h^2 + 2h = 11,7 \sum \Theta t.$$

Преобразовав формулу Стефана относительно времени, получаем

$$t = \frac{15^2}{9 \cdot 10} = 2,5 \text{ сут.}$$

Окончательно

$$t = \frac{15}{5,87 \cdot 10} \cdot \left(1 + \frac{15}{2}\right) = 2,17 \text{ сут.}$$

Таким образом, можно принять, что через 2,5 суток установится ледяной покров толщиной 15 см при отсутствии снегопада.

Пример 2. В течение 6 суток держалась средняя температура $\Theta = -15^\circ$. Следует определить образовавшуюся за это время толщину льда. По формуле Стефана, для простоты расчета приняв коэффициент равным 3, получим

$$h = 3 \sqrt{15 \cdot 6} = 28,5.$$

Пример 3. По данным Бюро погоды начало замерзания устьевого участка реки ожидается 15 октября. В течение октября средняя температура воздуха ожидается -10° . Следует определить, какого числа можно начать движение по льду для грузов весом 0,6, 3,5 и 12 т. Кроме того, нужно перевезти на другую сторону реки груз весом 20 т. Для решения этой задачи определим необходимую толщину льда для движения всех перечисленных видов транспорта. Воспользуемся данными табл. 70, составленной по методу аналогии. Согласно этой таблице, в нашем случае:

Таблица 70

Наименьшие толщины льда (см), необходимые для пропуска грузов по пресному льду при температуре воздуха от -1° до -12°

Р т	Запас прочности (N)				
	1	1,2	1,4	1,6	1,9
0,07	3	—	—	5	—
0,4	9	10	12	14	—
0,6	11	12	14	16	—
1,0	13	14	16	18	—
2,7	16	17	19	21	23
3,5	18	20	22	24	27
6,5	26	29	32	35	40
10,0	32	36	39	42	47
12	34	37	40	43	48
16	34	38	42	46	51
20	41	46	51	55	61
32	52	58	63	69	76
40	59	66	72	78	87
50	65	77	81	88	97
65	77	87	95	108	113

1) для груза весом 0,6 т при переправе с особым риском требуется лед толщиной 11 см при нормальных переправах — 16 см;

2) для груза весом 3,5 т при переправе с пониженной прочностью (N — 1,2) требуется лед толщиной 20 см, при нормально действующей переправе — 24 см;

3) для груза общим весом 12 т при нормально действующих переправах требуется лед толщиной 43 см;

4) для груза весом 20 т на переправе необходима толщина льда 55 см.

Определим, какой толщины лед нарастает за октябрь. Для расчета воспользуемся формулой Стефана. Результаты расчета приведены в табл. 71.

Таблица 71

Результаты расчета

Дата	Октябрь							
	15	18	20	22	24	26	28	30
Количество дней с момента начала ледообразования	0	3	5	7	9	11	13	15
Толщина льда, (см) .	—	16,4	21,4	25,0	28,5	31,2	34,2	36,5

Как видно из расчета, с 18 октября можно начать переправу по льду груза весом 0,6 т, с 20 октября — пропуск груза весом 3,5 т. Нормальная переправа такого груза может быть начата с 22 октября. Переправа грузов весом 12 т и выше в октябре осуществлена быть не может, так как грузоподъемность льда будет недостаточной.

Если предположить, что температура воздуха останется прежней, то через 18,6 суток (т. е. 3 ноября) можно будет начать переправу груза весом 12 т, а через 36 суток (т. е. 20 ноября) переправить груз весом 20 т. Следует иметь в виду, что подобный расчет ориентировочен, и, прежде чем начать движение, нужно проверить полученную с помощью расчета толщину льда непосредственными измерениями на месте.

Пример 4. На заливе с водой небольшой солености толщина льда достигла 20 см. По прогнозу на ближайшие 7 дней ожидается среднесуточная температура -8° . Требуется установить возможность выгрузки на лед оборудования весом до 10 т.

Если расчетом будет установлено, что вес оборудования превышает грузоподъемность ледяного покрова, то требуется определить, до какого веса нужно демонтировать оборудование, чтобы его можно было выгрузить на лед, и сколько времени выгруженное оборудование может безопасно лежать на льду.

Для расчета воспользуемся следующей формулой:

$$h = \sqrt{h_0^2 + m \sum \Theta},$$

$$h = \sqrt{20^2 + 5 \cdot 56} = 26 \text{ см.}$$

Для полученной толщины льда

$$P = \frac{B}{N} h^2 k s.$$

Считая $B=100$, определяем грузоподъемность ледяного покрова. Для нашего случая $h=0,26$ м, k — коэффициент, учитывающий температурную поправку, равен 1; s — коэффициент солёности, равен 0,85; N — коэффициент запаса, учитывающий трещины, для нормально действующей переправы, равен 1,6.

Подставляя в формулу полученные значения, имеем

$$P = \frac{100}{1,6} \cdot 0,26^2 \cdot 1 \cdot 0,85 = 3,6 \text{ т.}$$

Как видно из расчета, выгружать на лед оборудование весом 10 т нельзя, ибо ледяной покров имеет грузоподъемность всего 3,6 т. Чтобы производить выгрузку, оборудование нужно демонтировать так, чтобы вес его отдельных частей не превышал 3,0—3,5 т. Остается выяснить, в течение какого времени выгруженное оборудование может безопасно находиться на льду. Для этого воспользуемся следующей формулой:

$$t = 20 \left[\frac{(P_{\max} - P)^2}{P_{\max} P} (n + 1) \right]^3.$$

Согласно этой формуле, допускаемое время стоянки груза t зависит от веса груза P , веса максимальной допускаемой нагрузки P_{\max} при движении груза и коэффициента n . Для нашего случая $P_{\max} = P$, т. е. допускаемая нагрузка равна данной нагрузке, время стоянки груза на льду $t=0$ час., иными словами, загруженное оборудование весом 3,5 т должно быть сразу же убрано, иначе оно провалится под лед.

Чтобы оборудование пролежало некоторое время на льду, вес его должен быть меньше максимально допускаемого. В этом случае расчет следует повторить для груза весом меньше 3,5 т.

Пример 5. В одном из северных районов предполагается пачать переправу через бухту. Требуется установить, через сколько суток лед достигнет толщины 40 см, если по прогнозу среднемесячная температура воздуха будет равна -15° .

Для расчета воспользуемся формулой

$$h^2 + 50h = 8 \sum \Theta t,$$

перепишав ее относительно времени,

$$t = \frac{40^2 + 50 \cdot 40}{8 \cdot 15} = 30 \text{ сут.}$$

Дополнительно выясним вопрос, какого веса груз можно переправлять по морскому льду толщиной 40 см. Для этого по формуле $h=17,3\sqrt{P}$ определяем

$$P = \frac{40^2}{300} = 5,3 \text{ т.}$$

Пресный лед той же толщины по формуле $h = 10\sqrt{P}$ выдержал бы груз

$$P = \frac{40^2}{100} = 16,0 \text{ т.}$$

Пример 6. Задана температура воздуха -20° . Требуется определить температуру льда для двух случаев: 1) при отсутствии снежного покрова и 2) при наличии снежного покрова толщиной $h = 10$ см. Толщина льда составляет 1,5 м.

Случай 1

$$\theta_{\text{л}} = 0,25(-20) = -5^\circ.$$

Таким образом, средняя температура для средней полосы нижнего слоя льда равна -5° .

По расчетной табл. 1 (рис. 71) средняя температура льда будет меняться в зависимости от времени года; для нашего случая она составит $-11,5^\circ$ в октябре и -15° в апреле.

Случай 2

Для этого расчетного случая следует ввести поправку на уменьшение температурного перепада за счет снега. Эта поправка определяется по формуле расчетной толщины льда с коэффициентом Девика; $\lambda_{\text{сн}} = 0,25$ ккал/м² град час., $\lambda_{\text{л}}$ = среднее значение = 2,0 ккал/м² град час.,

$$a = \frac{0,25 \cdot 150}{2 \cdot 10 + 0,25 \cdot 150} = 0,65.$$

Результаты проверяем по расчетной табл. 1; $a = 0,65$. Температура льда

$$\theta_{\text{л}} = (-5) \cdot 0,65 = -3,2^\circ.$$

Воспользуемся расчетной табл. 1. Средняя температура льда, согласно этим графикам, составит -5° в феврале и -11° в апреле.

Пример 7. Определить влияние оттепели на уменьшение прочности льда, если известно, что оттепель держалась 6 дней. Для этой цели можно воспользоваться следующей формулой:

$$k_4 = 1 - 0,05 \cdot 6 = 0,7.$$

Эту величину и следует ввести в расчет грузоподъемности. Влияние оттепели может быть также учтено формулой $\sigma_{\text{от}} = \sigma_{\text{зимн}} - k_5 h_1$, учитывающей коэффициент уменьшения проч-

ности за сутки k_5 , равный по наблюдениям в естественных условиях $0,5 \text{ кг/см}^2$.

Для средних широт $\sigma_{\text{зимн}}$ обычно принимается равным 7 кг/см^2 . Тогда

$$\sigma_{\text{от}} = 7 - 0,5 \cdot 6 = 4 \text{ кг/см}^2.$$

Второй расчет дает непосредственно величину временного сопротивления льда, ослабленного оттепелью. Как видно из результатов, при отсутствии оттепели наибольшее напряжение, которое допускается по этой формуле, равно $\sigma_{\text{зимн}}$.

Примеры расчета грузоподъемности ледяного покрова

Пример 8. Следует расчетным путем провести анализ причин провала грузов, находившихся на ледяном покрове.

А. В ноябре в бухте на ледяном покрове толщиной $h=20 \text{ см}$ при температуре воздуха -20° находился груз весом $P=3 \text{ т}$. Принимая радиус распределения нагрузки для данного груза $r=1$, по расчетной табл. 3 определяем напряжения, возникающие в ледяном покрове: для данных условий $\sigma=10 \text{ кг/см}^2$.

Устанавливаем температуру льда по расчетной табл. 1 и получаем -12° . Далее по расчетной табл. 2 определяем, какое временное сопротивление может выдержать морской лед при данной температуре. Получаем $\sigma=9,0 \text{ кг/см}^2$. Причина провала: напряжения, вызванные весом груза, немного превосходили временное сопротивление льда при данной температуре. Очевидно, имелись еще и трещины.

Б. В декабре груз весом 22 т провалился в лагуне при толщине льда $h=30 \text{ см}$ под снежным покровом.

Примем для расчета $r=2,2 \text{ м}$ ($b=5,65 \text{ м}$, $a=3,1 \text{ м}$), $E=4 \cdot 10^5 \text{ т/м}^2$, $n=0,3$.

Пользуясь расчетной табл. 3, находим напряжения, возникающие в ледяном покрове: $\sigma=23,6 \text{ кг/см}^2$. Далее определяем временные сопротивления для морского льда, считая, что температура льда равна -10° ,

$$\sigma=8,0 \text{ кг/см}^2.$$

Причина провала очевидна: напряжения, возникшие в ледяном покрове, почти в три раза превосходили временное сопротивление.

В. На реке провалился груз весом 8 т при толщине льда 18 см . Требуется определить возможную причину провала.

Приняв для расчета те же данные ($r=2,2 \text{ м}$, $E=4 \cdot 10^5 \text{ т/м}^2$, $n=0,3$), по расчетной табл. 3 находим напряжения, возникающие в ледяном покрове:

$$\sigma=18,3 \text{ кг/см}^2.$$

Это напряжение, согласно расчетной табл. 2 (рис. 72), соответствует временному сопротивлению мутного льда при температуре -32° (по интерполяции). Так как данных о температуре и виде льда не приведено, а полученные значения напряжения достаточно высоки, они, очевидно, были больше временных сопротивлений льда.

Г. На речном льду толщиной 0,45 м провалился груз весом 25 т.

Приняв для расчета $r = 2,2$ м, $E = 4 \cdot 10^5$ т/м², $n = 0,3$, по расчетной табл. 3 (рис. 73) для льда толщиной $h = 0,45$ м, получаем $\sigma = 13,9$ кг/см², для льда толщиной $h = 0,50$ м имеем $\sigma = 11,2$ кг/см².

Очевидно, для речного льда напряжение $\sigma = 13,9$ кг/см² превышало временное сопротивление. Возможно, что была трещина, которая ослабила лед.

Д. Груз весом 5 т находился на льду малой солености при толщине льда $h = 0,3$ м. Расчет показывает, что такой груз вызывает в ледяном покрове напряжение $\sigma = 5,36$ кг/см². Так как для залива с малой или весьма малой соленостью лед можно считать пресным, то из сопоставления (расчетная табл. 2) видно, что наименьший запас прочности составляет 2,0. Грузоподъемность льда была вдвое больше нагрузки.

Е. Груз весом 7 т находился на речном льду толщиной $h = 0,3$ м. Подсчет напряжений тем же способом показывает, что $\sigma = 7,5$ кг/см². Для прозрачного льда реки, согласно расчетной табл. 2, это составляет двукратный запас прочности.

Ж. Груз весом 22 т находился на речном льду толщиной 0,6 м. Расчет показывает, что напряжения, возникающие в ледяном покрове, оказались равными 7,75 кг/см², т. е. в пределах допускаемой прочности для температуры льда ниже -10° и на пределе прочности при температуре выше -5° (см. расчетную табл. 2).

Пример. 9. Произвести расчет необходимой толщины ледяного покрова и времени стоянки груза в случае вынужденной остановки на льду для пропуска по пресному прозрачному льду санно-тракторного поезда в составе одного трактора и одних саней общим весом 40 т при длине поезда 10 м и ширине 2 м. Для расчета заданы: $E = 4 \cdot 10^5$ т/м², $n = 0,3$, $t^{\circ}_{л} = -10^{\circ}$ и $N = 1,5$. Ширина реки составляет 300 м.

1) Определяем, по какой схеме следует вести расчет в зависимости от того, работает ли ледяной покров как упругая плита неограниченных размеров или как плита ограниченных размеров, на которой сказывается влияние берегов. Если ширина реки больше 60 м, то для практических расчетов считается, что берега не оказывают влияния на грузоподъемность ледяного покрова. В нашем случае ледяной покров можно рассматривать как плиту неограниченных размеров;

2) определяем расчетный случай.

$$\frac{a}{b} = \frac{10}{2} = 5 < 5,5,$$

поэтому расчет ведем по формулам центрального изгиба;

3) определяем радиус распределения нагрузки

$$r = \frac{\sqrt{10 \cdot 2}}{2} = 2,2 \text{ м};$$

4) по расчетной табл. 2 определяем для температуры -10° и для $N = 1,5$ напряжения, возникающие в ледяном покрове. Для нашего случая $\sigma = 13 \text{ кг/см}^2$ или 130 т/м^2 ;

5) по расчетной табл. 3 определяем толщину ледяного покрова. Для $\sigma = 130 \text{ т/м}^2$ $P = 40 \text{ т}$ и $r = 2,2 \text{ м}$ $h = 0,63 \text{ м}$;

6) для случая вынужденной остановки определяем возможное время стоянки груза для случая центрального изгиба.

При $P = 40 \text{ т}$ коэффициент n можно принять равным 2. Величину P_{\max} находим по расчетной табл. 3, принимаем $N = 1$, по расчетной табл. 2 предварительно находим $\sigma = 20 \text{ кг/см}^2$, тогда для $h = 0,63 \text{ м}$ и $r = 2,2 \text{ м}$ $P_{\max} = 65 \text{ т}$.

Тогда

$$t = 20 \left[\frac{(65 - 40)^2}{65 \cdot 40} \cdot (2 + 1) \right]^3 = 7,5 \text{ час.}$$

Пример 10. В феврале для строительства порта нужно было возить камень через бухту. Требуется установить, до какого веса можно грузить сани, если вес трактора составляет 6 т. Изыскания дали следующие сведения: лед морской, ненарушенный, покрыт слоем снега 5 см. По толщине он состоит из двух слоев: первый слой прозрачный толщиной $h_1 = 0,62 \text{ м}$, второй слой мутный толщиной $h_2 = 0,40 \text{ м}$. Температура воздуха по прогнозу -20° .

1) Находим расчетную толщину льда

$$H = 0,62 + 0,5 \cdot 0,40 = 0,82 \text{ м};$$

2) находим расчетную температуру льда. Для нашего случая она равна -6° (см. расчетную табл. 1);

3) принимаем коэффициент запаса. Так как ледяной покров не нарушен и переправа будет действовать периодически, можно считать, что коэффициент запаса $N = 1,3$;

4) установим допускаемое при расчетной температуре льда -6° по расчетной табл. 2 значение напряжения $\sigma = 4,2 \text{ кг/см}^2$;

5) примем $E = 4 \cdot 10^5 \text{ т/м}^2$ и $\eta = 0,3$;

6) определяем величину r . При длине тракторного поезда $a = 8 \text{ м}$ и ширине $b = 2 \text{ м}$, $r = 2 \text{ м}$;

7) определяем грузоподъемность. По расчетной табл. 3 $P = 18,0 \text{ т}$.

Таким образом, общий вес тракторного поезда с саними, груженного камнем, может составлять не более 18 т. При весе трактора 6 т и весе саней 0,5 т полезный вес груза составляет 11,5 т.

Пример 11. На устьевом участке большой реки, находящейся за полярным кругом, в апреле предполагается движение тракторных поездов. Общий вес поезда составляет 480 т, длина поезда $a = 120$ м, ширина $d = 2$ м. Для расчета можно принять, что $E = 4 \cdot 10^5$ т/м², $\eta = 0,3$. Температура воздуха -28° . Лед пресный, большей частью покрыт снегом толщиной 5—10 см. Определим толщину льда, при которой движение таких поездов безопасно. Расчет можно вести, считая лед плитой неограниченных размеров.

1) Устанавливаем расчетный случай

$$\frac{120}{2} > 5,5.$$

Следовательно, для расчета нужно пользоваться формулами цилиндрического изгиба;

2) определяем температуру льда по расчетной табл. 1

$$\theta = -14^\circ;$$

3) при $N = 1,5$ имеем $\sigma = 14,5$ кг/см² (см. расчетную табл. 2);

4) определяем нагрузку, приходящуюся на 1 пог. м при ширине $b = a = 2$.

$$g_1 = \frac{480}{120} = 4 \text{ т/пог. м.}$$

Толщина льда h при этих данных, согласно расчетной табл. 4, равна 0,9 м.

Пример 12. По припайному льду намечена переброска грузов. Лед соленый, имеет наименьшую толщину 1,8 м. Измеренная температура льда равна -5° . Переброска груза намечена тракторными поездами в составе 3 тракторов и 15 саней. Нужно определить возможный вес загрузки саней, принимая длину поезда $a = 102$ м, ширину $b = d = 2$ м. Вес каждого трактора $P_1 = 12$ т, саней — $P_2 = 0,5$ т.

1) Очевидно, что для расчета можно рассматривать плиту неограниченных размеров. Деформация льда соответствует случаю цилиндрического изгиба;

2) определяем напряжения, возникающие в ледяном покрове; если $N = 1,25$, то $\sigma = 40$ т/м² (см. расчетную табл. 2);

3) по расчетной табл. 4 определяем $g_1 = 30$ т/пог. м;

4) следовательно, общий вес груженого поезда

$$P = ag_1 = 102 \cdot 30 = 306 \text{ т,}$$

а полезный вес равен $306 - (36 + 7,5) = 262,5$ т.

Пример 13. Проверить напряженное состояние ледяного покрова. Практика работы ледяных переправ в последнее время установила определенные соотношения между весом грузов и толщиной льда. Для расчета считаем, что лед пресный, прозрачный, температура льда -10° , $E = 4 \cdot 10^5$ т/м². Приводим результаты расчета (табл. 72), которые наглядно показывают, почему для двух последних групп ледяной покров не выдерживает веса груза. Напряжения, возникающие в ледяном покрове для первой группы, дают запас прочности 1,3, что обеспечивает нормальную работу переправы. Для второй группы грузов запас прочности меньше 1, и ледяной покров находится на границе разрушения. Для третьей группы напряжение в ледяном покрове превосходит в два раза временное сопротивление, что вызывает его разрушение.

Результаты расчета примера 13

Таблица 72

h м	P т	r м	σ кг/см ²	N	Примечание
Ледяной покров работает нормально					
0,50	30	2,0	15,0	1,3	
0,36	15	1,5	15,0	1,3	
0,29	10	1,5	14,5	1,3	
Ледяной покров работает с большой перегрузкой (на грани разрушения)					
0,35	28	2,0	25,5		Как правило, после прохода груза ледяной покров разрушен настолько, что следующие грузы проваливаются
0,50	46	2,0	23,0		
0,52	48	2,0	23,0		
Ледяной покров не выдерживает груза и разрушается при его проходе					
0,30	30	2,0	34,0	Вдвое меньше временного сопротивления	
0,32	38	2,0	40,0		

Пример 14. По расчетной табл. 3 дать анализ различных случаев работы морских ледяных переправ.

А. По ледяному покрову бухты происходит движение тяжелых машин весом 20 т при $h = 0,8$ м. Расчет показывает, что в ледяном покрове возникает напряжение 5 кг/см².

Б. В гавани в зимний период при $h = 1,0$ м производили переброску локомотивов весом 45 т. Лед имел соленость 5—6‰. Рассчитанные напряжения 7 кг/см².

В. В бухте в зимнее время проводили переброску камня тракторными поездами. Общий вес поезда, состоявшего из трактора и груженых саней, достигал 20 т. Операция производилась при $h = 0,7$ м. Рассчитанные напряжения 7 кг/см².

Г. На лимане реки между материком и островом производилась переброска грузов весом 23 т при $h = 0,7$ м. Во время работы лед прогнулся и начали образовываться трещины. Рассчитанные напряжения 6 кг/см².

Д. В губе на ледяной покров непосредственно с борта корабля производилась выгрузка. Толщина льда составляла 0,45 м, вес груза достигал 4—5 т. Рассчитанные напряжения 3 кг/см².

Пример 15. Определить, какой толщины должен быть морской лед, чтобы он мог выдержать тракторные поезда, состоящие из 5 тракторов весом 10 т каждый и 30 саней весом по 25 т. Общая длина поезда составляет 200 м. Для расчета примем, что $E = 5,5 \cdot 10^5$ т/м², $\sigma = 6$ кг/см². Расчет следует вести по схеме цилиндрического изгиба. Тогда

$$P = 25 \cdot 30 + 10 \cdot 5 = 800 \text{ т,}$$

$$g_1 = \frac{800}{200} = 4 \text{ т/пог. м.}$$

При $d = 2$ м по расчетной табл. 4 искомая толщина льда $h = 1,70$ м.

Примеры расчета скоростного режима.

Пример 16. Ледяной покров $h = 0,4$ м при $r = 2$ м и $\sigma = 7$ кг/см² выдерживает кратковременную неподвижную нагрузку $g = 9,4$ т.

Следует определить запас прочности ледяного покрова, если груз будет двигаться со скоростью 5÷30 км/час., а глубина водоема $H = 8$ м. Расчет ведем в такой последовательности.

1) по расчетной табл. 5 определяем критическую скорость на основании опытов в натуре. При $h = 0,4$ м и $H = 8$ м она составит 32 км/час;

2) вычисляем отношение заданных скоростей нагрузки к найденной критической скорости, соответственно

$$\frac{V_5}{V_{кр}} = \frac{5}{32} = 0,156,$$

$$\frac{V_{15}}{V_{кр}} = \frac{15}{32} = 0,47,$$

$$\frac{V_{25}}{V_{кр}} = \frac{25}{32} = 0,78,$$

$$\frac{V_{30}}{V_{кр}} = \frac{30}{32} = 0,94;$$

3) по расчетной табл. 5

$$\frac{V_5}{V_{кр}} = 0,15, \quad \frac{g_v}{g_0} = 2,24,$$

$$\frac{V_{15}}{V_{кр}} = 0,47, \quad \frac{g_v}{g_0} = 3,18,$$

$$\frac{V_{25}}{V_{кр}} = 0,78, \quad \frac{g_v}{g_0} = 1,96,$$

$$\frac{V_{30}}{V_{кр}} = 0,94, \quad \frac{g_v}{g_0} = 1,17.$$

Полученные отношения дают запас прочности при соответствующих скоростях груза.

Как видим, наибольший запас прочности соответствует скорости 15 км/час. Следовательно, наивыгоднейшая скорость движения при $H = 8$ м и $h = 40$ см составляет около 15, а наиболее невыгодная (критическая) скорость — 32 км/час.

Пример 17. Намеченная ледяная дорога должна проходить по водоему, где существуют два участка с различными глубинами. На первом участке $H = 6$ м, $h = 0,7$ м; на втором — соответственно 28 и 0,5 м. Следует установить наиболее выгодные скорости движения по переправе на обоих участках.

Определяем сначала критическую скорость. Для первого участка $V_{кр} = 30,7$ км/час., для второго участка — 41 км/час. Затем по расчетной табл. 5 находим отношение скоростей $\frac{V}{V_{кр}} = 0,4$, соответствующее наибольшему запасу грузоподъемности ледяного покрова ($\frac{g_v}{g_0} = \max$). Таким образом, наивыгоднейшая скорость для первого участка

$$V = 0,4 \cdot 30,7 = 12,3 \text{ км/час.},$$

а для второго участка

$$V = 0,4 \cdot 41 = 16,4 \text{ км/час.}$$

Пример 18. При подходе к берегу глубины на переправе снижаются до 1,5 м. Нужно определить, с какой скоростью следует двигаться на этом участке, чтобы опасность провала была наименьшей. Средняя толщина льда на переправе составляет 0,65 м.

Как и в предыдущих примерах, определяем величину критической скорости. Для $H = 1,5$ м и $h = 0,65$ м по расчетной табл. 5 $V_{кр} = 16$ км/час. Очевидно, наименьшая опасность пролома будет при наибольшем запасе грузоподъемности, т. е. при $\frac{q_v}{q_0} = \max$, что соответствует $\frac{V}{V_{кр}} = 0,4$. Таким образом, при подходе к берегу скорость нужно снижать до

$$V = 0,4 \cdot 16 = 6,4 \text{ км/час.}$$

Учитывая, что критическая скорость 16 км/час. невелика, можно было бы указанный участок проходить на сверхкритической скорости, например на скорости 30—35 км/час. Однако для этого необходимо иметь хорошие пологие съезды с берега, приспособленные для движения с повышенными скоростями.

МЕТОДЫ РАЗРУШЕНИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Для решения ряда задач ледотехники приходится прибегать к инженерным методам разрушения ледяного покрова, определенным особенностями акватории и целями проводимых работ. При этом могут выполняться следующие задачи.

1. Разрушение ледяного покрова при плавании судов во льдах.

2. Разрушение льда бухт, заливов, проливов, участков с неподвижным (припайным) льдом в целях заблаговременного освобождения акватории от льда.

3. Разрушение ледовых нагромождений, создающих угрозу сооружениям или судам.

4. Защита сооружений и судов от движущегося льда и льда, выжимаемого на берег.

5. Создание условий, способствующих задержанию процесса ледообразования.

6. Освобождение от льда и снега акваторий, лесных гаваней, строительных площадок и других объектов.

7. Оковка судов.

Использование ледокола. Ледокол — это специальное судно, предназначенное для разрушения ледяного покрова и для прокладывания пути в раздробленных льдах следующим за ним судам. Ледокол своей массой и скоростью создает на ледяной покров нагрузки, под воздействием которых лед разламывается. Первый ледокол был построен в 1864 г. Бритневым в России. Первоначально это не было специальное судно. Чтобы увеличить время навигации между Кронштадтом и материком, у одного из небольших пароходов был срезан нос, что дало возможность пароходу вползать на лед, своим весом продавливать его и двигаться вперед.

В 1871 г. по чертежам Бритнева были построены ледоколы для Гамбурга, а затем для Любека и других портов Балтий-

ского моря. Это был первый этап в развитии ледокольного метода разрушения ледяного покрова. Используя идею ломки льда весом корабля, стали строить специальные суда с увеличенной общей прочностью корпуса и особенно усиленной прочностью носа, обеспечивающей возможность ударов ледоколов о лед и вползание на ледяной покров. Затем в России были построены ледоколы для Николаева и Владивостока. Идея ломки льда получила широкое распространение и в Америке, но там в носовой части ледокола дополнительно был поставлен передний винт, который способствовал разрушению небольших торосистых нагромождений. Для толстых арктических льдов носовой винт оказался малопригодным. На первом этапе развития ледокол применялся только для работы в портах.

Вторым этапом, значительно расширившим область применения ледоколов, явилось создание адмиралом С. О. Макаровым ледокола «Ермак», имевшего двигателя мощностью 8000 л. с. и водоизмещением около 6000 т. «Ермак» доказал возможность своего применения для разрушения арктических льдов. Как на отечественных заводах, так и за границей начали строить ледоколы большого водоизмещения и мощности. В Советском Союзе был создан крупнейший в мире ледокольный флот.

Третьим этапом в ледоколостроении явилось создание атомного ледокола «Ленин», который намного превзошел все современные ледоколы по водоизмещению и мощности. На нем впервые в мире для движения используется атомная энергия.

Разрушение льда ледоколом может быть осуществлено не только под воздействием так называемого упорного давления, обусловленного вползанием ледокола на лед и разломом льда под действием собственного веса, но может происходить и под воздействием сил инерции движения ледокола. Первым видом разрушения характеризуется статическая мощность ледокола (т. е. наибольшая толщина льда, который он может разломать) и вторым видом — так называемая динамическая мощность ледокола, являющаяся соотношением между толщиной ломаемого льда и скоростью непрерывного хода.

При плавании в сплошных льдах основная часть упорного давления винтов затрачивается на преодоление сопротивления льда ломке и на преодоление сопротивления льда у бортов после пролома льда форштевнем.

Изучая разрушение льда, надо определить величину усиления, прилагаемого при этом к его кромке. Решая эту задачу теоретически, можно рассматривать лед как бесконечную или полубесконечную пластинку, лежащую на упругом основании, разрушение которой происходит на кромке в результате деформации изгиба.

Ленинградские ученые Л. М. Ногид и А. С. Фишер показали, что принципиально неважно, как действует нагрузка: распределена ли она по кромке, круглому вырезу или действует сосредоточенно. Изгибающий момент во всех случаях весьма близок между собой и не вносит существенных изменений в конечный результат.

Академик Ю. А. Шиманский рассматривает лед как балку-полоску шириной, равной единице, лежащую на упругом основании, причем к прямолинейной кромке приложены горизонтальные и вертикальные усилия. Он указывает, что разрушение льда может происходить либо статически, при постепенном нажатии борта на лед, либо динамически, при ударе.

Для определения толщины ломаемого льда Шиманский получил расчетное уравнение. В этом уравнении потенциальная энергия разрушения льда рассматривается как результат сложения реакции упорного основания и потенциальной энергии изгиба балки.

Для движения в сплошном льду ледокол должен приложить к кромке вертикальное усилие, превышающее потенциальную энергию разрушения льда. Практически можно выделить три возможных варианта движения ледокола в сплошном льду.

1. Ледокол начинает движение у кромки льда. В этом случае на кромку льда действует только упорное давление винтов, которое через форштевень передается на лед. В случае, если вертикальное усилие больше потенциальной энергии разрушения, произойдет разрушение льда. Вначале перед форштевнем образуются радиальные трещины, затем концентрические, по которым и происходит разлом льда. Таким образом, разрушение льда происходит под действием статической нагрузки, роль которой играет упорное давление винтов. Ее называют статической ледокольной мощностью. Толщина ломаемого льда зависит от упорного давления винтов, ширины ледокола, прочности льда и ряда особенностей ледокола, определяемых специальными коэффициентами.

2. Ледокол движется в сплошном льду непрерывным ходом (с переменной скоростью). В этом случае его мощность определяется величиной кинетической энергии. Косвенным показателем этой энергии может служить та скорость, которую может развить ледокол от момента пролома льда до встречи с разломанным льдом. Во льдах предельной толщины движение ледокола происходит импульсами: ударяя о кромки невзломанного льда, он затрачивает часть кинетической энергии на деформацию кромки, оставшаяся часть энергии используется на вползание ледокола на лед, причем скорость в этот момент падает до минимума. Поскольку упорное давление винтов действует непрерывно, усилие на лед увеличивается, и при значениях временного сопротивления меньших, чем воздействующая сила, про-

исходит пролом льда. Ледокол начинает двигаться ускоренно до встречи с кромкой невзломанного льда.

Неравномерность движения будет уменьшаться с уменьшением толщины и прочности льда и при их определенных значениях скорость будет близка к равномерной; в этом случае величины кинетической энергии оказывается достаточно для преодоления сопротивления льда как ломке, так и движению ледокола.

Величину кинетической энергии, создаваемой ледоколом при непрерывном движении во льдах, называют динамической ледокольной мощностью. Ее «приходной» частью является упорное давление винтов, «расходной» — те сопротивления, которые возникают при движении в сплошном ледяном поле.

Как установлено в работах Ю. А. Шиманского, для непрерывного движения ледокола величина этой мощности определяется усилиями, которые прилагает в этом случае ледокол к невзломанной кромке льда. Сопротивляемость ледяного покрова может быть определена как работа сил реакции льда при ипользании ледокола на лед. Вертикальное усилие создаваемое ледоколом в результате работы упорного давления винтов, определяет сопротивление льда разрушению.

Кроме указанных сопротивлений, при непрерывном ходе действует скоростное сопротивление.

Таким образом, общая величина преодолеваемых ледоколом сопротивлений будет складываться из динамического статического, скоростного и весового сопротивлений.

3. Движение ледокола во льдах с разбега. На кромку льда в этом случае оказывается более значительное динамическое давление. Вползание ледокола на лед максимально, и поэтому статическое усилие имеет наибольшее значение.

Весовое сопротивление остается практически без изменения, а скоростное сопротивление проявляется только в момент разбега.

По-иному происходит работа ледокола в битых льдах. Под действием упорного давления винтов ледокол развивает кинетическую энергию, пропорциональную массе ледокола (водоизмещению) и квадрату скорости его движения. Часть упорного давления затрачивается на преодоление сопротивления воды. Попадая в зону битых льдов, ледокол затрачивает часть кинетической энергии на притапливание и раздвигание льда, другая часть затрачивается на преодоление трения между льдинами и корпуса о льдины.

Количество льда, вовлеченного в движение, зависит от ледяного покрова, размеров льдин, качества льда, а также от размеров, характера обводов и скорости судна.

После входа в битый лед скорость ледокола будет уменьшаться до тех пор, пока не наступит равновесие между величиной

упорного давления винтов и кинетической энергией ледокола, т. е. потерю кинетической энергии компенсирует упорное давление винтов. Если такого равновесия не наступит, ледокол будет двигаться замедленно до полной остановки. Величина уменьшения скорости ледокола (при неизменном упоре винтов) будет являться косвенным показателем величины ледового сопротивления.

Ледокольный метод разрушения сплошного ледяного покрова является в настоящее время основным, но он обладает рядом недостатков. К их числу относятся:

а) слабая ледопроезжимость ледоколов даже в весенне-летний период, когда прочность льда значительно ослаблена. Известно много случаев дрейфа ледокола из-за невозможности форсировать лед;

б) большая стоимость работ при применении этого метода, так как ледоколы не используются для транспортных перевозок;

в) канал за ледоколом забивается льдами, и поэтому дальнейшее увеличение мощности ледокола может привести к тому, что транспортные суда не смогут следовать за ним, хотя толщина ломаемого льда и будет больше; кроме того, это приведет к увеличению осадки, что ограничит район плавания;

г) частые поломки винтов у ледоколов.

Кроме того, основным недостатком этого способа является большая затрата энергии при достаточно несовершенном принципе ломки льда. В конечном итоге разрушение происходит за счет изгиба пластины льда под воздействием собственного веса ледокола. В настоящее время ведутся поиски более рационального использования той огромной энергии, которая заключена в ледоколе.

Использование ледорезных машин. Для решения задач, не связанных со вскрытием льда больших площадей, применяются специальные ледорезные машины. Ледорезная машина, разработанная коллективом Карамышской ГЭС, использует для резки льда легкую подрезную угольную пилу ЭП-1. Привод с режущей конструкцией смонтирован на специальных металлических саях. При толщине льда 0,7 м производительность машины составляет 3—4 м/час.

Дальнейшие разработки позволили получить улучшенную машину этого типа, где предусмотрена возможность поворота резаков. Ширина реза равна 4 см. Машина перемещается механически от приводной лебедки с помощью троса, один конец которого закреплен во льду. Она предназначена для работы в затонах и для резки льда вокруг судов. Источником питания служит береговая электростанция. Машина может резать лед толщиной до 0,9 м. Максимальная производительность ее 200 м/час; общий вес 4,5 т.

Конструкция рабочей части машины состоит из режущей цепи и жесткого корпуса.

Применяется и другой тип машины, основанный на принципе фрезерного станка. Машина приводится в движение от электромотора. Через редуктор приводится во вращение фреза диска диаметром 95 мм, длиной около метра. Режущая часть изготовлена из рессорной стали. Скорость резания достигает 120 м/час при толщине льда около 1 м. Машина смонтирована на санях, ее вес около 260 кг. Она может выполнять резку при вертикальном и при наклонном положении фрезы. Недостатком машины является то, что один конец фрезы свободен от опоры; фреза гнется и выходит из строя при незначительных перегрузках.

Использование бурения льда. Самостоятельного значения для разрушения льда бурение не имеет, но при выполнении ряда инженерных работ и при исследовании льда к этому методу приходится прибегать достаточно часто. Бурение льда может быть ручным и механическим. Конструкций буров много, но общим для всех является принцип сверления льда механическими резаками и подъем наверх образующейся при этом ледяной стружки.

В настоящее время при гидрологических работах на льду рек и озер широко применяется ледовый бур ГГИ-47, а на ледяном покрове арктических морей — ледовый бур ГУ с надставными штангами.

Режущей частью этих буров является сверло, представляющее собой длинный двухзаходный винт, завитый из стальной полосы сечением 40×6 мм. Диаметр сверла 40 мм, длина сверла 105—200 мм, шаг винта 120 мм. В нижней части сверло заканчивается двумя режущими кромками, образующими угол 140°. Режущая кромка сверла бура заточена так, что нижняя плоскость ножа составляет с поверхностью ледяного покрова угол 20—23°. Диаметр конца сверла бура на 2—3 мм превышает диаметр в остальной части и равен 42—43 мм. Для придания твердости нож закален. При вращении режущая кромка сверла благодаря форме заточки и под действием веса бура режет и скалывает лед, а спиральная поверхность бура обеспечивает подъем ледяной стружки.

При бурении пакового льда и просто морского льда большой толщины сверлению мешает стружка, так как бур с надставными штангами не подает стружку на поверхность. В таких случаях скважину очищают буром или специальными прочистками.

При точке бура должна производиться проверка сохранности режущего угла. Неправильная заточка снижает производительность и даже делает невозможным дальнейшее бурение. Помимо бурения, осуществляемого ручным приемом, существует ряд

буровых станков, специально приспособленных для бурения льда.

Одной из таких конструкций является буровой станок Р. И. Пшеничникова и И. Н. Морозова. Он представляет собой передвижную установку, смонтированную на саниах. Сани выполнены из газовых труб листовой и уголкового стали, скрепленных сваркой. Буровой станок состоит из двигателя, редуктора, штанги со шпинделем и механизмом подачи бура и штанги с режущим наконечником. Двигатель имеет принудительное воздушное охлаждение. Редуктор служит для передачи вращения от двигателя на шпиндель.

Штанга, выполненная из стальной трубы диаметром 70 мм, служит для направления и подачи заключенного внутри шпинделя квадратного сечения (30×30 мм) с накрученным буром. Вертикальное перемещение шпинделя с буром осуществляется путем вращения штурвала вручную. Бур состоит из шестигранного остова, к которому привертывается перка и приваривается шнековая лопасть, предназначенная для выбрасывания ледяной стружки и для крепления трех режущих ножей. Перка имеет вид двухлопастного ножа и служит для придания устойчивости при бурении. Выбрасывание ледяной стружки происходит при глубине бурения до 30 см. В более толстом льду бурение скважины производят в несколько приемов, поднимая бур с вращением после прохождения слоя льда в 15—20 см. При этом ледяная стружка поднимается шнековой лопастью на поверхность льда и разбрасывается в стороны под действием центробежной силы.

В другом буровом станке режущая головка имеет диаметр 250 мм. Наибольшая глубина бурения равна 780 мм.

Получил также распространение буровой станок М. С. Комарова. Он смонтирован на легкой сварной раме, опирающейся на металлические лыжи, и состоит из двигателя внутреннего сгорания, редуктора, штанги со шпинделем, механизма подачи бура, режущего наконечника, тросовых растяжек и саней.

В качестве привода на мотобуре установлен двигатель мощностью 3,6 л. с. с воздушным принудительным охлаждением. Крутящийся момент от двигателя передается шпинделю при помощи червячного редуктора через эластичную муфту. Штанга бурового стана представляет собой тонкостенную трубу, поддерживаемую четырьмя тросовыми растяжками; внутри штанги проходит шпиндель квадратного сечения.

Вертикальное перемещение шпинделя и бура осуществляется вручную с помощью бесконечной цепи посредством маховичка. Режущие наконечники — сменные, для бурения скважины диаметром от 100 до 350 мм; режущие кромки головок расположены параллельно друг другу. Ледяная стружка остается в скважине, и ее приходится извлекать вручную.

Применяется также станок, выполненный как навесное оборудование к трактору «Белорусь» и предназначенный для бурения ям под столбы в обычных грунтах. Для бурения скважин во льду наконечник необходимо заменить специальной колонкой.

Вращение бурового стана осуществляется от вала отбора мощности трактора. Подача стана (подъем и опускание) производится при помощи гидропривода и канатно-блочной системы. Управление осуществляется с рабочего места тракториста.

Бур может выполнять за смену до 300 скважин при толщине льда 0,6—0,8 м, т. е. в 1,5 раза больше, чем остальные конструкции. Для успешной работы бура глубокий снег следует расчищать.

Для бурения льда может быть использована также бурильно-крановая гидравлическая машина с навесным оборудованием. Оборудование состоит из бурового стана, рычагов, педали управления, режущей коронки поворотного механизма и гидравлической системы. С помощью гидравлической системы осуществляется поступательно-возвратное движение бурового стана с режущим инструментом.

Бурение льда можно использовать и для взятия ледяного керна.

Керновый бур для сверления во льду отверстий состоит из короткого трубчатого корпуса, к которому приварена головка с наружным диаметром 125 и высотой 25 мм. В пазах торцевой части головки с помощью стопоров крепятся три резца шириной 14 мм, выступающие от торцевой плоскости на 8 мм. Перед резцами в головке выполнены вырезы для удаления стружки. Дальнейшие перемещения стружки осуществляются шнеком с трехзаходной вырезкой, выполненной на участке корпуса длиной 96 мм.

Для подрезания керна перед извлечением бура на поверхность в головке бура существуют три отрезка резца, которые должны выходить из пазов при обратном вращении бура. Для извлечения керна используется входное отверстие. В настоящее время разрабатываются и новые конструкции кернового бура, значительно более совершенные, чем описанный. Очевидно, они в ближайшие годы войдут в практику ледоисследовательских работ.

МЕТОДЫ РАЗРУШЕНИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА ВЗРЫВОМ

Разрушение льда обычными ВВ. Этот вид разрушения льда нашел широкое применение при плавании во льдах и при борьбе со льдами при заторах и при защите гидротехнических сооружений. Следует отметить, что, несмотря на значитель-

ную давность применения взрывов, метод разработан только в самое последнее время. Приоритет в этом вопросе принадлежит М. В. Ломоносову, который предложил в 1764 г. разрушать арктические льды с помощью черного пороха. В России метод взрыва получил распространение при борьбе с заторами. После Октябрьской революции он нашел широкое применение при плаваниях в арктических льдах. Представляют интерес работы, проведенные Н. Г. Черногубовым при плавании на л/п «Садко» и В. К. Гордеевым при плавании «Челюскина» в 1934 г.

В настоящее время метод разрушения льда взрывом разработан достаточно детально. Достоинством метода является то, что результаты его применения получаются быстро. Взрывчатое вещество, применяемое для разрушения, включает в себе огромное количество энергии, действующей в тысячные доли секунды. Это позволяет получать массу разрушенного льда, превосходящую массу взрывчатого вещества в сотни и тысячи раз.

Метод разрушения льда взрывом состоит в том, что в лед или под лед (в зависимости от цели работ) закладывается требуемое количество взрывчатого вещества, заключенного в оболочку и снабженного детонатором. Взрывчатое вещество разрушает лед, дробя его на куски и создавая в ледяном покрове трещины. Взрывчатые вещества, применяемые для разрушения льда, должны обладать рядом свойств, из которых основными являются водоустойчивость, максимальная гигроскопичность, неизменность свойств при длительном хранении и изменяющемся тепловом режиме. Они должны быть дешевыми и иметь достаточно высокую скорость детонации. Практика установила, что наиболее приемлемыми для разрушения льда являются аммиачно-селитровые взрывчатые вещества и тротил. Приводим в табл. 73 характеристику взрывчатых веществ.

Помимо взрывчатых веществ, для производства взрыва необходимы так называемые средства взрывания. К ним относятся капсюли-детонаторы, электродетонаторы, детонирующий шнур, бикфордов шнур и средства зажигания.

Средством возбуждения детонации являются капсюли-детонаторы и электродетонаторы, представляющие собой гильзы, заполненные иницирующими зарядами (чаще всего гремучей ртутью) и вторичными зарядами (гексогена или тротила).

В электродетонаторе помещается также электровоспламенитель. Капсюли-детонаторы и электродетонаторы вводятся в заряд непосредственно перед взрывом. Для возбуждения капсюлей-детонаторов применяется бикфордов шнур, состоящий из пороховой массы с пропущенными через нее нитями. Нити и пороховая масса заключены в многослойную оплетку. Для работ под водой рекомендуется пользоваться гуттаперчевыми огнепроводами. При электрическом способе взрывания применяются специальные провода, которые присоединяются с одного

Наименование ВВ	Плотность (г/см ³) ³	Бризантность по обжатию свинцового цилиндра (мм)	Работоспособность по объему камеры в свинцовой бомбе (см ²)
Аммонит В-3	1,0—1,15	14	360
Аммонит № 6-ЖВ	1,0—1,2	14	360
Динафталит «П»	1,0—1,15	13	320
Тротил порошкообразный	0,9—1,0	16	270
Тротил прессованный	1,45—1,55	24	270
Тротил литой	1,52—1,58	24	270
Аммонит № 6, порошкообразный	1,0—1,1	14	360
То же, прессованный	1,25—1,35	18	360
Аммонит № 7	0,95—1,1	13	350
Аммонит № 9	0,8—0,9	10	300
Аммонит № 10	0,85—0,95	11	300

Примечание. Гарантийный срок действия ВВ 6 месяцев. Все применяемые ВВ влагоустойчивы.

конца к электродетонатору, с другого — к подрывной машинке, которая и дает ток взрыва. Работу по взрыву льда должны производить специалисты-подрывники, имеющие право на эти работы и обладающие соответствующими знаниями и опытом.

Эффект разрушения ледяного покрова зависит от целого ряда обстоятельств, основными из которых являются расположение зарядов по вертикали и в плане, вид взрывчатого вещества, его количество и гидрометеорологическая обстановка, создающая напряженное состояние ледяного покрова. Разумное выполнение взрывных работ предусматривает экономичное расходование взрывчатых веществ. Высокий коэффициент полезного действия при применении взрывчатых веществ может быть достигнут только при правильном выборе способа разрушения льда. В зависимости от целей работ могут быть выбраны следующие три вида расположения зарядов: 1) на поверхности, 2) в толще льда, 3) под ледяным покровом.

Заряды, расположенные на поверхности льда — так называемые накладные заряды (рис. 81 а), дают наименьший эффект, так как работа взрывчатого вещества используется неполностью. Разрушение, вызываемое этим взрывом, незначительно: образуется воронка или при тонких льдах лунка. Достоинством является быстрота способа, не требующего предварительной подготовки. Часто этот способ применяется для предварительной пробивки лунок, а также для выравнивания поверхности ледяного покрова, разрушения торосов и ропаков. Эффект повышется, если заряд прикрыть с поверхности льдом и снегом (рис. 81 б). В этом случае прикрытие будет играть роль забоя.

Заряды, расположенные в толще льда (рис. 81 в). Этот вид взрыва является одним из рентабельных способов разрушения льда. Его достоинство заключается в том, что можно значительно уменьшить безопасные расстояния от объекта взрыва. Эффект разрушения льда во много раз больше, чем при накладных зарядах. Разрушение этим видом взрыва применяется также в том случае, когда нельзя производить по каким-либо причинам разрушение более мощным подледным взрывом. Подобное расположение заряда позволяет получить сквозные пробойны во

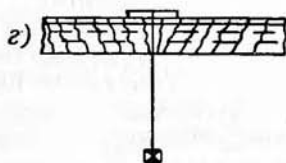
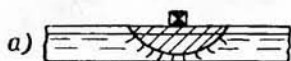


Рис. 81. Схема расположения зарядов.

льдах толщиной 2,0—2,5 м, а также производить околку судов в непосредственной близости от них.

Заряды, расположенные под ледяным покровом (рис. 81 г). Это наиболее эффективный способ разрушения льда. Характер разрушения определяется воздействием на лед как самого взрыва, так и возникающей водяной волны. Наибольшее разрушение происходит, когда заряд опущен под лед на определенную глубину, носящую название оптимальной глубины погружения заряда. Если заряд опущен ниже оптимальной глубины или поднят выше, эффект разрушения будет меньшим. При расположении заряда на оптимальной глубине эффект увеличивается в среднем на 20%. С увеличением веса заряда оптимальная глубина погружения увеличивается. Для зарядов в 1 кг она составляет 1,3 м, для заряда в 20 кг — 2,8 м. Большие заряды весом в 100 и более килограммов

должны опускаться на глубину до 3 м и ниже. Н. Г. Арзиманов рекомендует для определения веса зарядов, необходимых для разрушения тонких льдов, пользоваться табл. 74.

Для льда толщиной 1,5—2,0 м диаметр зоны сплошного разрушения, в зависимости от веса зарядов составляет от 12 до 20 м; при этом в ледяном покрове образуются трещины.

Расположение зарядов в плане играет большую роль для образования зоны разрушения по площади. Одновременный взрыв групп зарядов вызывает значительно больше разрушения, чем взрывы одиночных зарядов. При одновременных взрывах наблюдаются встречные волны подводного взрыва. Помимо образования зон сплошного разрушения, встречаются участки льда нарушенной сплошности с большим количеством трещин. Может

быть рекомендовано однорядное и двухрядное расположение зарядов в плане с расстоянием между зарядами, равным 2—2,5 зонам разрушения от одиночного заряда. Расстояние между рядами не должно быть более 40 м.

Таблица 74

Величина заряда (кг) в зависимости от толщины льда (м)

Толщина льда	Погружение заряда от верхней поверхности льда (м)					
	1,0		1,5		2,0	
	тротил	аммонит	тротил	аммонит	тротил	аммонит
0,2—0,3	1,0	1,3	2,0	2,5	4,0	5,5
0,3—0,4	1,5	2,0	2,5	3,5	4,5	6,0
0,4—0,5	2,0	2,5	3,0	4,0	5,0	6,5
0,5—0,6	2,5	3,5	3,5	4,5	5,5	7,5
Лед в заторе	5,0	6,5	7,5	10,0	10,0	13,0

Н. Г. Арзиманов рекомендует для определения расстояния между рядами и рядами зарядов пользоваться табл. 75.

Таблица 75

Расчет зарядов для образования полыней и каналов

Толщина льда (м)	Глубина погружения заряда (м)	Вес заряда аммонита № 2 (кг)	Расстояние между зарядами в ряду и между рядами (м)	Расход аммонита № 2 на 1 м ³ льда (кг)
0,2	0,6	0,19	3,0	0,022
0,3	0,9	0,62	4,5	0,031
0,4	1,2	1,47	6,0	0,041
0,5	1,5	2,86	7,5	0,051
0,6	1,8	4,95	9,0	0,061
0,7	2,1	7,87	10,5	0,071
0,8	2,4	11,72	12,0	0,082
0,9	2,7	16,70	13,5	0,092
1,0	3,0	22,90	15,0	0,102
1,1	3,3	30,60	16,5	0,112
1,2	3,6	39,60	18,0	0,122

По его же данным, при околке судов заряды, помещенные в лед, можно взрывать на следующих безопасных расстояниях.

Речные суда		Морские суда	
заряд (кг)	расстояние (м)	заряд (кг)	расстояние (м)
0,1	1,0—1,5	1	30
0,5	9	2	40
0,9	10	3	50
3	20	5	80
5	25	8	80
8	30	10	120
10	35	20	120

Разрушение льда окисилквитами. Одной из разновидностей разрушения льда методом взрыва является использование в качестве взрывчатого вещества жидкокислородных взрывчатых веществ или, как их называют, окисилквитов. Основным достоинством этого способа является дешевизна взрывчатых веществ и их большая безопасность. По сравнению с обычными взрывчатыми веществами жидкокислородные ВВ имеют следующие преимущества:

- а) возможность их изготовления непосредственно вблизи места работ;
- б) возможность использования для зарядов местного сырья;
- в) не нужны специальные склады;
- г) безопасность в транспортировке каждой из составных частей заряда;
- д) безопасность получения на месте зарядов разной мощности.

В широком масштабе окисилквиты были применены при строительстве Днепровской гидростанции, а затем в Норильске. Они представляют собой механическую смесь тонко измельченного горючего вещества, называемого поглотителем, с жидким кислородом. Кислород очень интенсивно проникает в поры поглотителя. Долгое время в качестве поглотителей использовались угольная пыль и сажа, но они оказались взрывоопасными. Лучшие результаты в этом отношении показали поглотители на основе целлюлозы. К ним относятся древесные опилки, торфяная мука, мох и др.

Источником для получения жидкого кислорода служит воздух. При нормальном атмосферном давлении воздух, охлажденный до -192° , начинает сжиматься и полностью переходит в жидкий, когда температура достигает $-194,4^{\circ}$. Азот при нормальном атмосферном давлении кипит, достигая температуры $-195,8$, а кислород $-182,9^{\circ}$. На этом принципе разности температур перехода в жидкость и основано разделение жидкого воздуха на азот, находящийся еще в газообразном состоянии, и жидкий кислород. Получение кислорода из атмосферного воз-

духа производится с помощью специальных установок, выпускаемых отечественными заводами. Установки позволяют, помимо сжижения, очищать газообразный воздух от углекислоты и влаги, а также дают возможность превращать жидкий кислород в газообразный. Последнее обстоятельство важно для наиболее экономичного обслуживания кислородной установки. В тех случаях, когда необходим жидкий кислород, его используют как ВВ. Когда же надобность в кислороде как взрывчатом веществе отпадает, его превращают в газ и используют для технических нужд. Для перевозки жидкого кислорода существует специальная аппаратура, представляющая собой металлические сосуды Дюара разной вместимости. Вся организация работ по разрушению льда может быть представлена в следующем виде. Непосредственно вблизи работ (в порту, на материке) устанавливается кислородная установка (место установки определяется наличием источника снабжения электроэнергией). Эта кислородная установка производит жидкий кислород, который на вертолете (если место работ недоступно) или на вездеходе доставляется в район взрывных работ на лед. На льду производится заполнение заранее подготовленных шашек из поглотителя. По мере наполнения шашек они закладываются в лед и взрываются с помощью детонатора. Следует иметь в виду, что заряды с жидким кислородом имеют короткий «срок жизни», обусловленный сильным испарением жидкого кислорода. Через 1,5—2,0 часа заряд для взрыва будет уже негоден. Поэтому отрезок времени от момента заполнения шашки кислородом до взрыва должен быть от 0,5 до 1,0 часа. Шашки с кислородом могут закладываться как в толщу льда, так и под лед. Жидкокислородные ВВ рентабельны при большом объеме взрывных работ и если имеется достаточное количество времени.

Разрушение льда термитом. Действие термитных зарядов аналогично действию взрывчатых веществ с чрезвычайно незначительным бризантным действием. Для этих зарядов необходимо создавать по возможности прочное препятствие взрыву, для того чтобы газ работал с полной мощностью. Кроме того, термит обладает светотепловым действием, вызывающим дополнительное разрушение.

При разрушении с помощью термита ледяных заторов в реках условия для использования светотеплового действия термита менее благоприятны, чем в айсбергах. Благодаря весьма большим массивам льда в реках при заторах и при достаточно плотном их смерзании в них могут развиваться весьма значительные температурные напряжения, распирающие при закладке заряда в толщу льда ледяной массив изнутри.

Термит, несомненно, обладает специфическим свойством светотеплового действия на лед, заключающемся в том, что нагрев излучением отдельных слоев льда до различных температур

создает внутренние температурные напряжения, которые при известных условиях приводят к полному разрушению ледяного массива. Это свойство термита эффективно используется лишь в монолитных ледяных массивах, геометрическая форма которых также обеспечивает возникновение значительных температурных напряжений.

Можно ожидать, что термит будет обладать весьма значительным разрушительным действием при использовании его для разрушения айсбергов, стамух, ледяных глыб толщиной в несколько метров, а также ледяных полей толщиной не менее 5—6 м или более и плотных ледяных заторов в реках.

При использовании светотеплового действия термита заряды обязательно должны закладываться в толщу льда. Для разрушения относительно тонкого ледяного покрова термит не имеет никаких преимуществ по сравнению с другими взрывчатыми веществами, а в известных случаях, по-видимому, будет оказывать значительно меньшее разрушающее действие.

Применение термита для борьбы со льдом освещено в литературе разноречиво. Заслуживающими внимания работами являются опыты Х. Барнеса, а также опыты, произведенные в Германии в 30-х годах текущего столетия.

Барнес, применявший термит для разрушения ледяных заторов в реках и ликвидации наводнений, вызванных ими, приводит следующие примеры.

1. Затвор льда на реке Св. Лаврентия у г. Уодингтон массой 250 000 т был разрушен с помощью трех термитных зарядов весом по 40 кг.

2. У о. Кларк с помощью одного заряда термита весом 40 кг был ликвидирован, как выражается Барнес, «ледяной пласт», доходивший до дна реки и имевший площадь 790 м². Глубина канала в этом месте составляла около 3 м. Количество разрушенного льда приблизительно должно составлять 2300 т.

3. На другой реке с помощью термита было ликвидировано огромное «ледяное ущелье», как называет этот затвор Барнес. Объем затвора в цифрах Барнес не приводит, но говорит следующее. «Действие термитных нагревателей больших размеров оказалось даже лучшим, чем можно было предвидеть. При обработке термитом ледяная глыба оторвалась от берегов и буквально сгорела». Было израсходовано около 5 т термита. Также было израсходовано около 3 т динамита, но с незначительным успехом.

Барнес провел у берегов Ньюфаундленда опыты над разрушением трех айсбергов с помощью термита. Первый из них имел 150 м в длину и 150 м в ширину. Высота над водой отдельных утесов достигала более 20 м. Размеры второго айсберга не приведены, а третий, как указывает автор, был «средних размеров». Первый айсберг был разрушен с помощью одного заряда тер-

мита в 45 кг, который был заложен на глубине 1 м от его поверхности. Второй айсберг был разрушен с помощью также одного заряда, но весом в 225 кг, помещенного на глубине 1,2 м от поверхности. Третий айсберг был разрушен с помощью двух зарядов весом 27 и 45 кг.

Во всех трех случаях опыты оказались удачными, т. е. айсберги полностью разрушились. Однако обращает на себя внимание длительность процесса разрушения. В первом случае после сильного взрыва слышался треск раскалывающегося льда, продолжавшийся «много» часов. На следующий день после опытов оказалось, что большая часть айсберга исчезла, а остатки его продолжали разрушаться больше суток.

Во втором случае действие взрыва было аналогичным. Взрыв разрушил значительную часть льда, а интенсивная тепловая волна расколола его и сделала пористым, так что в течение всей ночи и следующего дня айсберг продолжал распадаться. Масса его уменьшилась за счет отламывающихся кусков. В этом случае процесс разрушения длился также более суток.

В третьем случае разламывание айсберга началось спустя несколько часов после взрыва. На следующий день был обнаружен лишь обломок айсберга со следами термитного плака.

Опыты по разрушению речного льда толщиной 2,2 м были проведены на Дунае, а также на озере у Бреслау (теперешний Вроцлав), в Кюстрине и на Шпрее у Берлина с зарядами термита весом от 5 до 50 кг.

Опыты в первом случае не дали никакого практического результата. После воспламенения термита, как правило, через 10—15 секунд наблюдалось нечто похожее на взрыв, в результате глыбы льда разбрасывались и образовывалась воронка во льду диаметром 1,5—2,0 м. Изменения в ледяном покрове или вовсе не наблюдались, или они отмечались в непосредственной близости от места взрыва.

При подводе зарядов под лед дальше от проруби взрывы были значительно более эффективными. Заряды взрывались с сильным звуком, во льду образовалась воронка диаметром до 25 м, от которой во все стороны на значительное расстояние расходились трещины. Ширина трещин достигала 2 см. При производстве опытов у Кюстрина по этому методу заложения зарядов лед толщиной 60—70 см оказался взломанным и образовались трещины.

ТЕПЛОВЫЕ МЕТОДЫ РАЗРУШЕНИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Электротепловая резка льда. Вопрос об электротепловой резке льда технически разработан лишь в последние годы. Эксперименты и опытная электрорезка были произведены

на пресноводном ледяном покрове на Волге в Куйбышевском затоне проф. И. М. Коноваловым. Электрорезание производилось при толщине льда от 0,55 до 1,2 м; при этом скорость резания колебалась от 5 до 32 м/час в зависимости от мощности агрегата.

Для производства работ по электрорезке можно пользоваться как переменным, так и постоянным током. В качестве источника тока могут служить городская электросеть, электрогенераторы судов, передвижные электростанции разных типов и пр.

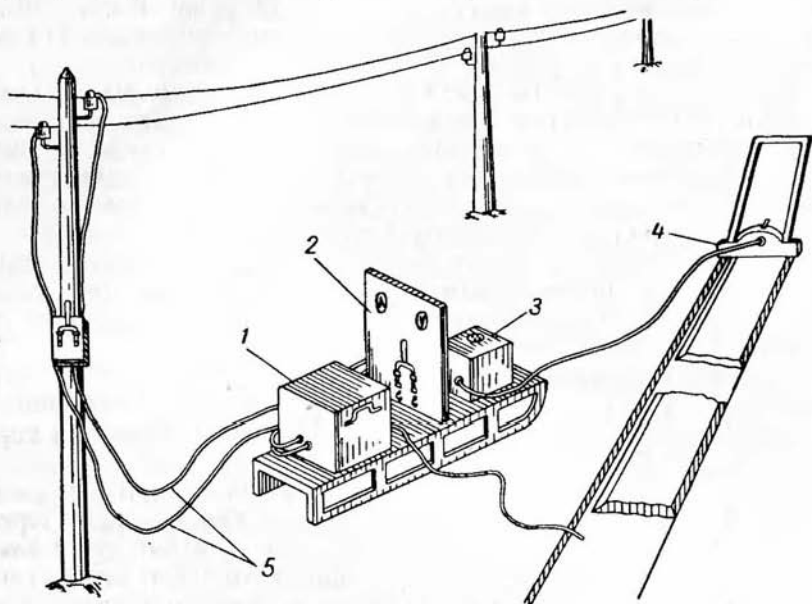


Рис. 82. Схема электротепловой резки льда.

На рис. 82 представлена схема электротепловой резки льда. Источником тока служит сеть переменного тока. На сани смонтированы трансформатор (1), щиток с приборами (2) и реостат (3). Работы по электрорезке льда показывают, что этот способ с успехом может быть применен не только для заготовки льда, но и для околки судов, вмержших в лед. В условиях арктических плаваний электрорезка может использоваться для ликвидации заклинивания льдами винтов ледоколов.

Условия производства подводной электрорезки льда принципиально ничем не отличаются от условий электрорезания ледяного покрова, плавающего на воде; должны быть сделаны лишь незначительные конструктивные переделки электрорезательного аппарата.

Первоначальная майна размером $0,5 \times 0,8$ м прорубается пешнями.

По окончании подготовительных работ аппарат резки устанавливается в рабочее положение и включается ток рубильником на столбе, а затем рубильником у аппарата. Вначале подается ток небольшой силы, затем сила тока увеличивается реостатом до нужного значения. О степени тепловой нагрузки нагревательного провода можно судить по цвету провода (5) и по пузырькам, которые при большой нагрузке покрывают всю поверхность нагревательного провода; при этом цвет провода начинает темнеть.

Аппарат по мере протаивания реза перемещают из одного пункта в другой, так чтобы режущий провод по возможности был покрыт водой. Существуют аппараты для двухрядной резки (4). При двухрядной резке рабочий должен следить за двумя проводами, чтобы концы в обнаженной части не нагревались до ярко-белого свечения.

Раскалывание на куски и приготовление льда следует вести непрерывно за электрорезкой, так как неубранный лед может смерзнуться по линии реза и потребуются повторение работы.

Положительными сторонами электротепловой резки являются простота аппарата, его портативность, возможность работы в различных условиях и широкие возможности использования различных источников тока.

Электротепловая резка имеет следующие недостатки:

- а) малую производительность;
- б) надежную работу только на чистом льду и резкое снижение производительности при работе на льду, засоренном строительным мусором;
- в) возможность резки льда только при наличии подо льдом воды.

Определение времени смерзания реза как при электротепловой, так и при механической резке льда является очень важным вопросом, потому что от этого зависит время уборки отрезанного льда.

Во время работы за нагревательным проводом в проделанном резе льда собирается подогретая вода, которая задерживает замерзание воды в реке. Благодаря конвекции у поверхности собирается более теплая вода, поэтому замерзание реза более вероятно на некоторой глубине.

В опытах, проведенных Гипроречтрансом, смерзание прорези шириной 3,0—3,5 мм начиналось через 10—12 минут при температуре воздуха от -10 до -12° и толщине около 1 м.

Разрушение льда нагревом. Г. Н. Яковлевым произведен расчет количества льда, которое может быть расплавлено при той или иной затрачиваемой мощности. Расчет произведен для идеальных условий, когда вся мощность расходуется на плавление

льда, без учета потерь на нагревание окружающей воды, воздуха и т. п.

На рис. 83 приведены объемы льда, которые могут быть растоплены при различных мощностях за одну минуту. Как видно на графике, при затрате мощности в 10 000 л. с. за одну минуту можно расплавить только 1,4 м³ льда.

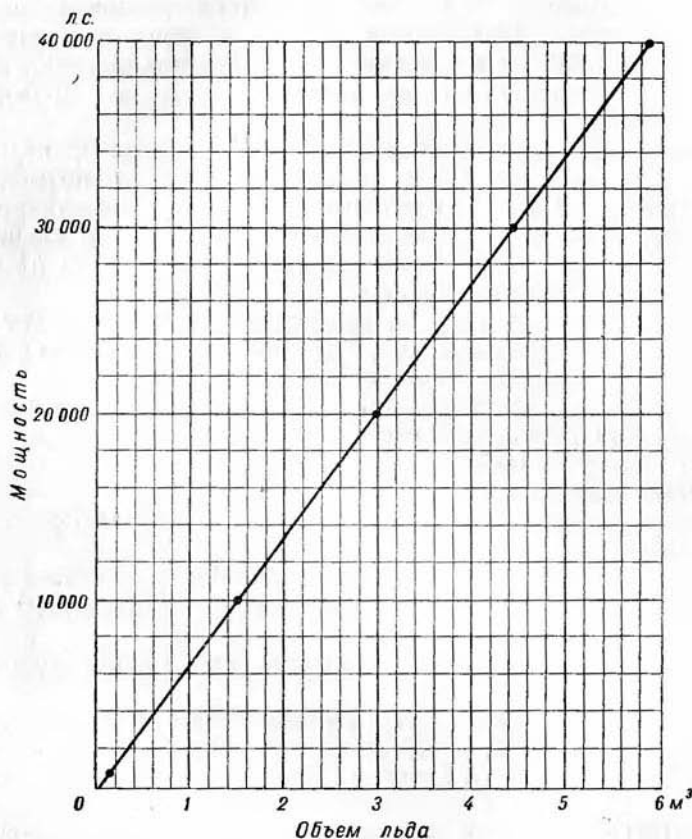


Рис. 83. Объемы льда, которые могут быть растоплены за 1 мин. при различных мощностях.

Результаты подсчета подтверждают, что затрата даже большого количества энергии на плавление льда практически нецелесообразна.

Использовать на таяние льда рационально только огромную тепловую энергию «отходов» производства, например при атомной реакции, или даровую энергию, даваемую солнцем.

Затраты даже большого количества энергии дают возможность растопить совершенно незначительное количество льда.

Поэтому при применении непосредственно тепловой энергии для разрушения льда следует искать новых путей.

В этих целях рассмотрим вопрос об использовании большого количества энергии для нагрева льда и соответствующего уменьшения его прочности. Для этого Яковлевым произведен расчет

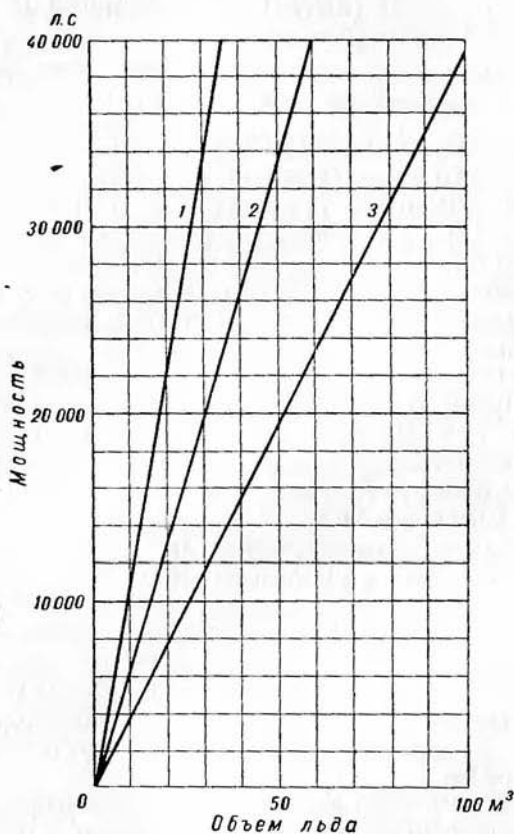


Рис. 84. Объемы льда, которые можно нагреть при различных мощностях.

1 — от -20 до -2° , 2 — от -10 до -2° , 3 — от -5 до -2° .

количества льда, которое может быть нагрето при соответствующей мощности. Расчет сделан для условий, когда вся мощность расходуется на нагревание льда.

На рис. 84 приведены объемы льда, которые могут быть нагреты за одну минуту при различных затратах мощности. При мощности 10 000 л. с. за одну минуту может быть нагрето (от -20 до -2°) 8,8 м³ льда. Следовательно, за час при расходе этой же мощности будет нагрето уже 530 м³ льда. Приняв

толщину льда 1,5 м, получаем, что по площади может быть нагрето 353 м² льда. Соответственно, при нагреве от —10 до —2° и от —5 до —2° за час может быть нагрето 595 и 1010 м² льда.

Нагревание льда приводит к соответствующему уменьшению его прочности. Для однолетнего льда, например, временное сопротивление на изгиб (кг/см²) в зависимости от температуры льда изменяется следующим образом.

Температура льда	—20	—10	—5	—2
Временное сопротивление льда . .	16	12	8	4

Следовательно, нагрев льда от —20 до —2° вызывает уменьшение временного сопротивления на изгиб в 4 раза. При нагреве льда от —10 до —2° временное сопротивление уменьшается в 3 раза. На такую же величину произойдет уменьшение потенциальной сопротивляемости ледяного покрова.

Таким образом, при создании обогревателей соответствующей конструкции возможно использование их для эффективного ослабления льда.

Ослабление льда целесообразно использовать при сжатиях. Возможны случаи, когда ледокол, попавший в сжатие, не сможет развернуться для оказания помощи и применение тепловой энергии для создания пояса ослабленного льда вокруг него даст ледоколу возможность активно действовать.

Применение солей для разрушения ледяного покрова. Этот метод разрушения льда основан на взаимодействии солей со льдом, в результате чего происходит его таяние. Как известно из физической химии, системы, образующие водные растворы, являются двухкомпонентными и, согласно закону фазового состояния, могут существовать только при определенных температурах, носящих название эвтектических. Равновесное состояние возможно только при этих температурах; их изменение приводит к нарушению равновесия и неустойчивому состоянию всей системы.

Взаимодействие системы лед—соль происходит и при эвтектических температурах; при этом часть льда переходит в раствор. Количество растворяющихся солей и льда определяется концентрацией эвтектического раствора и свойствами вещества.

При температурах ниже эвтектических взаимодействия между солями и льдом не происходит; при температурах выше температур эвтектики отмечается несколько стадий взаимодействия системы лед—соль.

Первая стадия заключается в том, что на границе соприкосновения соли со льдом происходит охлаждение льда до эвтектических температур и частичный переход льда в рассол.

Вторая стадия характеризуется таянием льда и переходом солей в раствор. Таяние происходит за счет притока внешнего тепла.

В третьей стадии продолжается таяние льда в эвтектическом растворе до момента предельной концентрации рассола, соответствующей данной температуре.

Можно выделить большое количество различных веществ, которые взаимодействуют со льдом. В табл. 76 приведены их эвтектические температуры. Из этой таблицы видно, что сохранить эвтектическое состояние и расплавить лед можно в достаточно широком диапазоне температур: от $-0,15$ до -86° . Однако при всей заманчивости этого метода, позволяющего практически при всех реальных температурах растоплять лед, вопрос решают объемы веществ, которые нужно использовать, чтобы растопить лед. Для решения этой задачи Е. В. Белышевой были проведены специальные исследования, которые заключались в определении глубины и времени протаивания льда при нанесении на его поверхность ряда солей. В табл. 77 приведены результаты опытов. Опыты показали, как происходит постепенное разъедание льда солями, нанесенными на его поверхность, и как образуются зоны разъедания внутри самого слоя. Надо отметить, что процесс идет довольно медленно.

Представляет интерес вопрос о соотношении объемов растапливающего вещества и растапливаемого льда.

В табл. 78 приводятся результаты соответствующих расчетов для одного грамма соли данного вещества. Анализируя таблицу, можно выделить ряд веществ, которые достаточно интенсивно реагируют со льдом и при сравнительно малых собственных объемах растапливают большие объемы льда. Так, например, калий углекислый кислый может растопить при температуре -5° пятидесятидевятикратный, натрий фтористый — тридцатитрехкратный; сернистый натрий — двенадцатикратный; хлористый кальций — десятикратный объем льда. С понижением температуры количество растворяемого льда уменьшается. При температурах до -21° рационально применять хлористые соли аммония, натрия, калия. Они устойчивы на воздухе, дешевы и не требуют особых мер предосторожности. Хлористый натрий вызывает плавление льда при температуре выше -21° , хлористый аммоний — при -16° и хлористый калий — при $-10,7^{\circ}$. Другие вещества менее удобны, так как опасны в обращении и обладают большой степенью гигроскопичности.

Метод разрушения льда с помощью солей можно рассматривать как самостоятельный метод для решения ряда практических задач, требующих ускоренного растапливания небольших количеств льда (порядка десятков или сотен тонн). Для разрушения ледяного покрова на больших пространствах этот способ вряд ли рационален, так как требует очень большого количества солей. Для местного разрушения на ограниченной площади он может найти себе применение. Практика уже подтвердила это. Например, на одной из гидростанций льдом

Эвтектические температуры водных растворов основных химических соединений

Формула и название безводного вещества	Эвтектическая температура
CaO — окись кальция (негашеная известь) . . .	—0,15
NH ₄ Al(SO ₄) ₂ — сульфат алюминия и аммония (алюмо-аммонийные квасцы) . . .	—0,20
SrO — окись стронция . . .	—0,30
Na ₂ B ₄ O ₇ — натрий тетраборнокислый (бура) . . .	—0,45
BaO — окись бария . . .	—0,50
Ba(NO ₃) ₂ — азотнокислый барий . . .	—0,55
KMnO ₄ — марганцевокислый калий . . .	—0,58
K ₂ Cr ₂ O ₇ — двухромовокислый калий . . .	—0,63
K ₂ SO ₄ — сернокислый калий . . .	—1,52
CuSO ₄ — сернокислая медь . . .	—1,60
FeSO ₄ — сернокислое железо (закисное) . . .	—1,80
NaHCO ₃ — натрий углекислый кислый (бикарбонат натрия) . . .	—2,33
CoSO ₄ — сернокислый кобальт . . .	—2,70
Pb(NO ₃) ₂ — азотнокислый свинец . . .	—2,70
KH ₂ PO ₄ — калий фосфорнокислый кислый однозамещенный . . .	—2,75
KNO ₂ — азотнокислый калий (нитрит калия) . . .	—2,85
Na ₂ SO ₃ — сернокислый натрий (сульфит натрия) . . .	—3,35
NiSO ₄ — сернокислый никель . . .	—3,40
NH ₄ HCO ₃ — аммоний углекислый кислый (бикарбонат аммония) . . .	—3,90
MgSO ₄ — сернокислый магний . . .	—3,90
Al ₂ (SO ₄) ₃ — алюминий сернокислый . . .	—4,0
Na ₂ CrO ₄ — хромовокислый натрий . . .	—4,9
CaCl ₂ — хлористый кальций . . .	—5,0
KHCO ₃ — калий углекислый кислый (бикарбонат калия) . . .	—5,43
K ₂ S ₂ O ₅ — пиросульфит калия . . .	—5,5
NaF — натрий фтористый . . .	—5,6
Sr(NO ₃) ₂ — азотнокислый стронций . . .	—5,75
ZnSO ₄ — сернокислый цинк . . .	—6,55
AgNO ₃ — азотнокислое серебро . . .	—7,3
BaCl — хлористый барий . . .	—7,8
Na ₂ S ₂ O ₅ — пиросульфит натрия . . .	—9,05
Na ₂ S — сернистый натрий . . .	—10,0
KCl — хлористый калий . . .	—10,7
Na ₂ S ₂ O ₃ — серноватистокислый натрий (гипосульфит) . . .	—11,0
K ₂ CrO ₄ — хромовокислый калий (хромат калия) . . .	—11,35
MgSO ₄ — сернокислый марганец . . .	—11,40
KBr — бромистый калий . . .	—13,0
NaJ — йодистый натрий . . .	—13,5
NH ₄ Cl — хлористый аммоний . . .	—16,0
Cd(HO ₃) ₂ — азотнокислый кадмий . . .	—16,0
NH ₄ NO ₃ — азотнокислый аммоний . . .	—16,9
NH ₄ Br — бромистый аммоний . . .	—17,0
LiNO ₃ — литий азотнокислый . . .	—17,8
NaNO ₃ — натрий азотнокислый . . .	—18,1
(NH ₄) ₂ SO ₄ — аммоний сернокислый . . .	—18,5
SrCl ₂ — стронций хлористый . . .	—18,7

Формула и название безводного вещества	Эвтектическая температура
NaNO_2 — натрий азотистокислый (нитрит натрия)	—19,5
SrJ_2 — стронций йодистый	—20,0
NaCl — натрий хлористый	—21,2
CoCl_2 — кобальт хлористый	—22,5
KJ — калий йодистый	—23,0
$\text{Co}(\text{NO}_3)_2$ — кобальт азотнокислый	—24,0
NH_4CNS — аммоний роданистый	—25,2
$\text{Cu}(\text{NO}_3)_2$ — медь азотнокислая	—26,4
NH_4J — аммоний йодистый	—27,5
$\text{Ni}(\text{HO}_3)_2$ — никель азотнокислый	—27,8
NaOH — гидрат окиси натрия (едкий натр)	—28,0
NaBr — натрий бромистый	—28,0
$\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$ — кальций азотнокислый	—28,0
KCN — калий цианистый	—29,6
KCNS — калий роданистый	—31,2
$\text{Mg}(\text{NO}_3)_2$ — магний азотнокислый	—31,6
NaClO_4 — натрий хлорнокислый	—32,0
$\text{Zn}(\text{NO}_3)_2$ — цинк азотнокислый	—32,0
MgCl_2 — магний хлористый	—33,6
CaCl_2 — кальций хлористый	—35,0
FeCl_2 — железо хлористое	—36,5
K_2CO_3 — калий углекислый	—36,5
CuCl_2 — медь хлорная	—40,0
HNO_3 — азотная кислота	—42,3
K_2SO_3 — калий сернокислый (сульфат калия)	—46,5
$\text{Th}(\text{NO}_3)_4$ — торий азотнокислый	—48,0
AlCl_3 — алюминий хлористый	—55,0
FeCl_3 — железо хлорное	—55,0
$\text{Be}(\text{NO}_3)_2$ — бериллий азотнокислый	—59,0
ZnCl_2 — цинк хлористый	—62,0
KOH — гидрат окиси калия (едкий калий)	—65,2
H_2SO_4 — серная кислота	—74,5
HCl — соляная кислота	—86,0

забило аванкамеру, щиты и решетки у подхода к турбинам. Никакими другими средствами (взрывными и механическими) бороться с этим льдом было невозможно. Применение хлористого кальция позволило освободить аванкамеру ото льда.

Для разрушения льда, помимо использования эвтектических растворов, могут быть применены разного рода смеси, дающие в результате соединения с морской или пресной водой достаточно обильное выделение тепла. Так, например, на ледяной покров была нанесена смесь гидрата окиси натрия с алюминиевым порошком. Под воздействием одного едкого натрия лед протаивал спокойно, пока вся соль постепенно растворялась. Совершенно по-иному протекала реакция при воздействии на лед гидрата едкого натрия в смеси с алюминиевым порошком. Реакция проходила бурно, с выделением водорода и тепла.

Результаты опытов по применению солей для

Название вещества	Концентрация вещества на ед. поверхности льда (г/см ²)	Пресный			
		Время от начала			
		1	2	4	5
		—11,7	—10,2	—8,5	—6,5

Глубина					
Аммоний хлористый . .	0,1	0,4—1,4	0,6—1,5	0,6—1,6	1,0—1,8
Натрий хлористый . .	0,1	0,1—1,0	0,7—1,0		0,9—1,2
Магний хлористый . .	0,1	0,4—0,6	0,3—0,5	0,6—0,7	0,7—0,9
Калий хлористый . .	0,1	с. с.	0,3—0,6; в. с.		
Морская соль	0,1	0,1—0,4	0,1—0,5	0,3—0,6	0,5—0,6
Аммоний хлористый	0,5	1,5—3,4	2,1—3,4	2,0—4,7	2,0—5,0
Натрий хлористый . .	0,5	0,4—2,2	1,4—2,6	0,6—2,7	0,6—2,7
Магний хлористый . .	0,5	0,8—0,9	0,9—1,2	1,0—1,3	1,1—1,3
Калий хлористый . . .	0,5	с. с.	0,4—0,6; в. с.	1,6—3,5	2,6—4,6
Морская соль	0,5	1,0—1,5	1,0—1,2	1,2—1,4	1,2—1,4
Аммоний хлористый . .	1,0	2,3—4,0	3,0—6,4	3,2—6,5	3,2—6,7
Натрий хлористый . .	1,0	1,9—6,0	2,1—7,0	2,2—7,1	2,2—7,1
Магний хлористый . .	1,0	1,3—1,6	1,5—1,8	1,6—2,2	2,0—2,2
Калий хлористый . . .	1,0	с. с.	0,4—0,7; в. с.	2,2—5,3	2,6—8,0
Морская соль	1,0	0,9—1,3	0,9—1,5	1,2—1,8	1,2—1,8

Примечание. 1. Температура льда в начале опыта —13°. В месте наносятся растворы. Хлористый калий при нанесении на лед не изменяется.

2. В таблице обозначены случаи: наличия на льду сухой соли — с. с.,

растопливания, по данным Е. В. Бельшевой

Лед

Лед соленостью 0,5‰/оо

оната (в сутках) и температура льда (град.)

7	8	11	3	4	6
-5,5	-4,5	-3,0	-4,5	-4,5	-3,0

протаивания льда (см)

1,0—2,0	1,0—2,2	1,0—2,4	0,8—1,4	0,8—1,8	0,9—2,4
0,9—1,4	0,9—1,5	1,0—2,4	1,1—1,6	0,9—1,6	0,9—2,1
0,7—1,0	0,7—1,0	0,8—1,1	0,5—0,7	0,5—0,7	0,6—1,1
0,6—0,7	0,6—0,8	0,7—1,0	0,6—1,2	0,6—1,2	0,7—1,5
2,0—5,2	2,0—5,3	2,5—5,8	1,5—7,1	1,5—7,4	1,7—8,2
0,7—2,8	0,7—3,0	0,7—5,5	0,9—5,6	1,0—5,8	1,3—6,7
1,2—1,3	1,4—1,5	1,6—1,9	1,3—1,9	1,4—1,9	1,7—2,4
2,8—5,0	2,9—4,8	4,2—6,0	1,7—4,1	3,9—5,8	4,2—6,6
1,2—1,5	1,4—1,7	1,5—1,8	1,0—1,4	1,0—1,5	1,0—3,6
3,2—7,2	3,2—7,6	3,4—8,2	2,6—8,9	2,6—8,6	2,6; с. п.
2,1—7,2	2,1—7,2	2,8—8,0	1,4—8,8	1,4—8,8	8,8; с. п.
2,0—2,4	2,1—2,4	2,4—2,6	1,7—2,5	1,7—2,6	2,1—2,8
2,6—9,0	2,7—9,0	2,7—9,0	1,5—7,9	4,5—8,0	7,0—9,0
1,5—1,8	1,6—2,0	1,7—2,2	1,2—1,7	1,2—1,9	1,5—2,1

сения на лед хлористых солей аммония, натрия, магния и морской соли обра-
 влаживой соли — в. с., сквозного протаивания — с. п.

Объем расплавленного льда (см³), приходящийся на 1 г соли

Формула безводного вещества	Температура льда											
	-5	-10	-15	-20	-25	-30	-35	-40	-50	-55	-60	-70
KHCO ₃	59,0											
NaF	32,9											
Sr(NO ₃) ₂	3,9											
ZnSO ₄	3,3											
AgNO ₃	2,3											
BaCl ₂	5,4											
K ₂ S ₂ O ₅	5,0											
Na ₂ S	20,9	10,6										
MgCl ₂	9,6	6,2										
KCl	10,3	4,7										
Na ₂ S ₂ O ₃	5,0	2,7										
K ₂ CrO ₄	3,6	2,2										
MgSO ₄	3,6	2,4										
KBr	5,4	2,9										
NH ₄ Cl	14,0	7,1	4,8									
Cd(NO ₃) ₂	4,3	2,6	2,0									
SrCl ₂	3,4	4,6	3,5									
NaNO ₂	9,4	4,9	3,4									
NaNO ₃	7,5	3,4	2,4									
NaCl	12,2	6,7	4,7	3,7								
CaCl ₂	10,1	6,0	4,5	3,6								
KJ	3,7	4,5	2,8	2,0	1,4							
NH ₄ CNS	9,5	3,9	2,9	2,4	2,0							
Cu(NO ₃) ₂	6,5	3,7	2,9	2,4	2,0							
Ni(NO ₃) ₂	5,9	3,7	2,9	2,4	2,1							
NaOH	18,1	9,9	7,0	5,7	4,9							
NaBr	6,6	3,9	2,9	2,3	1,8							
Ca(NO ₃) ₂	6,8	3,3	2,3	1,8	1,5							
KCN	10,6	5,5	3,8	2,9	2,4							
KCNS	6,9	3,5	2,3	1,7	1,4	1,1						
Mg(NO ₃) ₂	8,0	4,7	3,6	3,0	2,6	2,4						
NaClO ₄	5,8	2,8	1,9	1,4	1,1	0,9						
Zn(NO ₃) ₂	6,2	3,7	2,7	2,2	1,9	1,7						
MgCl	14,5	8,7	6,2	5,3	4,6	4,2						
FeCl ₂	9,6	6,1	4,7	3,9	3,3	2,9	2,6					
Mn(NO ₃) ₂	7,8	4,0	2,8	2,2	1,9	1,7	1,6					
K ₂ CO ₃	7,2	3,9	3,0	2,4	2,1	1,9	1,7					
CuCl ₂	8,7	5,2	3,7	3,0	2,6	2,3	2,0	1,9	—	—	—	—
HNO ₃	12,0	6,8	4,7	3,8	3,2	2,8	2,5	2,4	—	—	—	—
K ₂ SO ₃	6,2	3,3	2,3	1,9	1,6	1,4	1,3	1,1	—	—	—	—
Fh(NO ₃) ₄	3,0	1,5	1,2	1,0	0,9	0,8	0,7	0,7	—	—	—	—
CaCl ₂	10,8	6,4	5,0	4,1	3,6	3,3	3,0	2,8	2,6	2,4	—	—
AlCl ₃	13,9	8,1	6,6	5,7	5,1	4,6	4,3	4,1	3,8	3,2	—	—
FeCl ₃	10,0	6,0	4,5	3,7	3,3	3,0	2,7	2,5	2,3	2,2	—	—
Bi(NO ₃) ₂	8,2	5,3	4,2	3,5	3,1	2,7	2,5	2,3	2,0	1,9	—	—
ZnCl ₂	7,8	4,3	3,0	2,3	1,9	1,6	1,5	1,3	1,1	1,0	—	—
KOH	12,8	8,0	6,0	4,9	4,3	3,7	3,4	3,1	2,7	2,6	2,5	—
H ₂ SO ₄	11,2	6,7	5,1	4,2	3,6	3,2	2,8	2,6	2,2	2,1	2,0	—
HCl	21,7	13,1	9,7	8,0	6,9	6,2	5,6	5,2	4,5	4,3	4,0	3,7
CrO ₃	6,2	3,7	2,6	2,1	1,7	1,5	1,3	1,2	1,0	1,0	0,9	0,9
UO ₂ (NO ₃) ₂	3,4	2,2	1,6	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Начиналась она через 3—4 минуты и продолжалась около 3—5 минут. Выделяющееся при этом тепло растопляло лед, и часть талой воды во время реакции попадала на поверхность и стекала. В дальнейшем наблюдалось замедление реакции. За двое суток лед протаял до глубины 108—110 см.

Интересные результаты дали опыты с применением магния (99%) в смеси с никелем (1%). Эта смесь хорошо реагировала с морской водой и позволила растопить лед, причем весовое соотношение смеси и растопленного льда составляло 1:60, т. е. 1 кг вещества растапливал 60 кг льда. Эта смесь имела высокую теплотворную способность. При применении смеси магния с никелем для прожигания пресного льда следует дополнительно внести в нее соли натрия.

Использование теплых глубинных вод для задержания ледообразования. Существует метод задержания ледообразования на акватории, основанный на использовании тепла глубинных вод и носящий название «аэрации водоема».

В пресных водоемах с небольшими скоростями течений в зимний период создается устойчивая стратификация, при которой нижние слои обладают более высокой температурой, чем поверхностные. Температура нижних слоев воды остается положительной даже при очень низких температурах воздуха. В водоемах с соленой водой также отмечается разность температур, хотя различие в температуре верхних и нижних слоев значительно меньше.

Как известно, ледообразование начинается с поверхности, где вода охлаждается до температуры замерзания, а иногда даже несколько переохлаждается. Если нарушить устойчивую стратификацию и искусственно поднять глубинные теплые воды к поверхности, то можно задержать ледообразование, а при достаточно интенсивном подъеме глубинных вод предотвратить его вообще.

Искусственный подъем теплых глубинных вод на поверхность можно осуществить с помощью пузырьков воздуха, выпускаемых под давлением из перфорированного воздухопровода, уложенного на дно водоема. Пузырьки воздуха, стремительно передвигаясь из нижних слоев воды в верхние, увлекают за собой воду и, таким образом, создают вертикальные токи теплой воды нижних слоев к поверхности. В этом и заключается процесс аэрации водоема, предотвращающий образование льда. Еще большего эффекта в задержании ледообразования можно добиться продуванием через трубопровод нагретого воздуха или пара, а также прокачиванием теплой воды через трубопровод.

Схема установки для аэрации водоема представлена на рис. 85. Воздушный компрессор (1), служащий для нагнетания воздуха, соединен с ресивером (2) для сбора воздуха. В ресивере

происходит некоторое осушение воздуха вследствие конденсации, внизу (3) происходит слив конденсата, затем через вентиль (4), с помощью которого регулируется давление, измеряемое манометром (5), воздух подается в уложенный на дно водоема перфорированный воздухопровод (6). В современных установках перфорированный трубопровод изготавливается из гибких пластмассовых труб.

Успешное действие пневматической установки обусловлено температурой нижних слоев воды в водоеме и интенсивностью ее подъема. Интенсивность подъема нижних слоев воды зависит

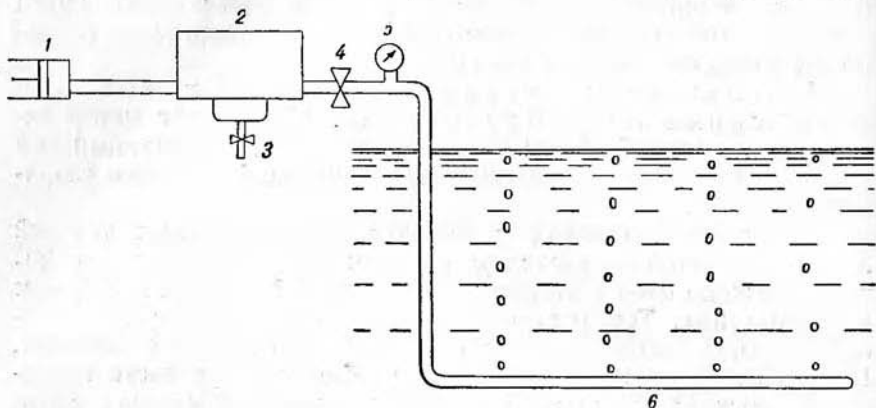


Рис. 85. Схема установки для аэрации водоема.

от расхода воздуха, из этого следует исходить при подборе оборудования. Точно определить расход воздуха расчетом невозможно. При большом объеме следует вначале проверить расход воздуха на небольшой установке. Для ориентировочного расчета можно пользоваться формулой

$$g_0 = \left(\frac{\Phi_{\text{возд}} L}{10^3 k c T_{\text{ср}} k_1} \right)^3,$$

где g_0 — расход воздуха в единицу времени на единицу длины полыньи, образованной единичной трубой, м³/сек; $\Phi_{\text{возд}}$ — теплоотдача с единицы поверхности водоема, ккал/м²сек. (для ленинградских условий она составляет 0,113 ккал/м²сек); L — ширина полыньи, образующейся над одной трубой, м (при расчете следует принимать $L = 8$ м при средней температуре воды $t_{\text{ср}} = 2^\circ$ и $L = 3$ м при средней температуре воды $t_{\text{ср}} = 0,5^\circ$); $k = 0,75$ — постоянный коэффициент; c — коэффициент, зависящий от глубины погружения трубопровода,

$$c = H \sqrt[3]{\frac{\left(1 + \frac{H}{10}\right) \cdot 10}{H} \ln \left(1 + \frac{H}{10}\right)};$$

$T_{\text{ср}}$ — средняя температура воды в данном сечении водоема;
 $K_1 = 10^{-3}$ — постоянный коэффициент.

Для определения производительности компрессора нужно:

а) рассчитанный расход воздуха умножить на длину полыньи в м;

б) определить количество трубопровода для обеспечения необходимой ширины полыньи B , считая при этом, что один трубопровод обеспечит ширину полосы, равную $0,4 H$ (H — глубина укладки трубопровода), тогда количество трубопроводов по ширине полыньи будет равно $\frac{B}{0,4 H}$;

в) расход воздуха, умноженный на длину полыньи и на количество трубопроводов, уложенных по ширине, и определяет необходимый расход воздуха, по которому подбирается компрессор. Вода, поднятая на поверхность, опускается вниз, не успев охладиться до 0° , т. е. полностью отдать свое тепло, но для расчетов проще считать, что вода охлаждается до 0° ; ошибка, допускаемая при этом, учитывается эмпирическим коэффициентом.

Расход воды θ , поднятой на поверхность сжатым воздухом, впервые теоретическим путем определил И. М. Коновалов. Б. С. Бородин лабораторным экспериментом подтвердил выводы Коновалова. При этом было выяснено, что вода из нижних слоев поднимается по траектории, представленной на рис. 86.

Измерения показали, что скорость нижней части эпюры весьма мала (от 1 до 10 см/сек.), причем скорость 10 см/сек. возникает лишь при больших расходах воздуха. При прочих равных условиях значения скоростей растут с увеличением глубины погружения воздухопровода и наоборот.

Теория подъема глубинных вод пузырьками воздуха дала возможность получить выражение для определения вертикальной скорости (V_0) и восходящего потока воды над осью воздухопровода

$$u_0 = \sqrt{\frac{g_0 (P_0 + \varphi H) g}{2a_1 \varphi H}} \ln \frac{P_0 + \varphi H}{P_0},$$

где g_0 — расход воздуха на 1 пог. м воздухопровода, м³/сек.;
 P_0 — атмосферное давление, мм; H — глубина, м; φ — объемный

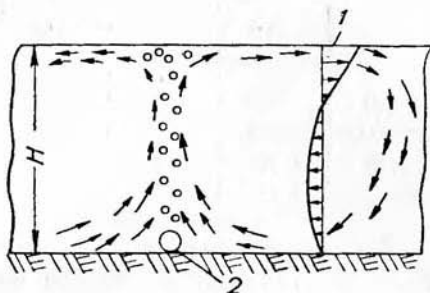


Рис. 86. Траектория воздушных пузырьков.

1 — эпюра скорости, 2 — трубопровод.

вес воды, т/м³; a_1 — постоянный коэффициент опыта (равный 0,1); g — 9,81.

При экспериментальной проверке теоретической формулы выяснилось, что она не учитывает влияния свободной поверхности на уменьшение значений скорости вблизи поверхности. Для возможности вычислять скорости восходящего потока при данных g_0 и H в формулу, определяющую U_0 , необходимо ввести поправочный коэффициент $\psi = \frac{U_{\text{оп}}}{U_{\text{теор}}}$, значения которого даны в табл. 79.

Таблица 79

Значение поправочного коэффициента ψ

g_0 м ³ /час.	H м			g_0 м ³ /час.	H м		
	0,84	0,60	0,40		0,84	0,60	0,40
1,04	0,66	0,51	0,44	4,00	0,54	0,49	0,46
2,00	0,59	0,48	0,43	5,15	0,69	0,58	0,51
3,00	0,58	0,52	0,42	Среднее	0,61	0,52	0,46

По данным натурных исследований на р. Свирь $\psi=0,61$. Для поддержания майн при помощи сжатого воздуха важное значение имеют поверхностные скорости растекания воды, которые возрастают с увеличением расхода воздуха и уменьшаются с удалением от перфорированной трубы.

Вородкин дает экспериментальную зависимость максимальной поверхностной скорости от расхода воздуха, приведенного к 1 пог. м воздухопровода и от глубины водоема в следующем виде:

$$U_{\text{пов. max}} = 0,024g_0 + 0,15H + 0,11.$$

Эта зависимость проверена для расходов воздуха от 0,8 до 11 м³/час и для глубин до 0,84 м.

Рассмотрим влияние гидрометеорологических факторов на эффективность применения метода аэрации.

Влияние течения. Течение вносит существенные изменения в кинематику аэрированного потока. Для выяснения этих изменений были проведены специальные опыты, проводившиеся при глубинах 0,6 м, скоростях течений 0,12—0,32 м/сек. и расходах воздуха 1,04—4,00 м³/час.

Течения отклоняют «воздушный факел» в сторону вниз по течению. Чем больше скорость течения, тем больше отклонение воздушного факела. При незначительных расходах воздуха воздуходувные пузыри уносятся вниз по течению, не увлекая воду вверх.

Зона циркуляции, образуемая с нижней стороны (по течению) трубки, имеет значительно меньшую длину по сравнению с аналогичными условиями в стоячей воде. Из лабораторных исследований Бородин делает следующие заключения о влиянии течения на процесс аэрации водоема.

1. Течение вносит существенные изменения в поле скоростей аэрированного потока. Эффективное увлечение глубинной воды пузырьками воздуха и связанное с ним увеличение скоростей наблюдается лишь при соблюдении условия

$$\frac{V_{с.в.}}{V_T} \geq 1,5,$$

где $V_{с.в.}$ — скорость, создаваемая сжатым воздухом при данных g_0 и H в стоячей воде; V_T — скорость течения.

2. При больших скоростях течения применение пневматической установки для борьбы с ледообразованием, по-видимому, затруднительно.

3. При наличии в водоеме течения, воздухопровод должен быть расположен выше (по течению) места, где необходимо предотвратить ледообразование. При этом следует иметь в виду, что факел отклоняется в сторону течения на расстояние, примерно равное глубине погружения воздухопровода.

Влияние ледяного покрова. Вопрос о влиянии ледяного покрова на процесс аэрации воды имеет важное практическое значение. Наблюдения производились в лабораторных условиях при толщинах льда 2, 50 и 80 мм, расходах воздуха 1,04, 2,0 и 3,0 м³/час и глубинах 0,60 и 0,84 м.

Характер движения воды под ледяным покровом в зоне выпуска сжатого воздуха принципиально не отличался от характера движения воды при свободной ото льда поверхности. Однако ледяной покров, создавая дополнительное трение, уменьшает значение поверхностных скоростей растекания воды, в связи с чем соответственно уменьшается длина зоны циркуляции.

Движение воды в зоне выпуска сжатого воздуха при наличии ледяного покрова становится менее устойчивым и определенным, чем при свободной ото льда поверхности, появляются дополнительные местные завихрения, мгновенные обратные токи и пр.

Бородин на основании проведенных опытов, делает следующие выводы о влиянии ледяного покрова на эффективность процесса аэрации водоема.

1. Наличие ледяного покрова существенно уменьшает поверхностные горизонтальные скорости и укорачивает зону циркуляции.

2. Поверхностные скорости уменьшаются с увеличением толщины ледяного покрова. При определенной толщине ледяного

покрова зона циркуляции, по-видимому, ограничивается шириной майны.

3. В связи с тем что ширина незамерзающей полосы зависит от величины зоны циркуляции поднимаемой более теплой воды, наличие ледяного покрова снижает эффект действия пневматических установок.

Если пневматическая установка будет вводиться в работу после начала ледостава, эффект работы снижается. Опыты показали, что для разрушения образовавшегося льда толщиной 8 см потребовалось в два раза увеличить расход воздуха по сравнению с расчетным. Выгоднее не допускать образования льда над воздухопроводом, ибо значительно легче предотвратить образование, чем разрушать уже образовавшийся лед.

Влияние глубины водоема. Чем глубже водоем, тем, естественно, при прочих равных условиях, больше слой теплой глубинной воды и выше ее температура. Кроме того, при одном и том же расходе воздуха пневматической установкой расход воды, поднятой на поверхность, а, следовательно, и количество тепла, подведенного к поверхности, при большем заглублении воздухопровода увеличивается.

Следует напомнить об удовлетворительном опыте работы установок на Волховском гидроузле, где воздухопровод был погружен всего на 4,0—5,5 м. При обеспечении судоходных путей вряд ли придется встретиться с меньшими глубинами погружения.

Влияние объема водоема на эффект метода аэрации специально нигде не рассматривалось. Однако можно сделать вывод, что наиболее благоприятные условия складываются при наличии больших водоемов, обладающих большим теплозапасом нижних слоев воды и способствующих более бурному перемешиванию.

Влияние температуры воздуха. Низкая отрицательная температура воздуха способствует охлаждению водоема и более интенсивной теплоотдаче, что приводит к большому расходу сжатого воздуха.

Из примера работы установок на Волховском и особенно на Свирском гидроузлах, где температура воздуха была достаточно низкой, видно, что для достижения положительного эффекта при аэрации температура воды в нижних слоях может быть весьма невысокой ($0,5^{\circ}$). В случае очень низкой температуры воздуха и выхолаживания водоема можно пропускать пар через перфорированную трубу, что может быть особенно эффективным при освобождении ото льда акваторий арктических портов.

Метод аэрации может применяться в большинстве замерзающих портов для продления зимней навигации. В ряде случаев для практических целей может и не понадобиться сохранение

чистой акватории в течение всей зимы: когда запасы тепла невелики, можно рекомендовать не давать льду расти выше намеченной нормы. Расход тепла при этом резко снизится.

Использование радиационного тепла для разрушения ледяного покрова. Сущность метода заключается в следующем. Естественная ледяная поверхность, покрытая снегом, обладает огромной отражательной способностью. Около 90% радиационной энергии солнца, поступающей на эту поверхность, отражается обратно в атмосферу. Если покрыть поверхность снега или льда измельченным темным материалом, то отражательная способность (альбедо) значительно уменьшается, и тепловая энергия солнца расходуется на таяние. Этот метод позволяет бороться с уже образовавшимся, просуществовавшим зиму льдом толщиной 1,5—2,0 м.

В Арктике и Антарктике в весенний период сумма поступающего радиационного тепла достигает весьма больших величин. Наличие большого количества тепла должно было бы вызвать усиленное таяние; однако в действительности процесс естественного таяния растягивается на продолжительное время (2,5—3 месяца), и только 10—12% тепла поглощается снегом и льдом, а остальная энергия уходит обратно в атмосферу.

Идея использования отраженного в атмосферу тепла возникла очень давно. Известно, что крестьяне наших северных районов еще два века назад для раннего освобождения от снега пашек и огородов пользовались сажей и золой.

В арктических условиях также применяли посыпку снега и льда шлаком и тем ускоряли его таяние. Ряд исследователей ставил специальные опыты на небольших участках. Известно, что в 1937 г. А. Н. Шестиперов и Н. И. Георгиевский окрасили площадь льда в 1 м². Окрашивание было произведено фуксином и шлаком. Окрашенный лед растаял на 8 суток раньше естественного.

В том же году Н. Т. Черниговским были окрашены то-росы, которые растаяли уже в середине июля. В 1939 г. летчик В. Г. Чухновский производил опыты по окрашиванию снега в разные цвета. В 1943 г. В. И. Сокольский производил опыты по растапливанию окрашенного снега на небольшом участке. Снег растаял на 6 суток раньше.

Опыты показали, что таяние ускоряется. Однако установить количественный эффект и дать основные характеристики метода на основании этих опытов не представлялось возможным. Опыты не получили дальнейшего развития, а сам метод не был разработан. Анализ показал, что основными причинами, затормозившими разработку метода, явились неудачно выбираемые материалы опыления, малый масштаб проводимых работ, отсутствие организации производства работ и незнание процесса таяния льда.

На вскрытие бухты площадью в несколько сотен тысяч или даже миллионов квадратных метров участок раннего таяния размером в 10 м² никакого влияния не оказывает. Чтобы опылить большую площадь, нужны специальные приемы, соответствующая техника и большое количество материалов. Применение дорогостоящих и малоэффективных красителей, естественно, нецелесообразно.

Всего, что накопила практика к моменту начала разработок этого вопроса Арктическим институтом, было далеко недостаточно, вопрос не был изучен. Неизвестны были норма опыления, размер частиц употребляемого для опыления материала, величины отражательной способности снега и льда в результате опыления и другие вопросы.

Радиационный метод разрушения льда. Этот метод был разработан в Арктическом институте под руководством автора. Метод позволяет большую часть лучистой энергии солнца использовать для таяния. Как установили опыты, эффект применения радиационного метода зависит от выбора материалов, срока и нормы опыления, метода производства работ и учета местных особенностей того района, где он применяется.

Материал опыления. Основные требования, предъявляемые к материалу опыления, сводятся к тому, что он должен:

- а) в значительной степени понижать отражательную способность поверхности снега и льда;
- б) не сдуваться ветром или смываться весенней водой с поверхности льда или снега;
- в) иметься на месте в достаточно больших количествах;
- г) быть дешевым.

С точки зрения перечисленных требований такие материалы, как фуксины, краска и сажа, непригодны. С поверхности льда они быстро смываются весенней водой. Кроме того, фуксины весьма дороги, и их пришлось бы завозить в больших количествах.

Качествами, отвечающими поставленным требованиям, обладают следующие материалы:

- а) шлак;
- б) угольная пыль (каменного угля);
- в) черный песок;
- г) смесь угольной пыли и обычного песка.

Дешевизна этих материалов и почти повсеместное распространение ставят их вне конкуренции с другими искусственными материалами.

Благодаря собственному весу, они сразу же после распыления проникают в толщу льда на некоторую глубину и находятся как бы в замкнутых ячейках, отделенных друг от друга ледяными стенками.

Опыты показали, что шлак, угольная пыль и черный песок по влиянию на скорость таяния почти равноценны. Максимальная скорость таяния опыленного снега составляет 8 см в сутки, опыленного льда — 4 см в сутки, а на опыленных поверхностях снег таял со значительно меньшей скоростью (рис. 87).

Существенное влияние на эффект таяния оказывает размер частиц, используемых для опыления: в большей степени при таянии снега и в меньшей степени — при таянии льда. При использовании песка в качестве опылителя и диаметре частиц более 5 мм резко уменьшается скорость таяния.

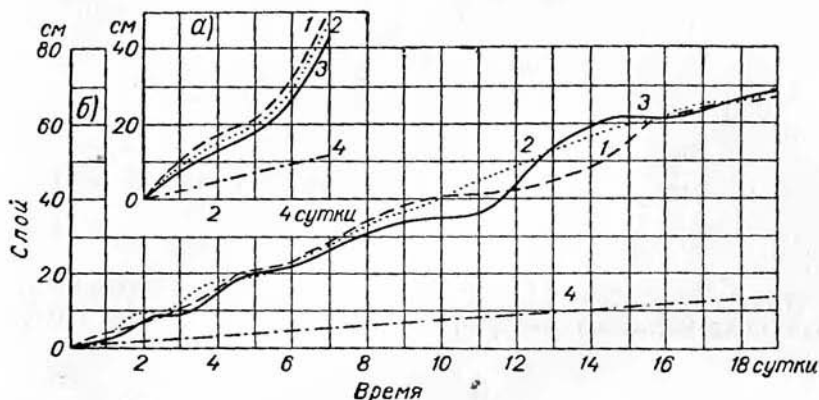


Рис. 87. Эффективность таяния снега и льда, опыленных различными материалами.

а) снег, б) лед; 1 — шлак, 2 — песок, 3 — уголь, 4 — чистый снег (а) и чистый лед (б).

На рис. 88 показана зависимость скорости таяния снега и льда, опыленных различными материалами и с различными диаметрами частиц.

Применение черного песка (черный шиферный сланец) весьма рационально, так как его радиационные качества близки к качествам угля и шлака.

Применение обычного желтого песка показало, что этот материал самостоятельно применять невыгодно, так как для получения эффекта таяния его требуется по весу в 5 раз больше, а это влечет за собой увеличение транспортных расходов.

Но желтый песок имеется почти повсеместно, поэтому полностью исключать его как материал опыления нецелесообразно.

Опыты опыления смесью, состоящей из желтого песка и угля, дали положительные результаты, и эту смесь следует рекомендовать как хороший материал для опыления. Можно также использовать желтый песок, предварительно окрашивая его в темные цвета. Опыты показали, что таяние льда и снега,

опыленных окрашенным песком, идет весьма интенсивно. Задача заключается в создании устойчивого красителя, который не смывался бы в течение достаточно продолжительного времени.

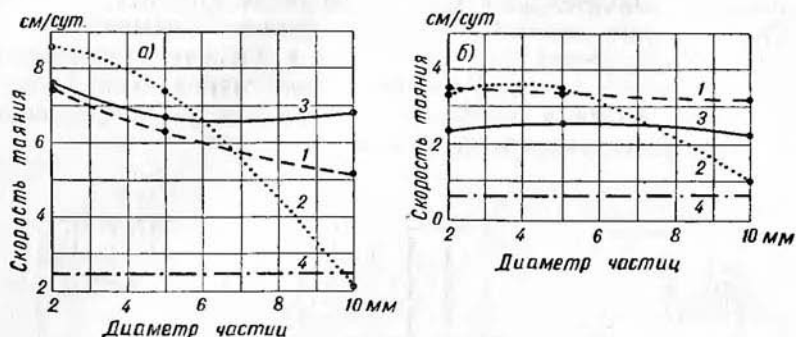


Рис. 88. Влияние диаметра частиц опыляемого материала на скорость таяния.

а) снег; б) лед; 1—4 как на рис. 87.

Норма опыления определяется величиной уменьшения альбедо подстилающей поверхности и скоростью таяния снега и льда.

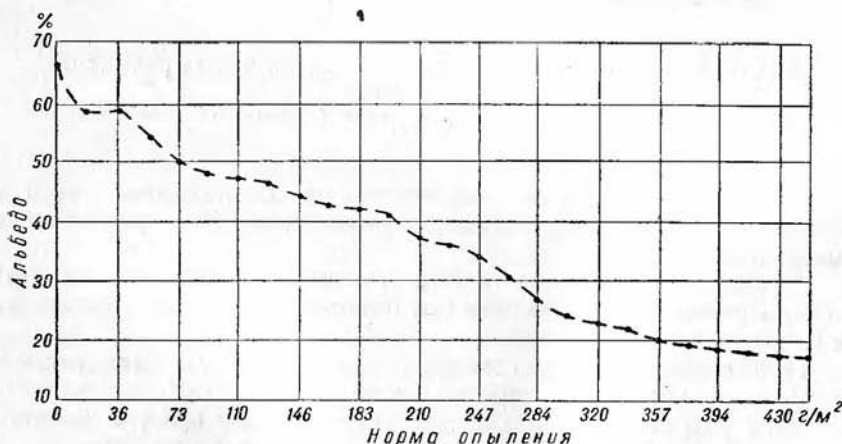


Рис. 89. Зависимость альбедо от нормы опыления.

Для выяснения возможности уменьшения альбедо были проведены специальные эксперименты. Последовательно увеличивалась норма опыления и одновременно измерялась величина альбедо (рис. 89). На рисунке видно, что скорость уменьшения альбедо идет неравномерно. В начальном периоде уже незна-

чительное увеличение концентрации материала вызывает значительное уменьшение альбедо, а затем процесс замедляется.

Для опыления рационально ограничиться уменьшением альбедо на 20%, так как дальнейшее уменьшение потребует значительного и неоправданного увеличения расхода материала.

Как уже отмечалось, эффективная норма зависит также и от скорости таяния. Чрезмерное затемнение поверхности льда и снега может вызвать вместо ускорения таяния его замедление. При большом количестве материала создадутся условия, когда верхний слой становится изолятором и предохраняет лед от таяния.

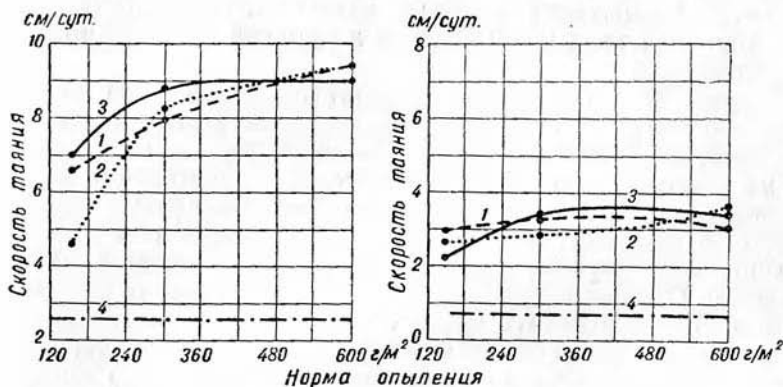


Рис. 90. Зависимость скорости таяния от нормы опыления.

а) снег, б) лед; 1—4 как на рис. 87.

Специально поставленные опыты показали, что изменение скорости таяния в зависимости от нормы опыления подчиняется гиперболическому закону. На рис. 90 приведены результаты этих опытов. Как видно на рисунке, скорость таяния в первоначальный момент увеличивается с увеличением нормы опыления, затем замедляется, и увеличение нормы опыления в 2 и даже в 3 раза увеличивает скорость таяния всего на 0,1 см/сутки. Дальнейшее увеличение нормы опыления приведет к остановке таяния вообще.

Наиболее рациональной и эффективной нормой опыления для угля и шлака следует считать 300—350 г/м². Для смеси желтого песка и угля эффективная норма составляет 400 г/см².

Увеличение норм опыления приведет к излишнему расходу материала без достаточного эффекта.

Срок опыления. Большую роль при искусственном таянии играет срок, зависящий от географического положения района, от поступающего радиационного тепла и от гидрометеорологических условий.

Аналитической зависимости для определения точного срока начала опыления пока не получено. В практике приходится пользоваться осредненными сроками на основании предварительных опытов. Для тех районов, где эти работы не проводились, рекомендуется пользоваться следующим правилом — начать опыление за 1,5—2 месяца до начала естественного таяния льда, понимая под этим термином момент, когда температура воздуха уже близка к нулю.

Практически установлено, что для западных районов Арктики (от Архангельска до Тикси) сроки опыления падают на начало мая; для восточных районов Арктики (от бухты Тикси до бухты Провидения) опыление рационально начинать в середине апреля; для мыса Челюскин и пролива Б. Вилькицкого — в середине мая.

На рис. 91 представлены результаты наблюдения над таянием участков, опыленных в разное время. Видно, что на участке раннего опыления уже растаяло 80 см льда, в то время как на участке позднего опыления растаяло всего 20 см. К этому же времени на участке, не тронутом опылением, растаяло только 25 см снега. Чем раньше будет начато опыление, тем больше будет случаев передувания опыленной полосы и засыпки ее снегом. Снегопад и поземок, безусловно, тормозят ход таяния снега и льда. Устранить вредное влияние поземка и снегопада можно путем применения повторного опыления участков неполной нормой. После каждого поземка и снегопада опыление повторяется. Полная норма опыления, таким образом, будет высыпана на ледяной покров к моменту, когда поземок и снегопады кончатся.

Организация работ по опылению. Выбор способа производства опыления зависит от назначения работ, их объема и доступности участка. Рекомендуются следующие способы производства опыления.

1. Опыление с саней, идущих на прицепе за трактором, является наиболее простым способом производства работ.

Обычные тракторные сани грузоподъемностью 4—5 т загружаются опылителем. Само опыление производится ручным или механическим способом. При наличии ветра трактор и сани должны двигаться по границе площадки, намеченной для опыления, с таким расчетом, чтобы ветер помогал распылению.

Нужно стремиться к равномерному покрытию участка. Практически концентрация на участке получается неравномерной (наибольшая концентрация вблизи линии движения трактора).

Эффективная ширина полосы составляет 7—10 м. Благодаря большей концентрации материала непосредственно у оси скорости таяния здесь больше.

2. Опыление с самолетов типа ПО-2. Для опыления участков, расположенных на расстоянии 20—30 км от базы, самолет ПО-2

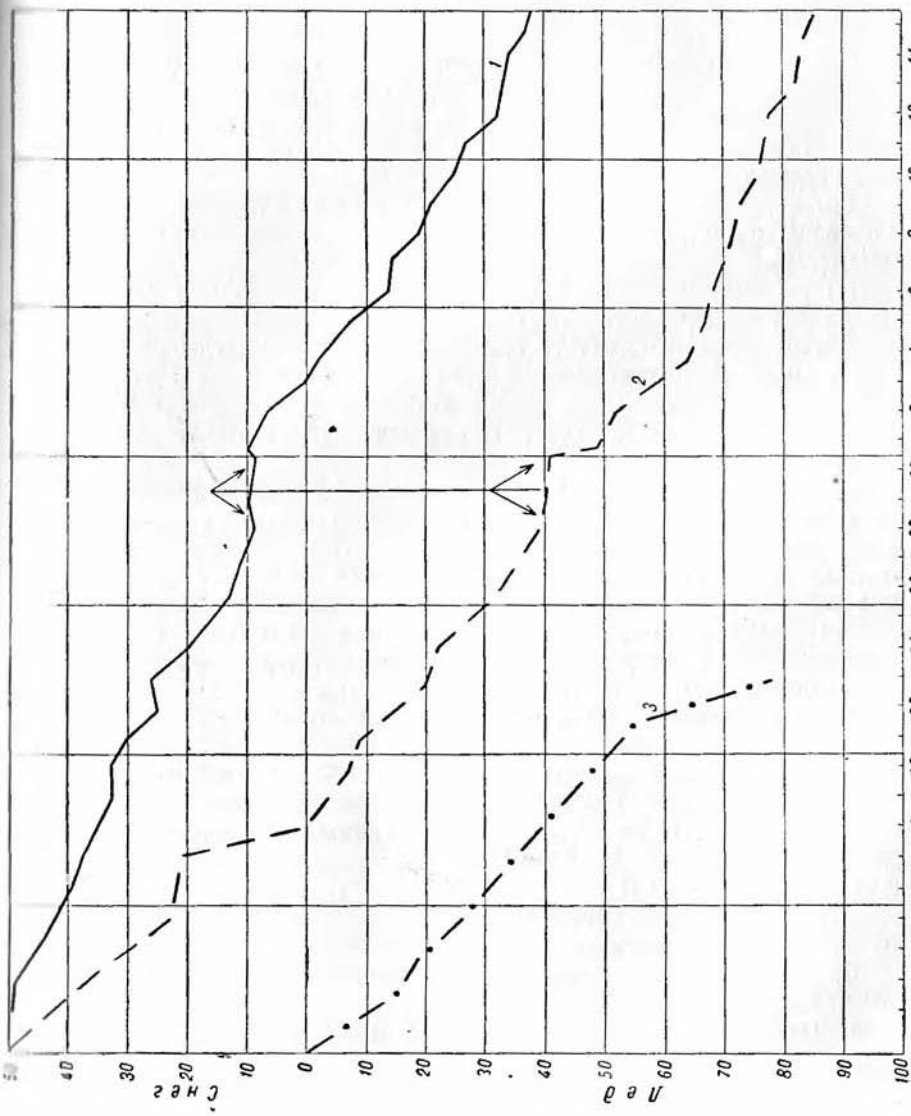


Рис. 91. Влияние сроков
опыления на таяние снега
и льда.

1 — неопыленная полоса, 2 —
полоса позднего опыления,
3 — полоса раннего опыления;
стрелками отмечен период
поземка.

является вполне рентабельным. Грузоподъемность самолета этого типа 180—200 кг, поэтому он не может опылить полосу с одного взлета, как при работе с трактором. При скорости полета около 100 км/час. бункер самолета опорожняется на расстоянии 1000—1200 м. Для создания нормальной концентрации по оси полета необходимо проводить 16—18 повторных полетов по одному и тому же месту.

При распылении самолетом материал концентрируется по оси полета. Опыление с самолета ПО-2 дает полосу шириной около 15—17 м. Склад материалов должен находиться вблизи аэродрома. Целесообразно материал подвезти на аэродром и производить загрузку при невыключенном моторе. На всю операцию, включающую бункеровку, взлет, опыление и посадку, требуется 12 минут. Для расчета можно принять, что опыление полосы длиной 1 км до полной концентрации можно произвести за 3 летных часа, не считая времени подлета к участку, которое зависит от расстояния до аэродрома.

Практически при работе самолета ПО-2 целесообразно организовать аэродром на ледяном поле непосредственно вблизи опыляемого участка. Опыление с самолета типа ПО-2 производится с помощью специального аэропыла. Рычаг управления подводится в кабину пилота.

3. Опыление с самолета ЛИ-2. Основными типами самолетов для опыления удаленных участков являются самолеты грузоподъемностью 2,0—2,5 т. Испытание пригодности таких самолетов было проведено автором при вскрытии входа в северную губу.

В непосредственной близости от аэродрома был открыт песчаный карьер. При помощи бульдозера был вскрыт верхний мерзлый слой грунта. Одновременно завозился уголь. Всего через склад, который был организован около взлетной площадки, прошло 200 т угля и 200 т песка. На складе производили смешивание материала, его перелопачивание, загрузку в мешки, взвешивание и погрузку в автомашины. Загружать материал в самолет удобнее с автомашины. Опыт показал, что при благоприятных условиях один самолет ЛИ-2 может распылить 30—35 т материала за смену.

Опыление дало хорошие результаты. Его полоса проходила по льду бухты в 300 м от береговой черты. Длина полосы составляла 3 км. Ориентировкой для опыления служила зимняя дорога, которая шла параллельно полосе. Было проведено 8 заходов самолета и распылено 1500 кг угля.

Наивыгоднейшие условия при этом способе распыления:

- а) высота полета от 7 до 25 м;
- б) ширина полосы зависит от высоты полета и составляет 15—20 м;
- в) максимальная скорость 190—200 км/час;

г) распылительная труба должна быть выведена ниже фюзеляжа на 15—20 см и иметь скошенную заднюю стенку, обеспечивающую отсос воздуха;

д) для создания нормальной концентрации 350—400 г на 1 м² потребуется 35—40 повторных полетов, так как за один заход норма опыления достигает только 10 г на 1 м².

Условия работы самолета при распылении тяжелые. Сочетание бреющего полета, минимальной скорости и меняющегося



Рис. 92. Первая стадия таяния.

веса в хвосте создает неустойчивое положение машины и требует от летчика большого опыта и осторожности. Производство опыления требует весьма четкой организации работ на аэродроме.

Для раннего вскрытия бухт и проливов необходимо определить наиболее слабый участок. В этом районе и следует провести ослабление льда. Радиационный метод позволяет искусственно вскрывать бухты и проливы, а также создавать отдельные каналы. При вскрытии бухт нужно нарушить целостность всего ледяного покрова, при устройстве каналов этого не требуется.

Таяние снега и льда в канале. С момента опыления до момента полного протаивания радиационный канал проходит четыре стадии таяния.

Первая стадия таяния начинается сразу же после опыления. На рис. 92 показан общий вид полосы, опыленной с самолета.

В этот период происходит интенсивное таяние снега и образование на опыленной полосе отдельных, небольших по размерам снежниц. Таяние опыленного снега протекает в 3—4 раза быстрее, чем таяние естественного снега. Продолжительность первого периода зависит от гидрометеорологических условий и колеблется от 5 до 15 суток.

Вторая стадия таяния наступает после слияния отдельных снежниц. Количество воды на опыленной полосе увеличивается.

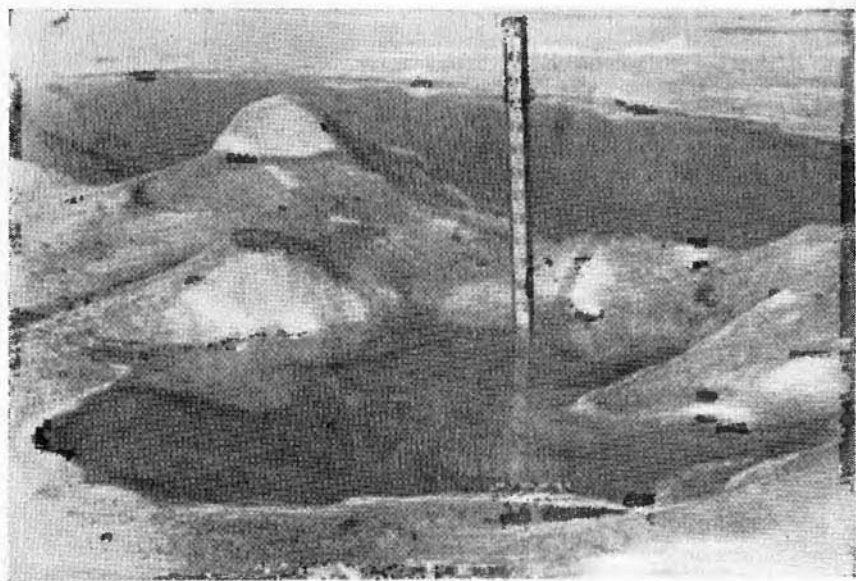


Рис. 93. Стадия таяния снежниц.

Таяние снега к этому периоду уже заканчивается. Эксплуатация канала еще затруднена. Продолжительность второй стадии составляет 5—10 суток.

Третья стадия наступает с момента слияния снежниц в один общий канал. В этот период происходит таяние льда. В отдельных местах лед протаивает на всю толщину. Глубина воды в канале доходит до 0,8—1,2 м. К концу периода ледяное дно канала растаивает, и остаются только отдельные ледяные перемычки. На рис. 93 представлен вид канала в период слияния снежниц. Эксплуатация канала в этот период уже возможна. Ледокол может форсировать как ледяное поле канала, так и подводные перемычки. В годы ранних естественных вскрытий припая эта стадия укорачивается и занимает 5—7 суток. В годы позднего вскрытия припая она продолжается 10—15 суток и является наиболее благоприятной для эксплуатации, так как

общее таяние задерживается, и нет угрозы подвижек канала.

Последняя четвертая стадия наступает после окончательного очищения канала от подводных перемычек. Канал образуется по всей длине опыленной полосы и пригоден для судоходства даже небольших деревянных судов. На рис. 94 показан радиационный канал в этот период.

В годы ранних естественных вскрытий срок эксплуатации канала уменьшается, так как общее таяние нарушает связь ледяного покрова с берегами и деформирует канал. В этот период

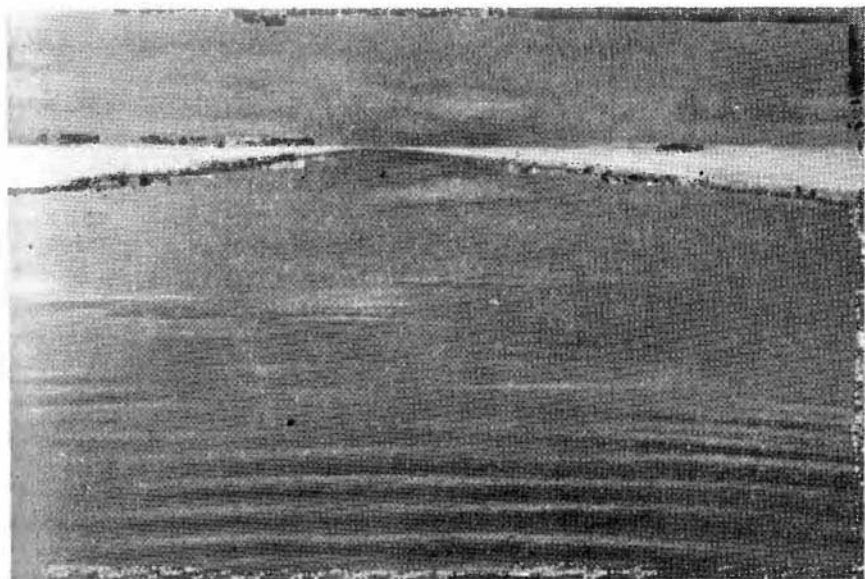


Рис. 94. Последняя стадия таяния.

главная роль канала заключается в том, что он, перерезав ледяные массивы, ускоряет вскрытие.

В годы позднего естественного вскрытия припая канал работает продолжительное время (15—20 суток) и может быть использован весьма эффективно.

ПРИМЕРЫ ПРАКТИЧЕСКОГО ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДОВ РАЗРУШЕНИЯ ЛЬДА

Применение метода разрушения льда с помощью взрыва при плавании во льдах достаточно хорошо описано Н. Г. Черногубовым. Он проводил работы во время

плавания л/п «Садко» и л/к «Ермак». Анализ проведенных наблюдений позволил Черногубову сделать ряд ценных выводов, касающихся применения методов разрушения льда взрывом. Он считает, что взрывные работы при плавании во льдах могут быть применены часто. Необходимость взрыва возникает, когда судно не может преодолеть тяжелой ледовой перемычки, отделяющей его от чистой воды. На рис. 95 представлена схема взрывных работ, целью которых было пробить ледовую перемычку и выйти на чистую воду. Небольшие заряды, заложенные в толщу льда непосредственно на участке длиной 80 м от носа

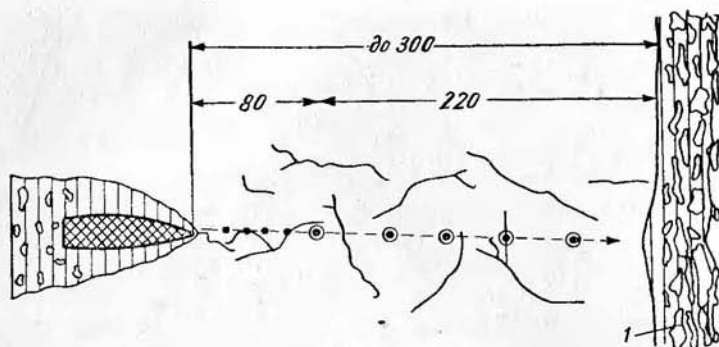


Рис. 95. Схема взрывных работ по разрушению ледовой перемычки, размеры в метрах.

1 — ропаки.

судна, способствовали ослаблению участка до стадии, при которой ледокольный пароход сам мог форсировать льды. Далее, на участке длиной 220 м, было заложено пять подледных зарядов, позволивших разрушить перемычку.

На рис. 96 приведена схема разрушения тяжелых торосистых льдов мощностью до 3,2 м. Как указывает Черногубов, подводная часть тороса доходила до 12 м, и поэтому нельзя было ограничиться только взрывом по направлению пути, так как этого было бы недостаточно.

Пришлось провести десять взрывов вокруг будущего канала, чтобы ослабить прилегающий участок льда и дать возможность раздвинуть разрушенные взрывом льды.

Рис. 97 показывает схему производства взрывных работ при откалывании ледяного мыса, а рис. 98 — при разрушении ледяных мысов сошедшихся ледяных полей.

Особый интерес представляют взрывные работы при защите судов от сжатия и выводе их из зоны сжатий.

В качестве примера опишем работы, произведенные по освобождению судна при сжатии его 10-балльным льдом толщиной 3,5—4,0 м.

С правого борта мелкими зарядами раздроблялся лед, оказывавший давление на судно.

С левого борта усиленными зарядами взрывался сплошной ледяной покров и создавалась так называемая «ледяная по-

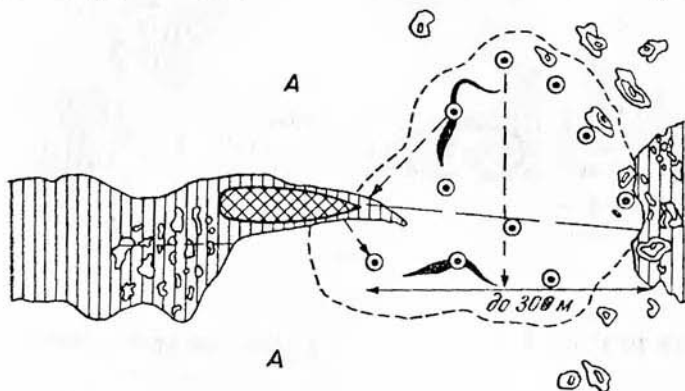


Рис. 96. Схема взрывных работ в тяжелых торосистых льдах.

А — ледяное поле.

душка», обеспечивающая амортизацию и рассредоточивающая давление льда на корпус.

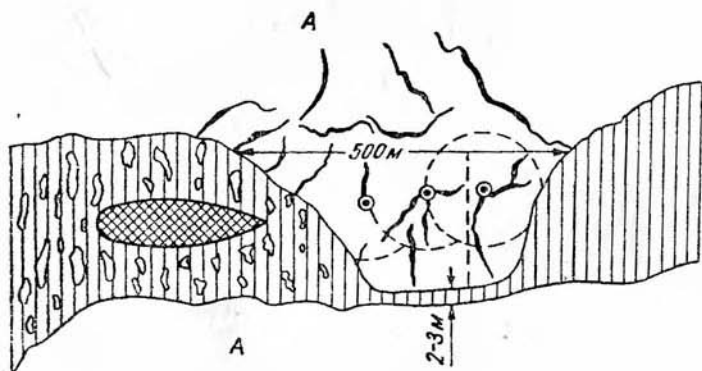


Рис. 97. Схема взрывных работ по окалыванию ледяного мыса, преграждавшего путь судну.

А — ледяное поле.

Как видно на рис. 99, потребовалось большое количество взрывов для создания канала по курсу судна, отмеченному на рисунке стрелкой. Взрывные работы в этом случае обеспечили возможность уменьшения сжатия за счет создания ледяной подушки.

Весьма интересны работы, проведенные в сентябре—октябре 1934 г. на л/п «Челюскин» В. К. Гордеевым, использовавшим напряженное состояние ледяного покрова.

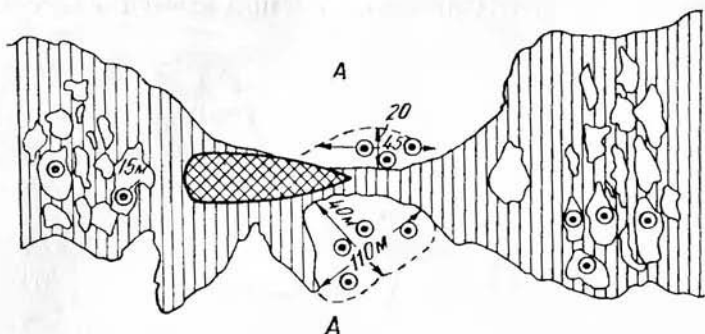


Рис. 98. Схема взрывных работ по расширению прохода между двумя ледяными мысами.

А — ледяное поле.

При непрерывных северо-восточных прижимных ветрах взрывы, производящиеся по направлению от кромки неподвижного льда к судну, не давали никаких результатов. Также, есте-

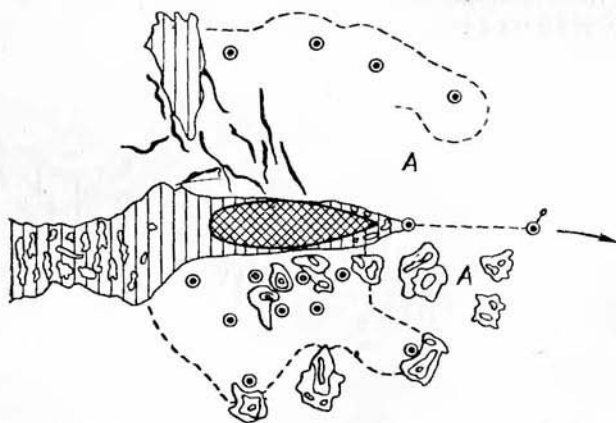


Рис. 99. Схема взрывных работ при сжатии судна в тяжелом льду.

А — ледяное поле.

ственно, были совершенно бесполезны и все производившиеся авральные работы по околке судна ото льда и попытки развернуть его носом к кромке.

Однако с изменением направления ветра на юго-западное дрейфующие льды были отжаты от кромки неподвижного льда,

и до полосы чистой воды оставалось расстояние около 2 км, занятое сплошным неподвижным льдом.

Гордеев указывает, что при таком соотношении положений кромки льда и направления ветра растягивающие напряжения в ледяном покрове должны возрастать по мере удаления от кромки, будучи равными нулю непосредственно у кромки. Поэтому и эффект разрушения льда взрывами должен также увеличиваться по мере удаления места взрывов от кромки.

Полынья, образовавшаяся вокруг корабля в результате работ по околке, могла рассматриваться как кольцевой вырез в ледяной пластинке, нагруженной горизонтальными силами ветра, равномерно распределенными по поверхности пластинки. Это обстоятельство, как известно из теории упругой деформации пластин, должно было создавать дополнительно концентрацию растягивающих напряжений у краев выреза. При этом казалось, что достаточно в этих местах ледяного покрова вызвать образование трещины для того, чтобы последняя стала распространяться в ледяном покрове дальше по линии равных напряжений (или, грубо говоря, перпендикулярно к направлению ветра).

Соответственно с этими соображениями Гордеевым был заложен всего один заряд весом 4 кг с наветренной стороны судна около кормы. Взрыв этого заряда вызвал ряд трещин во льду, причем трещины, направленные перпендикулярно направлению ветра, начали быстро расходиться, образовав чистое пространство воды, по которому «Челюскин» смог свободно продвигаться.

Применение метода разрушения льда радиационным теплом. В 1951 г. было произведено вскрытие припая в горле северной губы для раннего входа судов в порт.

Практика показала, что районы моря вскрываются значительно раньше чем губа. Плавание судов от пролива до губы возможно уже в мае, в то время как естественное вскрытие губы происходит только в июле и даже в августе. Часты случаи, когда суда, успешно прошедшие этот путь, принуждены длительное время стоять в ожидании естественного вскрытия припая в горле губы.

В 1951 г. здесь был создан канал длиной 20 км, расположенный в районе основной ледовой перемычки. Работы по опылению с самолета закончились 22 мая. Было установлено, что таяние в канале началось сразу же после опыления. Обследование, произведенное 26 мая, показало, что ширина канала составляла в узких местах 20—26, в широких 30—40 м. Толщина неопыленного снега колебалась от 15 до 40 см. По каналу снег растаял. Отдельные снежицы слились вместе, создав участки протяженностью в несколько сот метров и даже больше километра. Глубина воды в канале колебалась от 0,15 до 0,30 м.

Появившаяся в канале вода оказывала влияние на весь окружающий район. Она разливалась значительно шире района

канала. В 20—30 м при подходе к каналу снег был подмочен. На неопыленном льду были только первые признаки таяния. На поверхности снега появилась тонкая корочка.

Второе обследование канала с выходом на место было произведено 5 июня. Абрис съемки приведен на рис. 100.

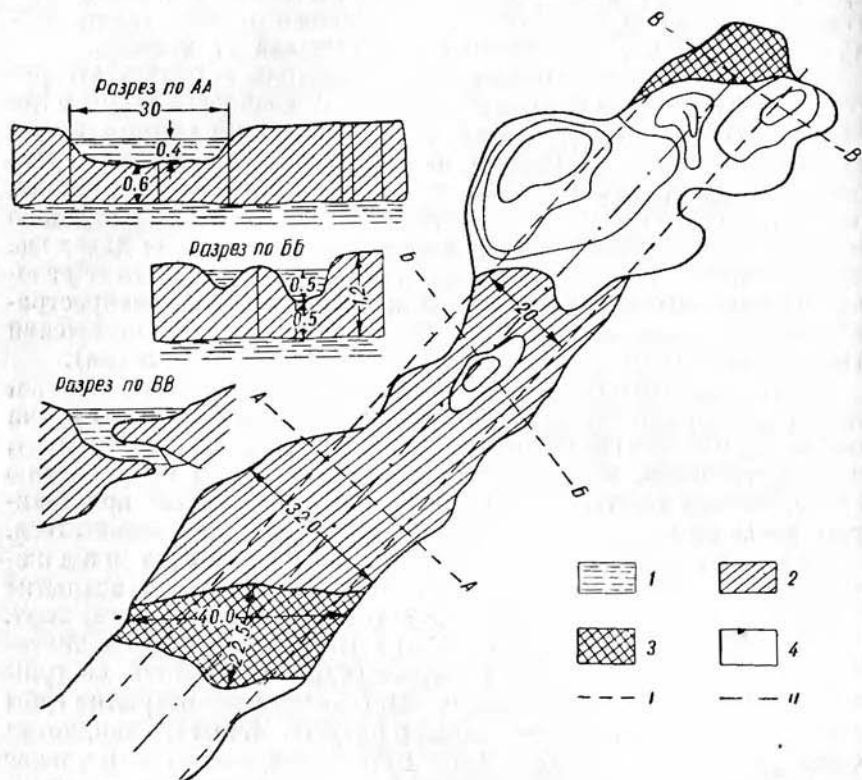


Рис. 100. Абрис съемки радиационного канала.

1 — вода, 2 — лед, 3 — промоины, 4 — многолетний лед; I — граница опыления, II — ось канала.

Обследование обнаружило большое количество промоин. Отдельные промоины достигали нескольких десятков метров и простирались на всю ширину канала.

На некоторых участках двухгодовалого торосистого льда также были обнаружены промоины. В большинстве промоин стекала находящаяся на поверхности вода. На участках, где промоин не было, глубина воды достигала 0,5—0,6 м.

По каналу лед растаял на глубину 0,6—0,8 м.

14 июня была произведена аэрофотосъемка льда, которая показала, что в канале образовались сплошные, соединенные

друг с другом проталины. Вся находящаяся на поверхности льда вода уже стекла.

Вторая аэрофотосъемка канала была проведена 20 июня. К этому времени произошло интенсивное разрушение льда. Нерастаявший и всплывший на поверхность лед исчез. Канал оказался чистым (рис. 101), отмечалось большое количество поперечных трещин.

Очередная визуальная разведка льдов была проведена 22 июня. К этому времени вся южная часть припайной пере-

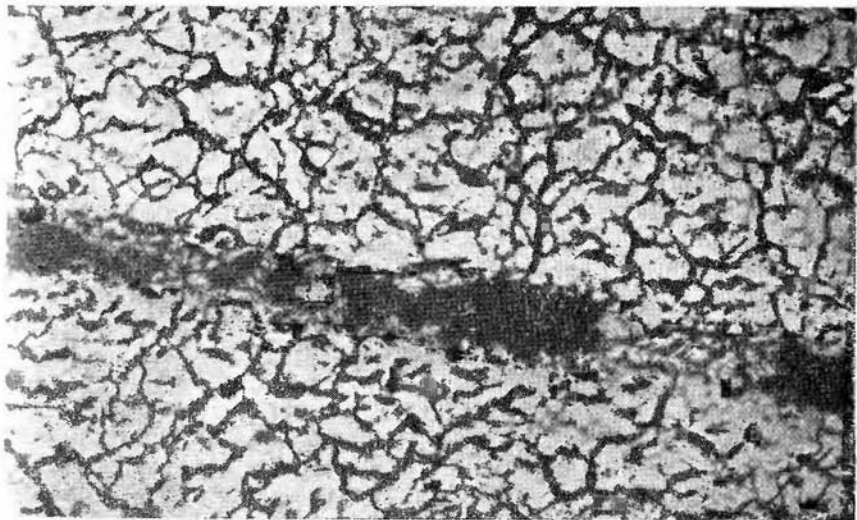


Рис. 101. Канал в губе.

мычки, перерезанной каналом, вскрылась. Оставалась невскрытой основная перемычка шириной 9,5 км. Большая половина этой перемычки на протяжении 5 км была перерезана каналом. В районе вскрытия канал деформировался, отдельные его участки имели ширину более 100 м. В ряде мест образовались сжатия, за которыми шли новые разводья. Район льда у кромки также вскрылся, значительно срезав участок двухгодовых льдов.

Разведка, проведенная 26 июня, установила, что припай в северной части губы был вскрыт и вынесен в море.

Роль канала заключалась в том, что, перерезав перемычки в продольном направлении, отделив ледяной покров от опор, канал нарушил его устойчивость и обеспечил ледяным полям свободу движения. Последующие южные ветры вынесли лед в море.

Практическим результатом работ 1951 г. явилось вскрытие припая в северной части губы, создавшее возможность ранней навигации.

Работы в районе мыса проводились с целью создать в припайных льдах акваторию для подхода судов в ранний период навигации. Известно, что в районе мыса отрыв припая происходит значительно позже, чем освобождается море. Для того чтобы суда могли подойти к берегу, потребовалось провести опыление льда на подходах к причалам и в районе выгрузки.

Опыление было произведено в последней декаде мая. Материалом для опыления служила смесь угля и местного крупнозернистого песка. Всего было затрачено 50 т материала, распыленного на площади 200 000 м². Таяние и ослабление опыленного участка вызвали ранний отрыв льда.

Работы в районе другого мыса свелись к образованию в припайном льду акватории для временного отстоя судов, застигнутых сжатием в этом районе. Работы по опылению были произведены в конце мая. Акватория, по отношению к кромке припая была расположена под углом 45°, что защищало суда от дрейфующих льдов; длина ее была 0,5 км, ширина — 150 ÷ 200 м.

Работы в бухте имели целью создание канала для внутренних перевозок. Канал проходил от причалов порта до острова. Он протаял значительно раньше чем вскрылся припай. Проведенные работы дали положительные результаты. Таяние опыленного льда шло в 3—4 раза быстрее, чем естественного.

Работы в проливе предусматривали образование каналов в целях установления возможности вскрытия в дальнейшем всего пролива. Исследование процесса таяния льда в этом районе весьма важно, так как этим определяется возможность и эффективность применения радиационного метода в таких северных широтах: все ранее проведенные работы по применению этого метода выполнялись южнее. Как показали многочисленные арктические экспедиции, по мере продвижения на север процесс таяния льда замедлялся.

Была поставлена задача определить, может ли радиационный эффект обеспечить интенсивное таяние льда для получения каналов.

Для опыления с 7 по 16 июня было использовано звено из двух самолетов ЛИ-2. В проливе по судоходной трассе было создано 3 канала. Первый канал пересекал гряды торосистого льда. Длина канала была 6,5 км. На нем проводились основные исследования таяния льда.

Второй канал был расположен в 10 км от берега. Канал проходил через ровный лед пролива, длина канала была 5,5 км.

Третий канал длиной 7 км находился в районе острова. Он также шел в 10 км от берега по ровным льдам. Были заложены опытные участки, опыленные углем, песком и неопыленные.

Основным материалом опыления на первом и втором каналах была смесь песка и угля в пропорциях 1:1. Третий канал был опылен углем.

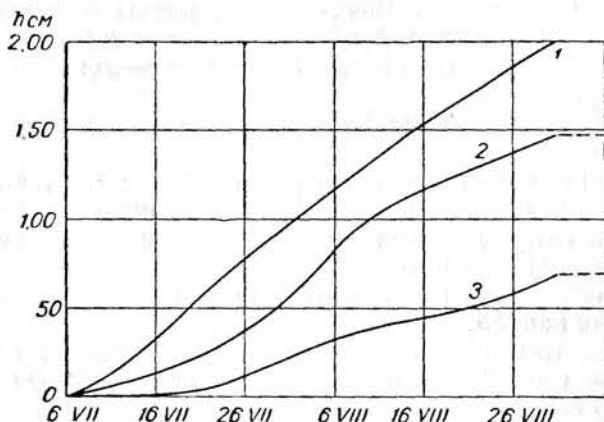


Рис. 102. Таяние льда на опытных участках в районе пролива.

1 — лед, опыленный углем (400 г/м^2); 2 — лед, опыленный песком (400 г/м^2); 3 — контрольный участок неопыленного льда.

Как показали наблюдения, процесс таяния шел весьма интенсивно. Уже через 10 дней после опыления началось интенсивное таяние опыленного участка, и появились снежицы.

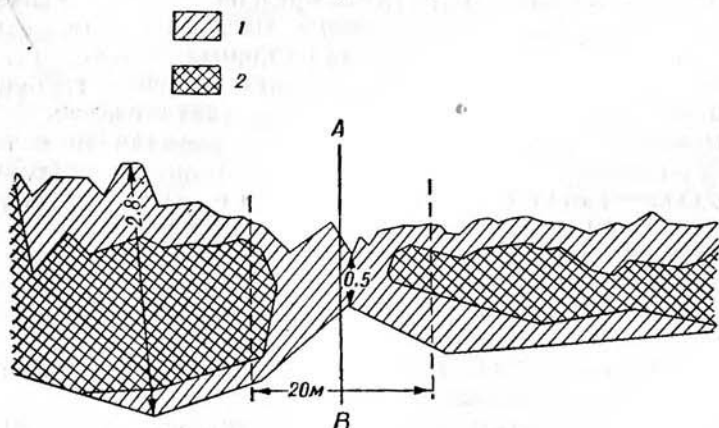


Рис. 103. Таяние льда в радиационном канале.

1 — начальный профиль ледяного покрова, проходящий перпендикулярно оси канала AB, 2 — ледяной берег спустя один месяц: I — лед, II — вода.

Сплошное протаивание каналов произошло через месяц. На рис. 102 показан график таяния льда на опытных участках, а на рис. 103 — таяние льда в радиационном канале. Наблюдения

за опыленными и неопыленными торосами показали, что за 9 суток опыленный торос уменьшился в объеме в 12 раз, а неопыленный — в два раза.

Каналы в проливе полностью протаяли за полтора месяца. До момента ослабления окружающего льда взламывание канала не наблюдалось. Взлом канала начался с момента ослабления связей с берегом.

Анализируя собранные материалы, можно сделать следующие выводы.

Радиационный метод себя оправдал и показал, что в проливе возможно образование каналов для раннего прохода судов. Даже при неблагоприятных радиационных условиях каналы полностью протаяли за 1,5 месяца.

Для прохода судов за ледоколами не надо ожидать полного протаивания канала.

Вероятность взлома каналов от подвижек льда в более ранний период его эксплуатации мала. Она возрастает по мере ослабления связи ледяного покрова с берегами.

В отдельные годы препятствием для навигации является сам пролив, в то время как подходы к нему бывают свободны; в другие годы, наоборот, пролив бывает чист ото льда, но подходы к нему забиты льдом.

Целесообразность образования каналов для прохода судов должна решаться только на основе гидрологических и ледовых прогнозов. Для тех лет, когда подходы к проливу с восточной и западной стороны свободны, целесообразно образование каналов.

Вторичные работы в горле губы в 1952 г. были развернуты по созданию радиационного канала от кромки припая до порта.

Особенностью ледовых условий губы в 1952 г. явилось то, что в период замерзания она была почти сплошь забита тяжелыми многолетними льдами, которые вызвали интенсивное охлаждение воды и способствовали усиленному нарастанию одногодовалого льда самой губы. Все это создало весьма трудные условия для образования радиационного канала.

Второй особенностью было наличие рыхлого снега на льду к периоду начала работ по опылению. Частые поземки и снежные метели образовали на льду слой снега толщиной около 1,5 м, особенно в районе торосистых льдов.

Плотность снега была небольшая, и частички распыляемого материала легко проникали внутрь слоя.

В 1952 г. отмечалось большое количество дней с сильным ветром, особенно в районе мыса, где за месяц работы было всего 4 летних дня. Ветер сильно тормозил образование канала. Периодически наблюдались передувы опыленной полосы и даже сплошной занос ее поземками. Характерным было также позднее развитие процессов таяния, которое фактически началось 11 мая, в то время как в 1951 г. оно началось в конце апреля.

Опыление канала началось 24 апреля и было закончено 25 мая. Первое обследование канала, проведенное 12 мая показало, что началось таяние. В канале были отдельные, пока еще не связанные между собой снежницы.

Второе обследование, проведенное 23 мая, обнаружило, что отдельные снежницы соединились, образовав канал, заполненный водой. Аэрофотосъемка, проведенная 13 июля, установила, что на участке одногодовалого льда канал почти протаял. Участок канала, проходящий в многолетних льдах, протаял частично. Отмечалось большое количество тяжелых перемычек. Таяние многолетних льдов шло медленнее. С округлых торосистых вершин часть материала опыления смывалась. Обследование также показало, что опыление вызвало таяние и оплывание самих торосов.

Радиационный канал, обеспечивший вход судам в порт, пересекал участки ледяного покрова с разной степенью насыщенности торосистыми и многолетними льдами. Взрывы помогли пройти участок тяжелых льдов. Для разрушения льда были использованы подледные заряды. Чтобы облегчить и обезопасить проход транспортных судов на тяжелом участке, они проводились ледоколами на буксире.

На протяжении 40 км канал протаял целиком и дал возможность судам без помощи ледоколов пройти к порту.

Как показала ледовая разведка, вход в порт в 1952 г. стал возможен только благодаря радиационному каналу.

Работы в 1952 г. позволили сделать следующие выводы и наметить мероприятия для дальнейших работ.

1. Радиационный канал создавался при неблагоприятных метеорологических условиях. Таяние наступило с большим опозданием. В период работы было много снегопадов и сильных ветров: три раза канал по несколько суток засыпался снегом и переметался поземком. Сложные метеорологические условия требовали выработки нового порядка производства работ, заключавшегося в последовательном опылении канала по всей длине небольшим количеством материала и повторными опылениями после каждого снегопада. Концентрация материала доводилась до эффективной нормы не сразу, а постепенно.

2. Наблюдения за процессом таяния в канале показали, что участок канала, проходящий в одногодовалых льдах к моменту прохода судов (19 июля) был чист и позволил транспортным судам беспрепятственно, без помощи ледоколов пройти в порт.

3. Применение взрывного метода вполне себя оправдало.

4. Для нормальной работы радиационных каналов и облегчения прохода судов необходимы следующие мероприятия:

- а) изыскание трассы каналов следует проводить с осени. Ледовые разведки в марте—апреле не могут дать правильной картины распределения льдов, так как ледяной покров скрыт

под толстым слоем снега. Необходимо осенью сразу же после замерзания выбрать наиболее легкие участки и их обвеховать, а в течение зимы производить периодические замеры толщин льда;

б) в период навигации заблаговременно завозить на базы необходимый для опыления материал (уголь, песок);

в) для облегченного прохода судов канал должен иметь эффективную ширину не 25, а 50 м. Для создания такого канала необходима полоса опыления шириной 70 м.

5. Тяжелые в ледовом отношении участки канала следует проходить двумя методами: радиационным и взрывным.

Первоначально лед необходимо взорвать (в марте—апреле), а затем уже опылять. Подрыв позволит превратить лед в кашу и лишит его механической прочности, а опыление ускорит процесс таяния.

6. При создании радиационных каналов, если прогноз не обещает хорошие метеорологические условия, следует рекомендовать последовательный метод опыления, давая нужную концентрацию к моменту интенсивного таяния.

За последние годы радиационный и взрывной методы нашли применение во многих районах Советского Союза. Так, в 1953 г. эти методы были успешно применены при спасении судов на Лене, а в 1954 г. в Каспийском море в районе Апшеронского полуострова при защите морских нефтепромыслов. В настоящее время их широко применяют при борьбе с заторами на реках. В 1966 г. они применялись при спасении и выводе из ледового плена вмерзших судов в районе Сахалинского залива. С успехом применялись эти методы при опылении ледников для усиления их таяния в целях получения увеличенных расходов воды для ирригации.

Применение тепла глубинных вод для задержания ледообразования. В январе 1917 г. на плотину гидростанции на р. Миссипи наступал лед, образовавшийся на порогах выше плотины. Для сохранения щитов плотины (длина плотины около 1415 м и высота около 16 м) лед был растоплен с помощью пара, подававшегося через трубопроводы. Перед щитами во льду образовались узкие каналы. Применение пара оказалось достаточно дорогим.

На следующий год была пущена в действие установка, подававшая в воду перед плотиной (выше по течению) сжатый воздух. Из компрессора сжатый воздух проходил в резервуар, из которого по трубе поступал во второй резервуар, а из него попадал в сушильный аппарат. Из сушильного аппарата воздух проходил через клапан с регулятором давления в распределительную трубку. Клапан служил для дальнейшей осушки воздуха и обеспечивал постоянное давление в распределительной трубе. Осушка здесь происходила за счет уменьшения давле-

ния во время прохождения клапана. Резервуар, помещенный вблизи клапана, собирал осевшую влагу; он был изолирован пробковыми плитами. Распределительная труба, проложенная по верху плотины с напорной стороны, имела по длине 6 стыков расширения для предотвращения искривления трубы вследствие колебаний температуры. Над серединой каждого из 119 щитов от распределительной трубы был устроен отвод, который шел под воду. В результате действия системы перед щитами был растоплен лед, имевший толщину 25 см, и образовалась чистая ото льда поверхность воды.

Система работала исправно даже в самые холодные зимы, когда толщина льда на реке достигала 50 см. Практика показала, что в самое холодное время достаточен расход воздуха — 3,4 м³ в минуту.

Интересные работы были проведены на Магнитогорском водохранилище. Для сохранения полосы чистой воды около плотины применили сжатый воздух, с помощью которого были подняты нижние теплые (2—4°) слои воды, которые и предотвратили образование льда. В верхнем бьефе в непосредственной близости от плотины по всей ее длине на глубине 3 м был уложен воздухопровод, состоящий из перфорированной трубы диаметром 37,5 мм с отверстиями диаметром 1 мм, расположенными на расстоянии 3 м друг от друга. Плотину обслуживали две установки. Каждая установка обеспечивала работу воздухопровода на длину 500 м.

При небольших морозах для сохранения чистой ото льда поверхности требовалась работа компрессоров в продолжение 4—6 часов. При низких температурах компрессоры работали 6—8 часов в сутки. Слой льда толщиной до 5 см, появлявшийся на майне во время остановки компрессора, исчезал через 25—30 минут после пуска компрессора. Иногда таким путем удавалось удалить лед толщиной до 10 см. При этом, по мнению инженеров, работавших на плотине, разрушение образовавшейся корки льда происходило в основном за счет теплового, а не механического воздействия струи теплой воды из нижних слоев.

Натурные исследования Б. С. Бородкин провел на Нижне-Свирском и Волховском гидроузлах. На Нижне-Свирском гидроузле в верхнем подходном канале во льду была вырублена траншея длиной 20 и шириной 0,5 м. Через траншею на глубину 12 м была опущена перфорированная труба диаметром 32 мм и длиной 19 м. В трубе было 17 отверстий диаметром 2,2 мм. Компрессор имел производительность 0,5 м³/мин. и давление 4 атм; обычно он работал при давлении 1,8—2,0 атм что соответствовало производительности 0,20—0,23 м³/мин. Мощность мотора компрессора 2,8 квт. Чтобы у входа трубы в воду не образовывалась ледяная пробка в периоды остановки компрессора применялся электронагрев трубы. Установка работала

в феврале непрерывно по 22—23 часа в течение 7 суток. Траншея поддерживалась в незамерзающем состоянии при температуре, доходящей до -30° .

В процессе опытов регулярно измерялась температура воды. Градиент температуры перед пуском установки составлял в верхнем слое 0,01, в нижнем на глубине 12,8 м — $0,63^{\circ}$. Через 1,5 часа после начала работы температура воды у поверхности была — 0,04, в нижнем слое $0,08^{\circ}$. После выключения установки температура придонной воды сравнительно быстро восстановилась до первоначального значения ($0,4 \div 0,6^{\circ}$). На Волховском гидроузле перфорированный воздухопровод длиной 17 м и диаметром 5 см был уложен на дно подходного канала. В трубах были сделаны отверстия диаметром 2,5 мм через 1 м.

Глубина погружения воздухопровода колебалась от 4,0 до 5,5 м. Трубопровод опускался через майну со льда. Компрессорная установка состояла из двух компрессоров производительностью по $0,5 \text{ м}^3/\text{мин.}$ и давлением до 4 атм. Зима была мягкой.

Градиент температур воды в канале в 100 м от установки был очень мал, и на расстоянии 1 м от дна вода имела температуру от $0,09$ до $0,52^{\circ}$. Во время опытов распределение температур оставалось почти постоянным.

При включении установки температура воды по слоям быстро выравнивалась, происходило понижение температуры нижних слоев. При выключении установки температура нижних слоев быстро восстанавливалась. На основании проведенных измерений получен интересный вывод о том, что, несмотря на незначительную глубину, температура нижнего слоя воды в канале понизилась незначительно.

Работы в Ленинградском морском торговом порту. На акватории Канонерского судоремонтного завода в одном из ковшей на дно была уложена перфорированная труба диаметром 10 см и длиной 22 м. Отверстия диаметром 4 мм имели шаг 10 см. С 25 ноября температура воздуха упала до -13° , над перфорированной трубой образовался лед толщиной 4 см. При расходе воздуха $8\text{—}10 \text{ м}^3/\text{мин.}$ ледяной покров взламывался, и отдельные льдины площадью $4\text{—}5 \text{ м}^2$ разносились в стороны от буруна, образующегося по оси воздухопровода. В результате образовалась майна шириной от 35 до 40 м и длиной, равной длине воздухопровода. В последующие 5 суток майна поддерживалась в таких же размерах, причем с 7 до 9 часов воздух на установку не подавался. Образовавшийся за этот период лед толщиной 4 см каждое утро взламывался при работе установки с расходом воздуха $10\text{—}12 \text{ м}^3/\text{мин.}$ С 28 декабря по 10 января температура воздуха колебалась от -7 до -20° . В этот период воздух на установку подавался с 8-часовым перерывом в сутки.

После 10-часового перерыва в подаче воздуха образовался лед толщиной 8 см, который не удалось взломать в результате

6-часовой работы установки с расходом воздуха $10 \text{ м}^3/\text{мин}$. При пуске максимально возможного расхода $22 \text{ м}^3/\text{мин}$. лед в течение получаса был взломан, и вновь была образована майна до 30 м шириной. Дальнейшее существование майны осуществлялось небольшими расходами воздуха за счет тепла глубинных вод. Таким образом, применение больших расходов воздуха (до $1 \text{ м}^3/\text{мин}$. на 1 пог. м) позволяет не только поддерживать майну больших размеров, но и взламывать лед небольшой толщины. Выпуск больших количеств воздуха для образования

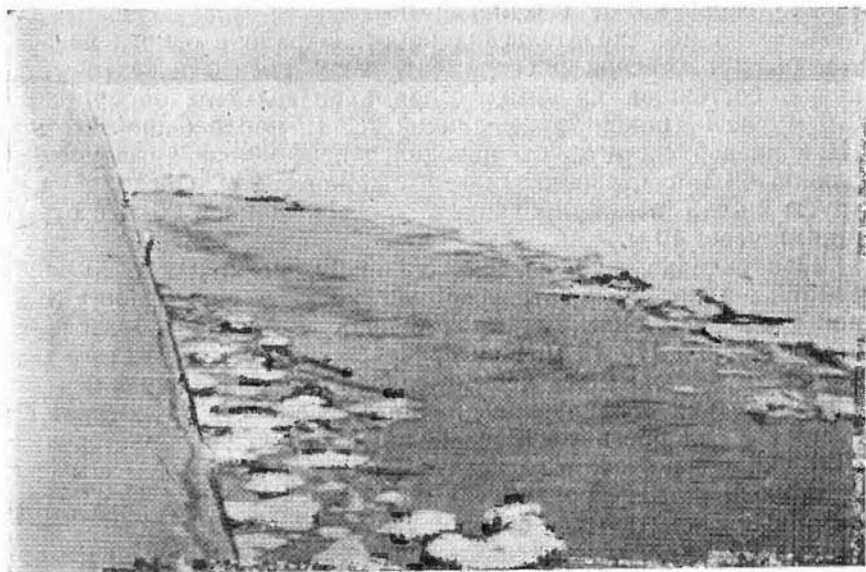


Рис. 104. Вид майны, образованной методом аэрации.

майн значительных размеров может найти применение в тех случаях, когда на предприятиях имеются мощные компрессорные установки, кратковременное использование которых не повлечет за собой значительного увеличения затрат.

В 1961/62 г. И. Г. Петровым в Ленинградском порту были проведены работы у одного из причалов; на дно была уложена перфорированная труба. Подаваемый в течение 6 часов в сутки воздух обеспечил создание незамерзающей акватории. На рис. 104 видна образовавшаяся майна. Лед, окружающий майну, достигал 15—25 см. Майна использовалась для швартовки судов. Причал бесперебойно работал в течение всей зимы.

Представляют интерес работы, проводимые в Швеции, где постоянно действует система для очистки от льда судового хода

длиной около 1 км для паромов на оз. Меларен. Температура воздуха здесь падает до -20° , и толщина льда достигает 50 см.

Такая же система успешно применяется для создания свободного от льда судового хода длиной 160 и шириной 10 м на другой переправе.

На оз. Меларен в начале 1955 г. успешно проведено испытание по созданию круглогодично действующего свободного ото льда водного пути протяжением 100 км и шириной 16—20 м при температуре ниже -20° . Оз. Меларен имеет достаточную глубину (около 14 м на намеченном судовом ходу), относительно свободно от течений и поэтому вполне подходит для проведения исследовательских работ. В районе одного из портов была построена экспериментальная пневматическая установка, состоящая из компрессора производительностью около 270 м³/час и гибкой трубы длиной 283 м, проложенной по дну. На концевой части трубы находился перфорированный участок длиной 48 м с отверстиями через каждые 5 м. Средняя часть трубы имела перфорированный участок длиной 98 м с отверстиями через 10 м.

При укладке труб лед имел толщину 60 см. После 20 часов работы опытной пневматической установки на поверхности льда появились промоины, а через 2 недели работы образовался канал шириной 17—19 м. При прекращении подачи сжатого воздуха в трубу появлялся новый ледяной покров, который исчезал сразу же, как только вновь начинала работать установка. По расчетам для обеспечения свободного ото льда фарватера достаточно подача сжатого воздуха в количестве 10 тыс. м³/час.

В гренландском порту Туле начаты испытания с целью сделать порт открытым для судов круглый год.

Три гибких пластмассовых шланга уложены на дно моря вдоль пирса. Через отверстия, имеющиеся в шлангах, подается нагретая вода, чтобы растопить лед и держать поверхность около пирса открытой для судов. Система находится еще в экспериментальной стадии. Опыты по очистке судового хода ото льда проводятся также в Канаде.

Применение сжатого воздуха позволяет:

а) продлить навигацию в некоторых районах до круглогодичной;

б) создать внутренний водный путь, что особенно важно в местах со слабо развитой транспортной сетью;

в) отказаться от дорогостоящих ледокольных работ в портах.

Представляет также интерес так называемая «пузырьковая пушка», разработанная в последнее время английскими инженерами. Эта установка выпускает сжатый воздух большими пузырьками через короткие интервалы, как бы «выстреливает» их вверх. Воздух подается по полиэтиленовым трубкам длиной 6,7 м, стоящим вертикально на дне. Каждая из трубок в дей-

ствии представляет собой водяной насос; всасывает воду у основания и выстреливает ее вверх, создавая турбулентный поток в поверхностном слое. Работа установки нарушает ритм волн и разбивает их. Когда трубы бездействуют, они лежат горизонтально.

Эта установка может сохранять навигационные каналы свободными ото льда. В Канаде проводились опыты. Одна такая пузырьковая пушка, оборудованная маленьким компрессором, очистила площадь в $10,5 \text{ м}^2$, нагнетая вверх теплую воду со дна озера.

ПУТИ ДАЛЬНЕЙШЕГО СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ МЕТОДОВ РАЗРУШЕНИЯ ЛЬДА

В настоящее время основными направлениями дальнейшего развития методов разрушения льда являются:

а) отыскание способа использования новых видов энергии для разрушения льда;

б) разработка методов, основанных на применении ряда физических принципов, ранее не применявшихся для этих целей ввиду недостаточно высокого уровня техники.

Общие сведения об электрогидравлическом эффекте. Сущность электрогидравлического эффекта заключается в том, что при высоковольтном импульсном искровом разряде внутри объема жидкости вокруг зоны разряда возникают высокие и сверхвысокие гидравлические давления. Эти давления проявляются в механических перемещениях жидкости, сопровождающихся разрушением окружающей жидкой среды.

Физика явления заключается в том, что практически нежимаемая жидкость с огромной скоростью раздвигается во все стороны от линии разряда и создает гидравлический удар. Затем полость с такой же скоростью смыкается, создавая второй, «кавитационный» — гидравлический удар. На этом цикл заканчивается, повторяясь с частотой чередования импульсов.

Разрушение материалов при этом осуществляется вследствие совместного действия ряда факторов, возникающих во время высоковольтного искрового разряда:

1) механического ударного действия высоких и сверхвысоких гидравлических давлений;

2) мощных кавитационных процессов;

3) мощного звукового и ультразвукового излучения;

4) резонансного явления.

Механическое ударное действие гидравлических давлений разрушает объекты любого размера.

Кавитационные процессы оказывают разрушающее действие на объекты, сравнимые по размерам с размерами кавитационных

полостей, т. е. до 20—30 см в поперечнике. Звуковое и ультразвуковое излучение разрушает все объекты, соразмерные с длиной волны соответствующего излучения. Резонансные явления, по мнению Л. А. Юткина, возникают при всех случаях воздействия электрогидравлических ударов на материалы. На рис. 105 показано разрушение кабана льда.

Для производства электрогидравлического удара применяются электрическая и резонансная схемы. Наиболее целесооб-



Рис. 105. Кабан льда, разрушенный гидравлическим ударом.

разно применять резонансную схему, поскольку она дает высокий коэффициент полезного действия (90—95%). При этом используется любая жидкость.

Для осуществления электрогидравлического удара бурится шпур длиной 30—100 см, в который вставляется электрод (взрыватель). Шпур заполняется водой. На взрыватель подается один или несколько импульсов. Объект взрывания разрушается без разбрасывания осколков и образования пыли. Достоинство метода состоит в том, что может быть осуществлена непрерывная технология производства взрывных работ. Недостатком метода является необходимость использовать весьма высокое напряжение. Это требует соответствующей техники безопасности. Вторым недостатком метода является достаточно быстрое

затухание ударной волны в некотором расстоянии от электрода.

Возможность использования электромагнитного излучения. Идея метода заключается в том, что при воздействии интенсивного электромагнитного поля на породу (минерал) происходит ее разрушение вследствие превращения электрической энергии в тепловую, но для этого необходимы мощные источники электроэнергии.

Применяя дециметровые и сантиметровые волны, можно получить энергию в десятки тысяч киловатт. При таком интенсивном нагреве будет происходить быстрое растрескивание, плавление и разрушение материала.

Этот метод можно сочетать с механическим и гидравлическим разрушением. Нагрев и разрушение могут производиться относительно низкими частотами.

Электрофизические свойства материалов разнообразны; поэтому, чем больше поглощаются материалом электромагнитные волны, тем сильнее происходит разрушение под воздействием интенсивного электромагнитного поля (так называемого «луча-резца», по терминологии проф. Г. И. Бабата). Хотя использование электромагнитного луча-резца достаточно заманчиво, подсчеты показывают, что для растапливания 1 м³ льда понадобилось бы затратить 100 квт·ч, кроме того, установка состоит из нескольких громоздких генераторов.

Таким образом, для разрушения льда в настоящее время этот метод практически неприменим.

Возможность использования ультразвукового излучения. Под ультразвуковыми колебаниями понимаются такие колебания, частота которых лежит за верхним пределом слышимости человеческого уха, т. е. выше 20 кгц. В настоящее время удается получить с помощью ультразвуковых генераторов колебания с частотой до 10⁶ гц.

Ультразвуковые колебания занимают диапазон:

- 1) в воздухе (при средней скорости распространения звука 330 м/сек.) — от 1,6 до $0,3 \cdot 10^{-4}$ см;
- 2) в жидкостях (1200 м/сек.) от 6 до $0,3 \cdot 10^{-4}$ см;
- 3) в твердых телах (4000 м/сек.) от 20 до $2 \cdot 10^{-4}$ см.

Таким образом, длина волны наиболее коротких ультразвуковых волн сравнима с длиной видимых световых волн.

Малость длины волны обусловила особое применение ультразвука в различных областях науки и техники (химии, биологии, медицине, в технике связи, металловедении при испытании и обработке материалов и других отраслях техники).

Широкому внедрению ультразвука препятствует отсутствие достаточно мощных и экономичных ультразвуковых генераторов. Ультразвук сильно поглощается в среде. Затраты энергии очень велики, поэтому использование его ограничивается применением для разрушения небольших объемов вещества.

Основное действие ультразвука состоит в нагревании среды. При прохождении ультразвука через тела последние нагреваются, если мощность ультразвука достаточна. Причиной выделения тепла является поглощение звука в среде. Наиболее сильно нагревается поверхность раздела двух сред, тогда как сама среда имеет температуру более низкую. Даже в воздухе всякое звукопоглощающее тело, будучи помещено в сильное ультразвуковое поле, заметно нагревается.

Под действием ультразвуковых колебаний в воде возникает явление кавитации, которое состоит в том, что в отдельных точках происходит разрыв воды с образованием кавитационных полостей. Ультразвук используется для изучения разрушающего действия кавитации. Обычно образец исследуемого материала укрепляется на конце магнитострикционного вибратора и приводится в колебание в соответствующей жидкости. Через некоторое время на образце обнаруживаются разрушения, обусловленные кавитацией. Рентгеноструктурное исследование опытных образцов показывает разрушение зерен на поверхности и нарушение структурной ориентации вещества.

Использовать ультразвук для таяния льда экономически невыгодно, так как гораздо дешевле непосредственно использовать для этого энергию электрического тока.

Разрушать ледяной покров с помощью ультразвука в настоящее время еще невозможно. Требуется специальные разработки и повышение мощности ультразвуковых агрегатов.

Возмущения в среде, вносимые ультразвуком, следует использовать в качестве дополнительной меры при разрушении, осуществляемом с помощью гидравлической струи.

Использование струи воды, выходящей с большим давлением. Разрушение с помощью гидромониторов получило весьма широкое распространение при разработке грунтов и добыче торфа. Струя воды под давлением 30—50 атм. направляется на разрабатываемую породу и размывает ее.

Идея разрушения льда с помощью струи воды, выходящей с большим давлением, принадлежит В. П. Чижикову. Им был проведен ряд опытов. Струя воды под давлением до 50 атм. направлялась на лед и прорезала его до глубины от 0,2 до 0,8 м. Дальнейшие разработки привели к необходимости повысить напор воды. Были изготовлены специальные сопла, позволяющие получить давление 250 атм. Эффект разрушения льда значительно увеличился. При скорости резания в 0,3 м/сек. такая струя раскалывала на части образцы льда объемом в несколько кубометров. Дальнейшие работы проводились непосредственно на ледоколе «Ермак». Была создана специальная установка, состоящая из двух авиадвигателей по 1050 л. с.

От насосов по трубам под давлением до 250 атм. вода подавалась к трем гидромониторам, установленным на палубе.

Опыты показали, что струя воды разрезала лед. Лед ломался не по линии надреза, а по линии наибольших напряжений. Если бы резы проходили по зонам наибольших напряжений, то эффект был бы больший.

В последнее время для разрушения горных пород и бетона пользуются газовой струей, выбрасываемой со сверхзвуковой скоростью. Струя имеет высокую температуру. Результаты применения этой установки весьма обнадеживающие. Очевидно, по аналогии с газовой струей можно создать и водяную струю со сверхзвуковыми и звуковыми скоростями. Если газовая струя при таких скоростях режет гранит, то, бесспорно, лед может быть разрезан. Сочетание струи с механическим воздействием и введение в струю ультразвуковых колебаний позволят значительно увеличить эффект разрушения льда. Применение струи с высоким давлением может быть одним из способов разрушения льда.

Использование ледорезохода. Работа ледокола в сплошном неподвижном льду (припае), особенно в зимнее время, при смерзаемости льда, крайне затруднена; не обеспечивается путь для идущих за ледоколом судов; канал образованный ледоколом в сплошных льдах, бывает забит льдом. При плавании в битых льдах основная задача ледокола — раздвигать свободно плавающие льдины — оправдана, но для разрушения сплошного неподвижного льда ледокол недостаточно эффективен. Необходимо искать пути более совершенного механического разрушения сплошных неподвижных льдов.

Одним из таких путей является создание специальной насадки или специального судна типа ледорезоход (предложенного автором совместно с З. И. Швайштейном и Ф. Д. Соколовым).

Ледорезоход представляет собой судно, в котором комплексно используются взаимно связанные между собой механизмы для резки, ломки и транспортировки льда.

Ледорезоход служит для образования в сплошных неподвижных льдах чистых ото льда каналов для прохода и буксировки судов.

Особенность ледорезохода заключается в том, что при его поступательном движении из общего массива льда на ширину, несколько большую ширины судна, производится вырезка консоли механическим резом, гидравлической струей высокого давления или с помощью другого физического принципа. Благодаря поступательному движению судна и специальной конструкции носа (выполненного в виде слипа с углом наклона 15°) ледяная консоль изгибается, достигает критического прогиба и под действием собственного веса ломается на отдельные части.

Исходя из практических задач расширения сроков навигации в арктических портах, бухтах и проливах, а также продления навигации в замерзающих неарктических морских и речных

портах, на водохранилищах и в затоках могут быть рекомендованы два типа ледорезохода:

первый — для замерзающих неарктических портов, где требуется периодическая очистка канала в течение всей зимы. Допустимая толщина льда не должна превышать 20—25 см;

второй — рекомендуется для северных и арктических бухт и проливов, где не требуется периодическая очистка канала, а необходимо вскрыть его сразу при толщине льда 1,5—2,0 м.

На рис. 106 показана принципиальная схема ледорезохода первого типа, предусматривающего резку консолей с помощью

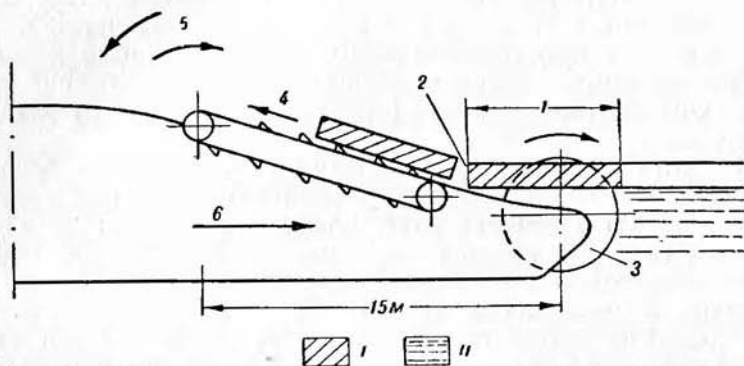


Рис. 106. Принципиальная схема ледорезохода первого типа.

I — лед, II — вода.

механических пил (3). Вырезанная ледяная консоль (1) вползает на нос движущегося (направление движения — 6) ледорезохода и ломается на нем (2). Затем с помощью бесконечных цепей и специальных захватов пластины льда по направляющим полосам транспортируются вверх (4), скользят по гладким наклонным плоскостям и сбрасываются на обе стороны судна за пределы канала (5).

На рис. 107 приведена фотография модели ледорезохода первого типа при испытаниях во льду.

Опыты показали, что благодаря смерзаемости выброшенный за кромку канала лед увеличивает общую толщину льда и укрепляет канал.

На рис. 108 представлена фотография канала после его многократной очистки. На рис. 109 представлен общий вид модели (проект).

На рис. 110 представлена принципиальная схема ледорезохода второго типа, выполненного как самоходное или толкаемое судно. Этот тип основан на принципе комплексного гидравлического и механического разрушения льда с отводом разру-

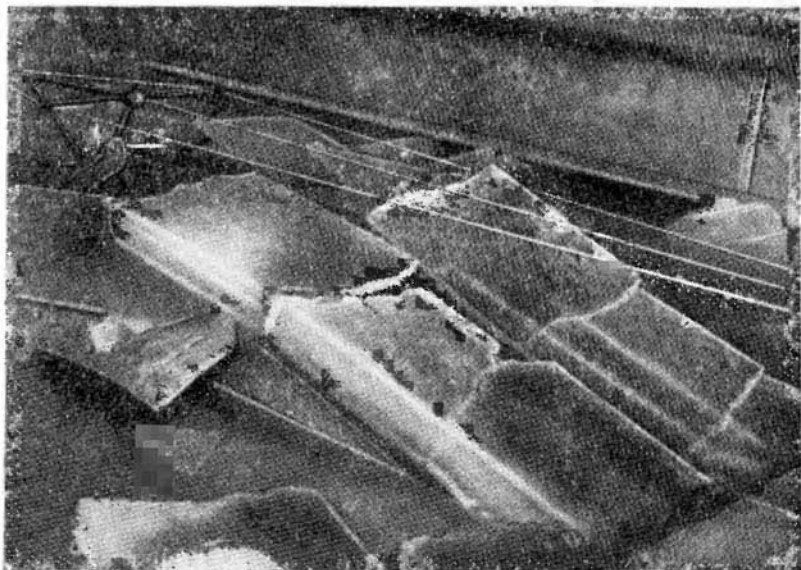


Рис. 107. Модель ледорезохода первого типа ломает лед в ледовом бассейне.



Рис. 108. Вид канала после многократной работы модели ледорезохода первого типа в ледовом бассейне.

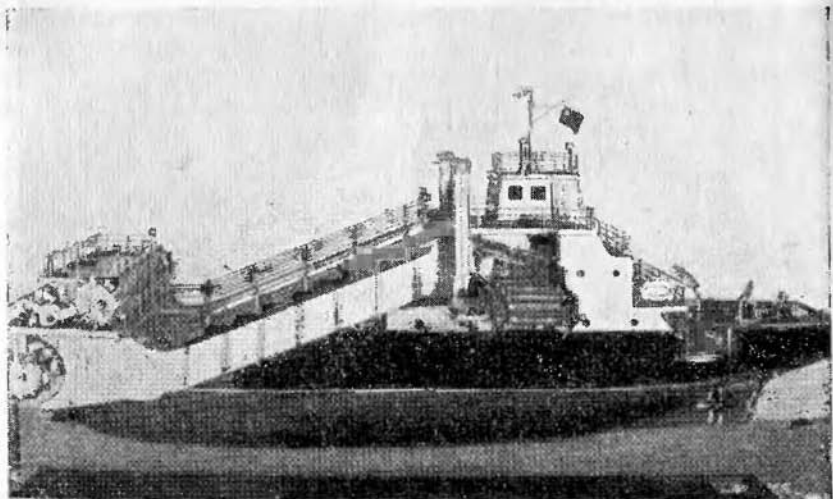


Рис. 109. Вид модели ледорезахода первого типа (проект).

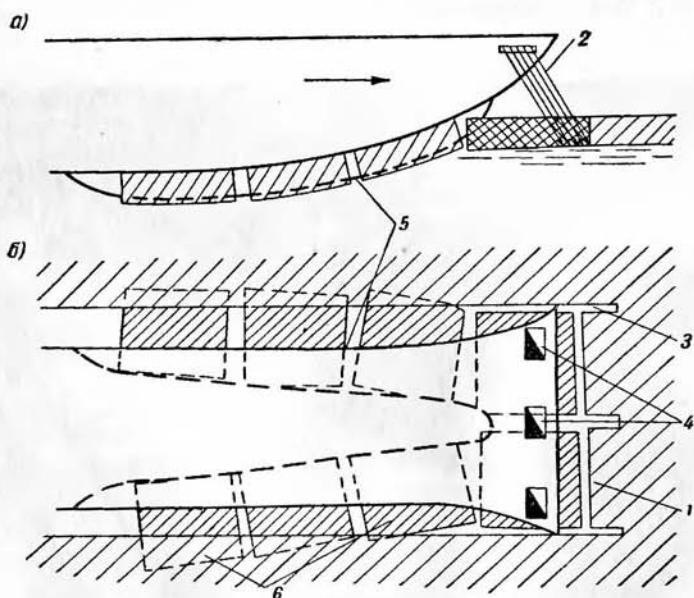


Рис. 110. Принципиальная схема ледорезахода второго типа.
а) вид сбоку, б) вид сверху.

шенного льда под ледяной покров. Учитывая, что резка толстых льдов механическими пилами затруднительна, предполагается вырезать консоли (1) с помощью водяных струй, выходящих со сверхзвуковой скоростью (2) через прорези (3). Благодаря применению струй значительно упрощается конструкция режущих механизмов (4) и повышается надежность их работы. Вырезанная консоль льда, вследствие того что носовая часть ледорезохода выполнена в виде наклонной плоскости под углом 15° к горизонту, притапливается, лед достигает критического

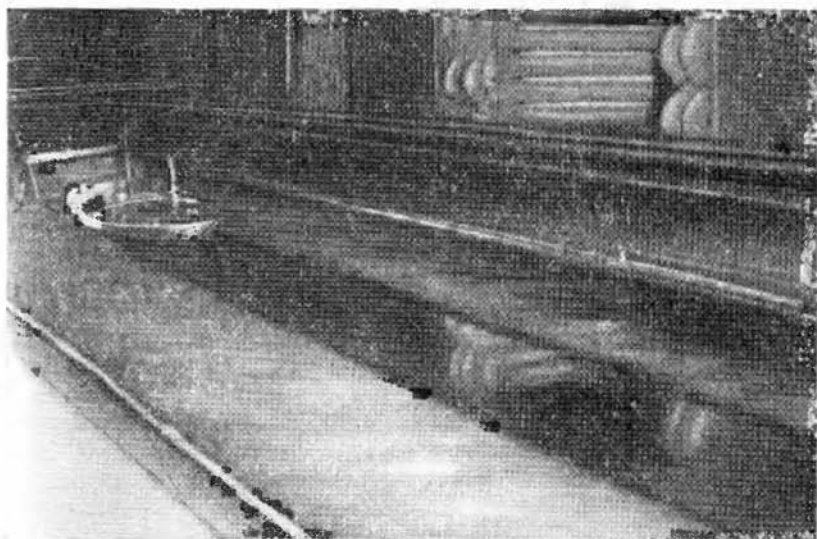


Рис. 111. Вид канала, образованного моделью ледорезохода второго типа в ледовом бассейне.

прогиба и ломается. Затем с помощью установленных на днище специальных направляющих (5) обломки консоли уходят под ледяной покров (6). На рис. 111 представлен вид канала после прохода модели ледорезохода второго типа.

Принцип разрушения неподвижного льда (резка, ломка консоли, подъем и выброс льда), используемые в ледорезоходе, имеют ряд преимуществ по сравнению с работой ледокола. Эти преимущества выявлены на модельных испытаниях и заключаются в следующем:

а) ледорезоход образует во льдах прямой, ровный и более широкий канал, чем ледокол;

б) ледорезоход затрачивает на все операции — резку, ломку и выброс льда — меньше энергии, чем ледокол на преодоление льдов.

Как известно из теории упругости, для ломки консоли необходимо приложить усилие, в несколько раз меньшее, чем для излома пластины и балки. Поэтому ледорезоход для разрушения одинаковой с ледоколом толщины льда использует мощность, в несколько раз меньшую. Расчеты показали, что для разрушения льда толщиной 1 м и создания чистого канала ледорезоходу требуется мощность 4000—4500 л. с., в то время как ледоколу для этих же условий требуется мощность 10 000 л. с.

Произведенные в лабораторных условиях опыты дали следующие результаты (табл. 80).

Таблица 80

Предельные значения толщины и прочности льда при испытании моделей ледокола и ледорезохода в лабораторных условиях

Модель	Вес груза ¹ (кг)	Предельная толщина льда (см)	Прочность моделированного льда (кг/см ²)
Ледокол	18,0	1,8	4
Ледорезоход первого типа с пилами:			
навесными			4
вертикальными	3,8	3,5	10 ¹
дисковыми	3,0	4,0	4
ленточными	3,0	6,0—8,0	1,5—2
подводными			4
циркульными	5,0	6,0	20 ¹
¹ Пресный лед			

¹ В таблице приведен вес груза, преодолевающего сопротивление модели при движении по льду.

в) канал за ледорезоходом остается чистым и пригоден для прохода даже самых слабых судов. Канал, остающийся за ледоколом, заполнен битыми льдами, через которые могут проходить только суда ледового класса с достаточным креплением. В ряде случаев проход судов по каналу, образованному ледоколом, затруднен или даже невозможен.

Таким образом, с помощью ледорезохода можно прорезать каналы в покрытых льдом морских и речных бухтах для пропуска в порт судов в зимнее время;

припайные льды для проведения ранней навигации в арктических морях;

каналы в осеннее время для вывода судов и для продления навигации после ледостава;

каналы в водохранилищах в зимнее время.

Следует еще раз подчеркнуть, что преимущества ледорезохода перед ледоколом имеются только при работе в сплошных

неподвижных льдах. В битых льдах, где необходимо иметь мощный корабль, способный раздвигать плавающие льды, ледокол останется, очевидно, на длительное время единственным подобным типом судов. При сочетании обоих средств можно уже будет говорить о круглогодичных навигациях на реках, озерах, водохранилищах и морях. Очевидно, даже Северный морской путь рациональнее и безопаснее будет использовать в ранний весенний период (март). Все это даст огромный экономический эффект.

Использование вибрации. В последние годы методы вибрации находят широкое применение в различных отраслях промышленности (для бурения скважин, забивки свай, уплотнения материалов и т. д.). Многие материалы под действием статических нагрузок ведут себя как пластические тела, а под воздействием вибрационных нагрузок — как хрупкие тела и разрушаются. Это обстоятельство позволяет сделать вывод о возможности использования вибрационного метода для разрушения или ослабления ледяного покрова.

Вибрационный метод может быть использован:

для местного разрушения небольших участков ледяного покрова с помощью специальных вибраторов, опускаемых на лед;

для ослабления или разрушения льда путем частых колебаний самого корпуса судна при его движении через ледяное поле.

Практический интерес представляет возможность использования вибрации корпуса судна, тем более, что работы судов, оборудованных вибрационными установками, оказались весьма успешными.

Как известно, ледокол должен надвигаться на лед и передней частью судна, как клином, подминать и раздвигать лед. Если же вследствие сопротивления льда ледокол вынужден прекратить продвижение вперед, то он должен отойти назад и, сделав новый разбег, попробовать за счет полученной кинетической энергии пробиться дальше. Зачастую судно, застрявшее во льду, освобождается путем повторяемого несколько раз кренования.

В 1947 г. в Западной Германии было запланировано строительство первого ледокола нового типа. Конструкция его предусматривала возможность применения вибрационных колебаний. В 1952 г. там же был построен ледокол, оборудованный вибратором.

При конструировании этого ледокола считалось, что выгоднее всего ломать лед с помощью килевой качки. Силы, необходимые для поддержания качки, могут быть сравнительно малыми, если они действуют в такт собственной килевой качке ледокола. На концах вала, проходящего через все судно, были насажены два массивных колеса. Вал приводился в движение от главной машины. Силы, обусловленные действием этих

колес, воспроизводили килевую качку, амплитуда которой возрастала с увеличением числа оборотов до тех пор, пока не попадала в резонанс с периодом собственной килевой качки судна.

Эти силы вызывали также рыскание судна, которое в противоположность килевой качке не имело резонансного положения. Таким образом, нос и корма вычерчивали эллиптическую кривую.

Была доказана общая пригодность этой установки. Для сравнения одновременно были введены в действие еще два таких же по величине ледокола, у которых отсутствовали вибраторы. В тяжелом льду они застревали и должны были переходить к форсированию, тогда как ледокол с вибратором продолжал путь через льды.

При строительстве нового буксирного ледокола, предназначенного для работы в устье Эмса, была смонтирована значительно более мощная вибрационная установка. На испытаниях судна было отмечено, что ледокол, работающий в тяжелом льду, вместе с ледяным покровом образует колебательную систему. Частота собственной килевой качки ледокола при этом значительно выше, чем на чистой воде. С увеличением частоты качки ледокола для получения максимального эффекта, необходимо увеличить частоту вибрации.

Самой активной частью судна при динамическом преодолении льда является форштевень, у которого следует концентрировать силы колебаний. Наиболее выгодное направление этих сил — вертикальное.

Во льду полуметровой толщины ледокол с работающим вибратором мог идти со скоростью 0,9 км/час. Без вибратора ледокол мог пробиваться только ударами.

Вибрирующий ледокол приводит в колебание большие массы ледяного покрова, сбоку судна также откалываются значительные куски льда, чему способствует и колебание воды. Эти опыты подтверждают, что при преодолении льда с помощью вибратора получается более широкая полоса чистой воды. Форштевень после нескольких колебаний выходит на лед и откалывает крупные куски льда. Соответственно этому скорость продвижения во время напоззания на лед падает, а после откалывания льда снова возрастает.

Большое значение имеет также то, что лед, ломаемый динамическим методом, дробится на более мелкие куски, чем лед, ломаемый статическим способом. При динамическом способе трещины более разветвлены, чем при статическом.

Опыт эксплуатации вибрационной установки показывает, что она не оказывает вредного воздействия на организм человека. Однако для безопасности корпус ледокола нужно снабжать ледовым подкреплением. Общие выводы сводятся к следующему:

1) ледокол, оборудованный вибрационной установкой, не так легко может быть зажат льдами, как обычный ледокол;

2) если ледокол с установкой будет зажат, то с помощью заднего хода он может легче освободиться, чем ледокол без вибрационной установки;

3) ледокол с вибрационной установкой может преодолеть лед большей толщины, чем ледокол без такой установки;

4) вибрационная установка увеличивает возможности непрерывного плавания во льдах.

Большое народнохозяйственное значение зимней навигации в замерзающих морских портах потребовало решения ряда задач инженерной ледотехники для беспрепятственного плавания транспортных судов в зимнее время. Опыт зимних навигаций показал, что основные препятствия плаванию находятся на участках припайного льда и в самих портах, где лед не дает возможности судам швартоваться к причалам.

В неарктических замерзающих портах наблюдаются явления смерзаемости льда, которые затрудняют работу ледоколов.

Если при арктических навигациях в летне-весеннее время канал за ледоколом остается проходимым в течение всего времени до вскрытия, то в зимних условиях лед после пробивки ледоколом канала остается на месте, смерзается и не дает судам возможности продвигаться. Основным условием для нормальных зимних навигаций в замерзающих портах является создание чистого ото льда канала и поддержание его в течение всей навигации.

Рассмотренные методы разрушения льда позволяют наметить общую схему создания условия беспрепятственной зимней навигации в замерзающих портах.

Всю ледовую трассу следует разбить на три участка.

Первый участок — район дрейфующих льдов. Здесь основным средством проводки транспортных судов является ледокол, который, раздвигая дрейфующие льды, создает канал. В тех случаях, когда по пути ледокола встречаются торосистые тяжелые нагромождения, прибегают к помощи взрывов.

Второй участок — район припайных льдов. Здесь канал создается с помощью ледорезохода. В зависимости от практической необходимости этот канал периодически очищается ледорезоходом ото льда.

Третий участок — район самого порта. Здесь с помощью метода аэрации создаются незамерзающие акватории.

Глава VII

ДАВЛЕНИЕ ЛЬДА

Изучение давления льда на береговую полосу и находящиеся на ней сооружения, является одним из основных разделов ледотехники. Все вопросы, связанные с гидротехническим строительством, строительством мостов, причальных сооружений и дамб, неминуемо соприкасаются с этим.

Исходя из анализа действующих сил, можно различить следующие виды воздействия ледяного покрова:

а) динамическое давление ледяного покрова, возникающее при движении льда. Это движение может быть вызвано ледоходом или течением, ветром или приливо-отливными явлениями, в зависимости от того, где находится объект, — на реке, озере или на море;

б) статическое давление льда, вызванное изменением температур;

в) истирающее действие ледяного покрова при его движении.

В настоящее время в литературе приводится обширный материал, характеризующий эти явления. Накоплен большой практический опыт работы сооружений в разных условиях при воздействии льда.

Одной из последних работ в этой области является монография проф. К. Н. Коржавина, в которой с достаточной полнотой освещаются вопросы давления льда на инженерные речные сооружения.

Весьма перспективной является также новая аппаратура, разработанная для определения давления льда В. К. Моргуновым. Применение этой аппаратуры позволило получить в реальных условиях фактические величины давления льда и сравнить полученные результаты с теоретическими расчетами. Если для определения давления пресного льда в настоящее время имеются уже готовые расчетные методы, то значительно хуже обстоит вопрос с давлением морского льда. Изучено оно совершенно недостаточно как экспериментально, так и теоретически.

В дальнейшем автором более подробно рассмотрены основные вопросы, связанные с воздействием льда.

Динамическое давление льда возникает в том случае, когдадвигающиеся ледяные массы остановились или потеряли часть своей живой силы в результате соприкосновения с препятствием. Существует целый ряд приемов, определяющих это давление, но наиболее обоснованным в настоящее время считается кинематический метод.

В связи с требованиями практики при расчете мостов еще в конце прошлого века начали разрабатывать расчетные методы, позволяющие определять давление льда на сооружения. Одной из первых является формула Л. Ф. Николаи, который предложил определять величину динамического давления, используя формулу для центрального удара неупругих тел.

Несколько позже уже в начале нашего века предложил свою формулу Н. А. Рынин, рассматривавший прочность льда на раздробление. Им дано условие, в дальнейшем определившее большинство расчетных формул; величина усилия от воздействия движущихся масс не может превзойти силы, необходимой для разрушения льда. Отсюда делается вывод, что величину динамического давления льда определяет его процесс разрушения. Формула Рынина имеет следующий вид:

$$P = \sigma_{\text{сж}} b h,$$

где P — давление на опору т; $\sigma_{\text{сж}}$ — предел прочности на сжатие, т/м²; b — ширина опоры, м; h — толщина льда, м.

Используя закон импульса сил и количества движения, А. П. Комаровский предложил метод для определения силы удара льда. Его формула имеет вид

$$P = \frac{MV}{t},$$

где M — масса льда; V — скорость подхода льдины; t — время остановки льдины ($t=1$ сек.).

Аналогичные формулы были даны А. А. Дубохов и В. Т. Бовиным. Технические условия Всесоюзного научно-исследовательского института гидротехники (ВНИГ) по проектированию гидротехнических сооружений рекомендовали принимать время остановки льдины в зависимости от ее размера. Так, для льдины площадью 100 м² время остановки — 1 сек., для льдины площадью 1000 м² время остановки — 5 сек. Следует отметить произвольность подобных рекомендаций.

Н. К. Коржавин отмечает, что время остановки льдины зависит от ее размеров, прочности и скорости движения, а также формы опоры в плане. Он приводит следующие данные: для льдины площадью 200 м² время остановки колеблется от 0,08 до 0,44 сек. Используя закон импульса сил и считая, что запас

кинетической энергии льдины затрачивается в основном на работу разрушения кромки, Н. М. Щапов дает свой метод расчета в предположении, что при остановке льдины имеет место явление, аналогичное гидравлическому удару.

Его расчетная зависимость имеет вид

$$P = BhV \sqrt{\frac{E\gamma}{g}},$$

где B — ширина льдины, м; h — толщина льда; E — модуль упругости; γ — удельный вес льда; $g = 9,81$ м/сек.².

Дальнейшее развитие этот метод расчета получил в работах П. А. Кузнецова, который попытался учесть дополнительную работу, затрачиваемую на вращение льдины вокруг точки касания с сооружением, а также на упругие деформации льда и деформацию самого сооружения. Но, как показали дальнейшие исследования, работа, затрачиваемая на поворот льдины и упругие деформации льда, составляет всего 2% от работы по раздроблению, а трудности расчетного характера неоправдано велики. В дальнейшем Кузнецов упростил свою формулу (она вошла в нормы для проектирования 1946 г.).

Исходя из уравнения, использующего равенство запаса кинетической энергии льдины работе реакции сооружений по раздроблению льда, Коржавин определил величину наибольшего давления льда с учетом очертания льдины в плане и получил зависимости для определения удара льдины одним из углов

$$P = 0,43h \sqrt{\Omega \sigma_{сж} \operatorname{tg} \alpha},$$

где Ω — мощность льдины, $\sigma_{сж}$ — предел прочности на сжатие, h — толщина льда.

Им же был предложен приближенный способ определения времени удара. Аналогичную зависимость получил Е. В. Платонов. Представляют интерес разработки, проведенные Б. В. Зылевым для полуциркульных очертаний режущей грани. Им дана формула следующего вида:

$$P = rhb_{ст} \sigma_{сж},$$

где r — радиус режущей грани опоры; $\sigma_{сж}$ — предел прочности на сжатие; $b_{ст}$ — ширина площади смятия, см. (при $r=1$); h — толщина льда.

Помимо давления на вертикальную стенку, ряд авторов рассмотрел величину давления на наклонную опору. Принципиальным отличием в этом случае является то, что, помимо работы ледяного покрова на сжатие, он работает еще и на изгиб. Учитывая, что критический прогиб крайне мал, деформация на изгиб вызывает более быстрое разрушение ледяного покрова.

К. Н. Коржавин рекомендует определять ледовые усилия на наклонную стенку по формуле

$$P = 0,1\sigma_{изг} h \operatorname{tg} \beta,$$

где $\sigma_{изг}$ принимается 40—65 т/м².

А. И. Гамаюнов рассматривал льдину как пластинку на упругом основании

$$P = 0,52\sigma_{изг} m \lambda h^2,$$

где m — коэффициент, учитывающий трение и угол наклона откоса; λ — коэффициент, учитывающий цилиндрическую жесткость плиты.

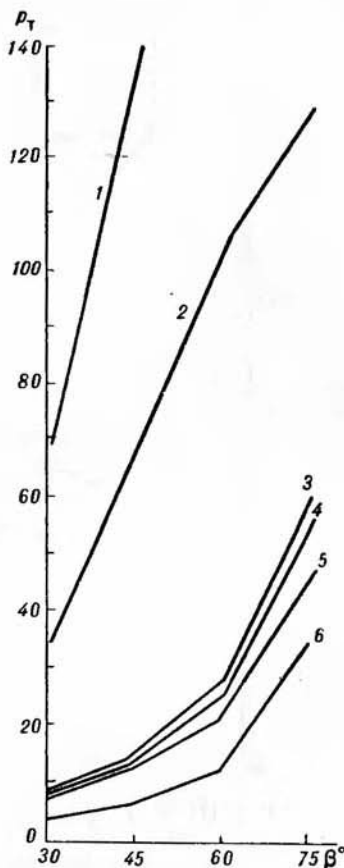
В. К. Моргуновым были проведены сопоставления всех расчетных методов, на рис. 112 и 113 представлены эти сопоставления.

КИНЕМАТИЧЕСКИЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ДАВЛЕНИЯ ЛЬДА

Этот метод предложен К. Н. Коржавиным и нашел себе большое применение. Он основан на зависимости между интенсивностью уменьшения скорости движения ледяного поля при воздействии его на сооружения и величиной возникающего при этом усилия. Движение ледяного поля

Рис. 112. Горизонтальная составляющая давления льда на ледорез, наклонный под углом β к горизонту, по рекомендациям разных авторов.

1 — ГОСТ 3440-46, 2 — ТУПМ-47, 3 — по К. Н. Коржавину, 4 — СН 76-59, 5 — по Б. В. Зылеву, 6 — по А. И. Гамаюнову (ТУПМ-56)



в случае его воздействия на опору происходит под воздействием ряда сил, а именно: сил реакции сооружения, гидродинамических сил, составляющих веса и др.

Прежде чем переходить к рассмотрению самого метода, остановимся на некоторых положениях, определяющих его применение. Необходимые сведения о прочности льда, размерах ледяных полей должны быть дополнены данными о скорости движения ледяных полей. Это дает возможность подсчитать запас кинетической энергии и выяснить действующие силы.

Скорость движения ледяных полей зависит от их размеров и формы сплоченности, направления ветра и скорости движения воды.

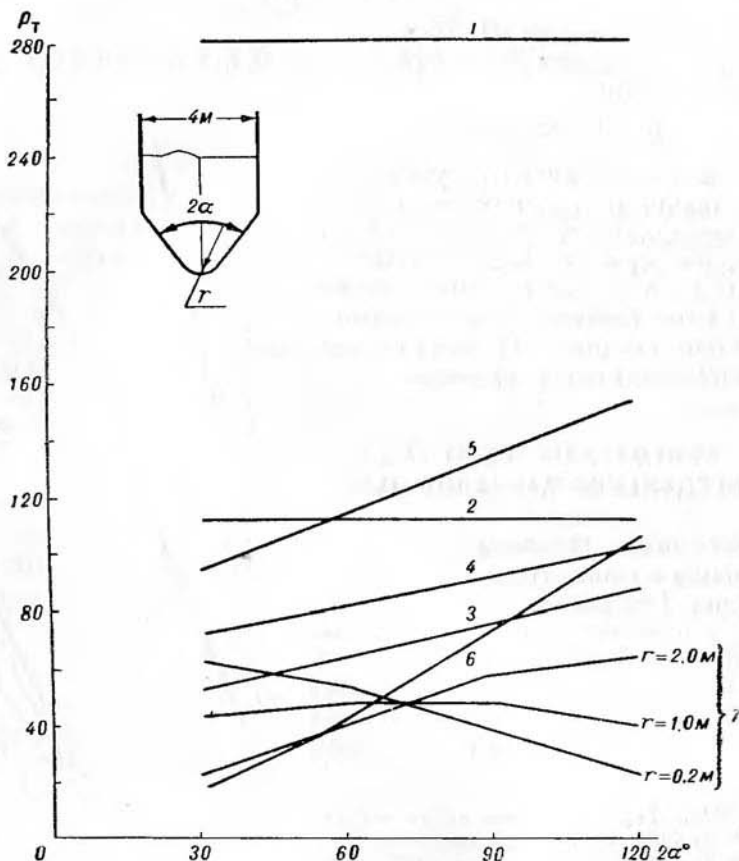


Рис. 113. Результат подсчета динамического давления льда на опору под углом α с вертикальным ледорезом по рекомендации ряда авторов; в верхней части рисунка изображена форма ледореза.

1 — ГОСТ 3440-46, 2 — ТУПМ-47, 3 — по К. Н. Коржавину, 4 — СН 76-59, 5 — по Г. С. Шадрину и Д. Ф. Панфилову, 6 — ТУПМ-56, 7 — по А. И. Гамаюнову.

Коржавин, рассматривая момент начала ледохода, указывает, что до начала ледохода поток воздействует на льдину с силой R .

Значение этой силы определяется следующим уравнением:

$$R = f \Omega V_0^2.$$

С увеличением расхода воды и скорости течения эта сила возрастает, происходит отрыв ледяных полей и уравнение приобретает вид

$$R = f\Omega (V_0 - V_n)^2.$$

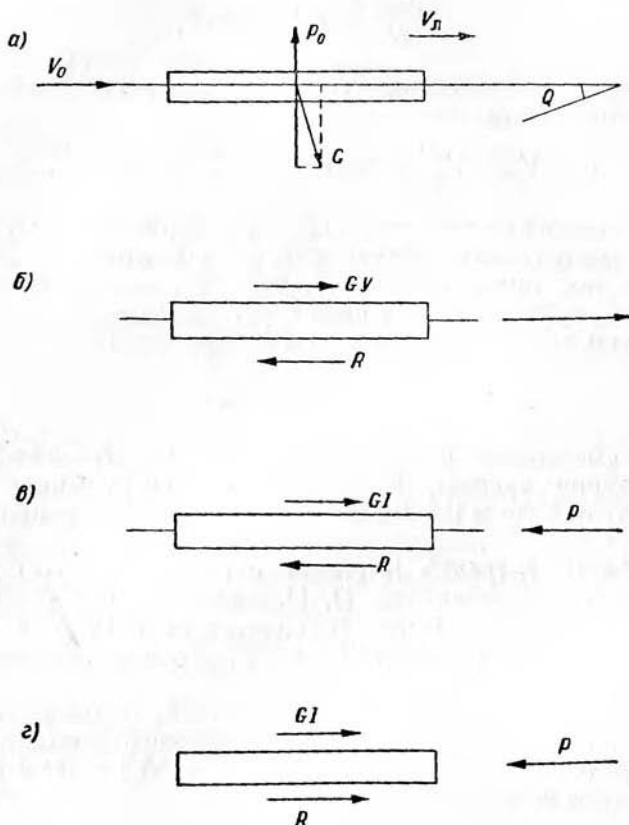


Рис. 114. Схемы действия сил на льдину при определении давления льда кинематическим методом.

Для льдины, плывущей без соприкосновения с берегами, имеет место следующее распределение сил (рис. 114 а).

Сила веса, приложенная в центре тяжести льдины,

$$G = \Omega h \gamma_{\text{л}}.$$

Подъемная сила

$$P_0 = G \cos \theta.$$

В формулах для определения f , G и P_0 , f — коэффициент общего сопротивления потока движению льдины; Ω — площадь

льдины; V_0 — скорость течения в поверхностных слоях; V_{π} — скорость движения льда; G — собственный вес; h — толщина льдины; Θ — угол наклона свободной поверхности к горизонту.

В общем виде уравнение движения примет вид

$$\frac{M du}{dt} = GI - f \Theta u^n,$$

где u — относительная скорость потока и льдины, I — уклон свободной поверхности

$$u = V_{\pi} - V_0 \quad \text{или} \quad u = \sqrt{\frac{GI}{\Omega}} = \sqrt{\frac{\gamma_{\pi} h I}{f}}.$$

Коэффициент общего сопротивления воды движению тела не является постоянным, а зависит от ряда факторов. Сила влечения в случае, когда скорость льдины становится больше скорости воды, превращается в силу сопротивления.

В общем случае уравнение может быть написано следующим образом:

$$R = (f_1 S + \varphi \omega) n^2,$$

где S — смоченная поверхность тела, m^2 ; f_1 — коэффициент сопротивления трению, $kg/sec.^2/m^4$; ω — погруженная в воду часть миделя тела $\cong 0,9 Bh \text{ } m^2$; φ — коэффициент сопротивления формы.

Коэффициент трения f_1 связан с шероховатостью ледяного покрова. По исследованиям П. Н. Белокопя, коэффициент шероховатости льда на реках колеблется от 0,010 для участков с гладким льдом и до 0,053 для участков с наличием шуги подо льдом.

Коэффициент сопротивления трению для больших льдин, по Коржавину, может быть определен следующей упрощенной формулой, справедливой при длине льдины от 50 до 300 м и отдельных выступов шероховатости — до 0,5 м:

$$f_1 = \frac{0,0009}{\sqrt{l}} \text{ т сек.}^2/m^4.$$

Коэффициент сопротивления формы

$$R = \varphi \omega n^2.$$

Таким образом, общий коэффициент сопротивления

$$f = \frac{0,0009}{\sqrt{l}} + \frac{0,045h}{l} \text{ т сек.}^2/m^4.$$

Или, упрощенно, $f = \frac{\sqrt{h}}{100 \sqrt{b}}$, где l — длина поля.

Скорость отдельно плывущей льдины $V_{\text{л}}$ больше скорости окружающей ее части потока V_0 . Она может быть определена по следующему уравнению:

$$V_{\text{л}} = V_0 + \sqrt{\frac{GI}{f\Omega}}.$$

При сплоченном льде сказывается влияние берега, и движение льдин задерживается. Скорость движения льда составляет 0,8—0,9 от скорости поверхностных слоев потока.

Когда плывущая льдина сталкивается с опорой, происходит уменьшение ее скорости движения. Коржавин, рассматривая этот вопрос, намечает несколько этапов в движении льдины.

Как видно из схемы, на первом этапе движения льдины до встречи ее с опорой силы R и GI действуют в разные стороны (рис. 114 б).

Уравнение движения в этом случае

$$\frac{M dV}{\alpha f} = GI - R,$$

и скорость льдины

$$V_{\text{л}} = V_0 + \sqrt{\frac{V_{\text{л}} h I}{f}}.$$

Второй этап имеет место после встречи льдины с опорой. В этом случае падают скорость льдины, скорость воды и сила сопротивления движению (рис. 114 в).

Скорость движения льдины

$$V = V_{\text{л}} - \frac{ct}{M}.$$

Время прохождения льдины

$$t\eta = \frac{M}{c} (V_{\text{л}} - V_0).$$

Пройденный путь

$$\rho_2 = \frac{M}{2c} (V_{\text{л}}^2 - V_0^2).$$

Третий этап (рис. 114 г) наступает при дальнейшем движении льдины, разрезаемой опорой. Скорость самой льдины становится меньше скорости воды. На льдину будет оказывать воздействие сила R , которая из сопротивления перейдет в силу влечения.

Скорость движения льдины в этом случае будет определяться следующим выражением:

$$V = V_0 - \sqrt{\frac{c}{b}} \operatorname{tg} \frac{(t - t_0) \sqrt{bc}}{M}.$$

Время прохождения

$$t_3 = t_2 + \frac{M}{\sqrt{bc}} \operatorname{arth} \left[(V_0 - V_1) \sqrt{\frac{b}{c}} \right].$$

Пройденный путь

$$S_3 = S_2 + V_0(t - t_2) - \frac{M}{2b} \ln \frac{c - b(V_0 - V)^2}{c},$$

где V —скорость в момент времени t ; M —масса льдины, т сек.²/м²; $c = P + f\Omega(V_{л} - V_0)^2$; $b = f\Omega$ т сек.²/м²; f —коэффициент общего сопротивления движению льдины, т сек.²/м⁴; P —сила давления

$$A = (V_0 - V_1) V f \Omega$$

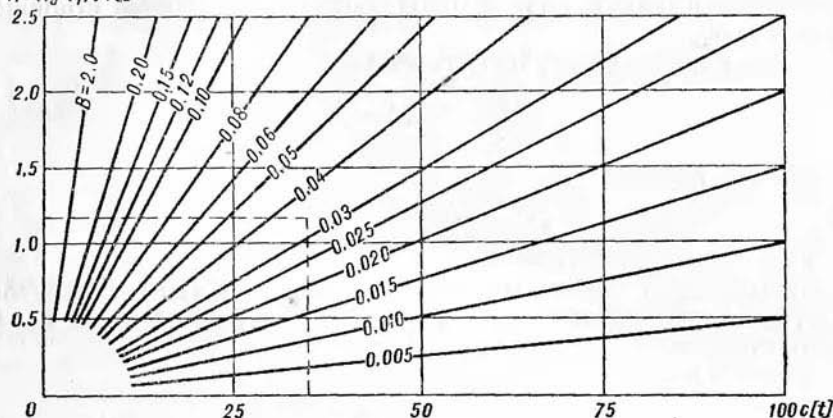


Рис. 115. Расчет коэффициента c , по К. Н. Коржавину.

льда на опору, т; t —рассматриваемый момент движения льдины соответственно времени движения по этапам.

Далее прорезанная опорой льдина начинает восстанавливать свое движение.

На основании своих исследований, Коржавин предлагает новый способ определения фактического давления льда в натуре в период ледохода. Как показали наблюдения, большая льдина, соприкасаясь с опорой, прорезается ею и теряет свою скорость.

Время затухания движения зависит от массы льдины, ее скорости, прочности льда, размеров и формы опор. Сам процесс разрушения носит пульсирующий характер. Сущность способа заключается в том, что составляется график связи скорости движения льдины и времени, исходя из размеров льдины, подсчитывается масса и ускорение, затем определяется давление.

Этот так называемый «кинематический метод» в натуральных условиях может применяться в двух вариантах:

а) при отсутствии падения скорости движения льдины в процессе ее разрушения. Исходными данными в этом случае являются размеры льдины, скорость при встрече с опорой, скорость через время t после встречи.

Согласно уравнениям

$$V = V_0 - \sqrt{\frac{c}{b}} \operatorname{th} \frac{t \sqrt{bc}}{M},$$

$$P = c + f \Omega (V_n - V_0)^2,$$

определяем значение c , а затем P . Для облегчения расчета предлагается график (рис. 115). При пользовании графиком уравнения несколько видоизменяются. Вводятся коэффициенты

$$A = (V_0 - V) \sqrt{b} \quad \text{и} \quad B = \frac{t \sqrt{bc}}{M}.$$

По графику находят c , а затем по уравнению — P ;

б) второй способ предусматривает наличие графика падения скорости в процессе разрушения льдины. Порядок определения следующий. Исходя из размеров льдины, толщины и графика скорости определится масса

$$M = \frac{\Omega h V_n}{g} = \frac{\Omega h}{10,6} \text{ т сек.}^2/\text{м}^2$$

и наибольшее ускорение (по графику скорости)

$$j = \frac{V_1 - V_2}{t_2 - t_1} \text{ м/сек.}^2.$$

Далее можно определять величину давления льда на опору. Очевидно,

$$P = Mj.$$

Практически измерения производятся следующим образом. Перед ледоходом измеряют толщину льда. На одну из опор устанавливают аппаратуру. Скорость подхода льдины и ее затухание при прорезании опоры измеряют с помощью киносъемки.

Для иллюстрации хода расчета приведем примеры, заимствованные у Коржавина.

Пример 1. Ледяное поле длиной $l = 102$ м округлой формы разрезалось опорой моста шириной $b_0 = 4,4$. Первоначально льдина двигалась со скоростью $V = 2,2$ м/сек. Толщина льдины $0,6 - 0,7$ м. Площадь льдины $L^2 = 7800$ м². Киносъемка зарегистрировала падение скорости движения льдины после встречи с опорой. Характер падения следующий:

t сек.	0	1,2	3,3	5,0	7,5
V м/сек.	2,2	2,0	1,8	1,68	1,54

Разрушение льда происходило путем изгиба.

Расчет.
Масса льдины

$$M = \frac{\gamma \Omega h}{g} = \frac{0,92 \cdot 7800 \cdot 0,65}{9,8} = 477 \text{ т сек.}^2/\text{м.}$$

Период (сек.) 1,2—3,3 1,2—5,0 1,2—7,5

Ускорение льдины j
(м/сек.²) 0,095 0,084 0,073

Наибольшее давление для периода 1,2—3,3 сек.

$$P = Mj = 477 \cdot 0,095 = 45,3 \text{ т.}$$

Для периода 1,2—7,5 сек.

$$P = 477 \cdot 0,073 = 34,8 \text{ т.}$$

Пример 2. Лыдина размером 600×130 м шла в косом направлении, ударила об одну опору, развернулась и была затем разрезана 5 опорами моста без раскалывания.

Скорость течения 1,8 м/сек. Скорость в конце прорезания 0,2 м/сек. Толщина льда 0,98 м.

Опора массивная, шириной 4 м, угол наклона к горизонту $\beta = 57^\circ 30'$ с закругленным очертанием режущей грани.

Плотность ледохода небольшая, и задерживающим влиянием других льдин можно пренебречь. Скорость льдины $V_{\text{л}} = 1,2$, $V_0 = 2,16$ м/сек.

Скорость прорезания в среднем участке $V_{\text{ср}} = (2,16 + 0,2) 0,6 = 1,18$ м/сек.

Время прорезания при длине льдины 130 м $t_1 = 130 : 1,18 = 110$ сек.

Время прорезания на третьем этапе $t = t_1 - \frac{x}{V} = 90$ сек., где $x = 24$ м (найденно по интерполяции).

Масса льдины

$$M = \frac{\gamma \Omega h}{g} = 1440 \text{ т сек.}^2/\text{м.}$$

Принимая общий коэффициент сопротивления потока по приближенной зависимости (так как $l < 300$ м),

$$f = \frac{V \sqrt{h}}{100 \sqrt{l}} = 0,00088 \text{ т сек.}^2/\text{м}^2, .$$

$$b = f \Omega = 13,7 \text{ т сек.}^2/\text{м}^2.$$

Значение коэффициентов в формуле Коржавина

$$A = (1,8 - 0,2) \sqrt{13,7} = 5,90,$$

$$B = (90 \sqrt{13,7}) : 1440 = 0,23.$$

По графику (рис. 115) определяем $c=42$ т. Величина давления $P=c+f\Omega(V_{\text{л}}-V_0)^2=43,8$ т.

Новая аппаратура для определения давления льда кинематическим методом. Анализируя исследования по давлению льда кинематическим методом, В. К. Моргунов пришел к заключению, что ранее применявшаяся методика, базировавшаяся на применении геодезических инструментов и кинокамер, не позволяет полностью использовать возможности кинематического метода и обеспечить достаточную точность. Им была создана более точная аппаратура. В настоящее время благодаря новой аппаратуре кинематический метод определения давления льда вступил в следующую, более совершенную фазу. Используя работу Моргунова, остановимся на описании созданной им аппаратуры.

Точность кинематического метода определяется точностью измерения исходных величин (скоростью движения льдины и ее размерами). При этом заметно сказываются ошибки вследствие неточности измерения скорости. Торможение крупных льдин при воздействии на сооружения (в особенности на мостовые опоры) происходит с небольшими ускорениями (замедлениями) порядка сотых долей м/сек.², а время, в течение которого представляется возможным проследить за изменением скорости, составляет от 5 до 30 сек.

Поэтому для получения надежных результатов следует применять методику измерения скорости движения льдин, обеспечивающую необходимую частоту засечек при достаточно высокой точности самих измерений. Ошибки в определении площади и толщины льдины приводят к такому же порядку ошибок в определении усилия. В связи с этим Моргуновым применительно к требованиям кинематического метода была создана специальная фотограмметрическая аппаратура и разработана методика проведения всего комплекса работ.

Так, для определения скорости движения льдин были предложены щелевая фотокамера, перекрестно-щелевая фотокамера, определение скорости льдин способом многократной экспозиции, а для определения размеров льдин в плане с помощью фотоаппарата типа ФЭД и фотограмметрической камеры.

Определение толщины льда производилось по материалам киносъемки процесса разрушения льдин с использованием известных в фотограмметрии соотношений.

Все это дает возможность получать исходные данные с достаточной точностью, исключая, таким образом, глазомерные оценки.

Большим преимуществом фотограмметрических способов по сравнению с геодезическими является документальность получаемых материалов, которые могут быть подвергнуты последующему тщательному анализу. Большим достоинством этих приемов

является то, что они позволяют автоматизировать процесс фиксирования на фотоснимке последовательных положений движущегося объекта.

Принципиальная особенность этих приборов заключается в том, что они позволяют при обычном дневном освещении получить на одном снимке последовательные, автоматически снятые изображения движущегося объекта или его части через

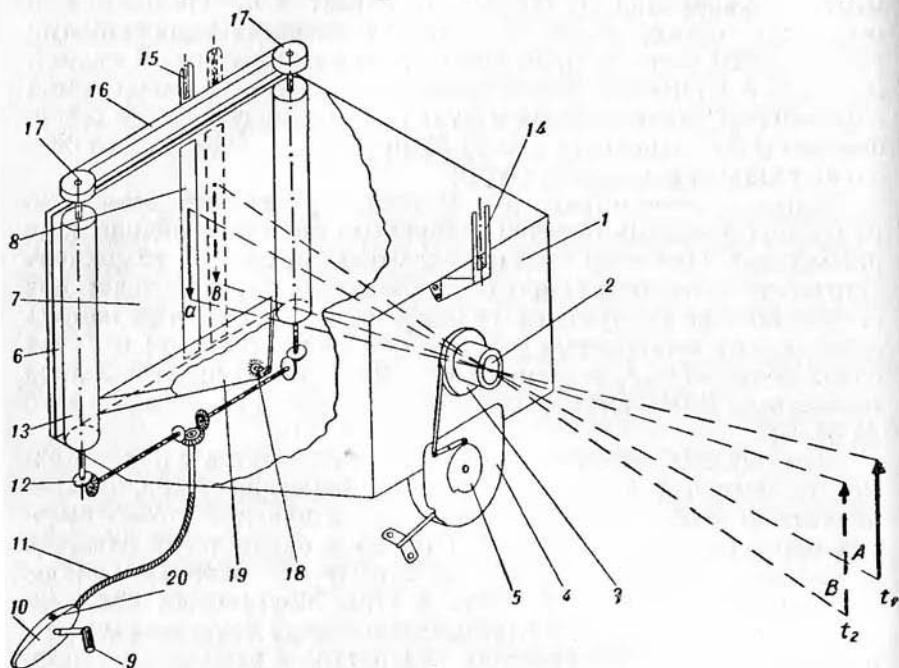


Рис. 116. Схема устройства щелевой фотокамеры.

равные промежутки времени. Это достигается с помощью подвижного кадрового окна, расположенного перед фотопластинкой и связанного с визирным устройством, через которое следят за объектом. Во время съемки кадровое окно перемещается так, что изображение объекта все время находится в его пределах. Одновременно производится экспонирование через равные промежутки времени автоматически действующим затвором объектива.

На рис. 116 приведена схема устройства аппарата. На передней стенке жесткой камеры 1 расположен объектив 2 с центральным затвором 3. Во время съемки затвор автоматически открывается через равные промежутки времени с определенной выдержкой. В действие затвор приводится пружинным механизмом 4 через кулачок 5.

В непосредственной близости перед фотопластинкой 6 расположена светонепроницаемая эластичная шторка 7 с вертикальной щелью 8, которую можно перемещать вдоль фотопластинки посредством рукоятки 9 на выносном пульте 10 и далее через гибкий валик 11, конические шестерни 12, вертикальные валики 13, на которые намотана шторка.

Наверху аппарата имеется визирное устройство, состоящее из передней прицельной рамки 14 и подвижного визира 15. Перемещение визира происходит одновременно с перемещением щели 8 с помощью эластичной ленты 16, намотанной на ролики 17, имеющие одинаковый диаметр с валиками 13. Благодаря этому при любом положении визира его ось точно совпадает с осью щели. Для отметки характерных моментов времени в процессе съемки или для синхронизации с другими наблюдениями, в аппарате предусмотрен отметчик времени, состоящий из электрической лампочки 18 в кожухе 19. При нажатии в нужный момент времени кнопки 20 у кромки пластинки засвечивается пятно, равное ширине щели.

Во время съемки пускается в действие пружинный механизм, и затвор производит автоматическую съемку через равные промежутки времени. Задача наблюдателя состоит в том, чтобы, перемещая визир вращением ручки на выносном пульте, следить через визирное устройство за движущимся объектом и удерживать его в поле зрения передней прицельной рамки. При этом изображение объекта на фотопластинке будет находиться в пределах щели. Так, в момент времени t_1 объект занимал положение A , а в момент t_2 — положение B . Ширина щели устанавливается заблаговременно, согласно формуле

$$d = \frac{vFn}{lW},$$

где d — ширина щели, мм; v — ожидаемая наименьшая скорость, которую может иметь объект во время съемки, м/сек.; F — фокусное расстояние объектива аппарата, мм; l — расстояние до объектива съемки, м; W — частота съемки, экспозиций в секунду; h — допускаемое количество экспозиций на одно и то же место фотослоя.

Место стоянки аппарата по возможности выбирается так, чтобы оптическая ось объектива была перпендикулярна к траектории льдин на подходе к сооружению. Такое условие может быть выполнено при съемке с берега, если расстояние съемки не превышает 200—250 м. В противном случае аппарат устанавливается на сооружении (опоре моста), и съемка делается под острым углом к линии движения льдин. Для определения скорости движения ледяного поля в случае поступательного движения достаточно получить скорость какой-либо одной точки. В качестве таких опорных точек на льдинах используются вехи

(длина 85 см, диаметр 2,5 см), окрашенные в черный цвет, которые, собственно, и являются объектом съемки. Вехи забрасываются на льдины с плотины или моста метательным устройством с помощью резины на расстояние 120—150 м. Для придания устойчивости в полете и втыкания в лед вехи имеют стабилизаторы и кованые наконечники.

Скорость движения льдин определяется по снимкам. Если во время съемки угол между оптической осью объектива аппарата и линией движения льдин составляет 90° , то измерение перемещений делается непосредственно по негативам. Если это условие

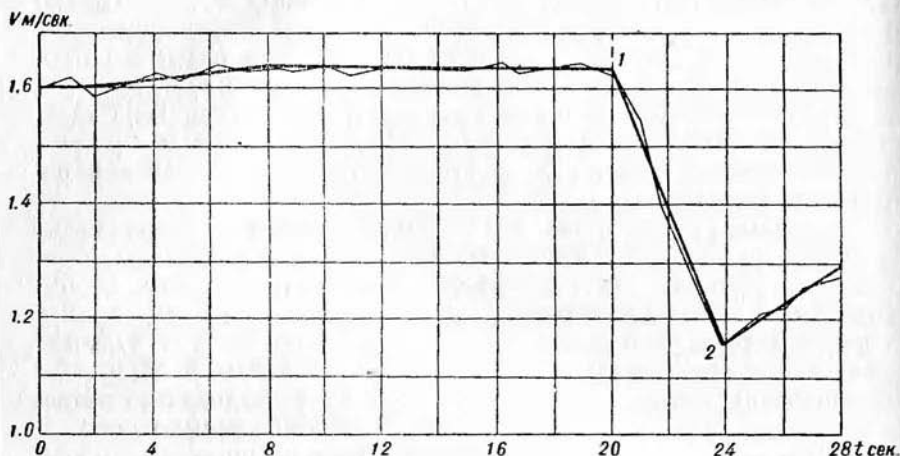


Рис. 117. Изменение скорости движения льдины при воздействии ее на опору моста с вертикальным ледорезом, по наблюдениям В. К. Моргунова в 1960 г.

1 — начало удара, 2 — разрушение льдины.

во время съемки не выполнено, то для получения равномасштабности с негативов делаются отпечатки на фототрансформаторе, чтобы привести снимки к заданному масштабу и для устранения искажений, возникающих за счет отклонения оптической оси аэрофотоаппарата от вертикального положения. Этот прибор позволяет спроектировать на экран изображение негатива под тем же углом, который был во время съемки между оптической осью объектива аппарата и траекторией льдины.

Определив за каждый промежуток времени Δt скорость v_{t_i} можно построить график скорости как функции от времени.

На рис. 117 приведен график скорости движения льдины. На графике отражено изменение скорости движения льдины при воздействии на опору моста с вертикальным ледорезом. Съемка велась с частотой одна экспозиция в секунду.

При определении скорости движения льдин щелевая фотокамера имеет ряд преимуществ по сравнению с кинокамерой.

При съемке щелевым аппаратом на одном снимке зафиксированы последовательные изображения вехи, установленной на движущейся льдине, заснятой через равные промежутки времени.

Измеряя расстояния между соседними изображениями вехи, получаем непосредственно приращения пути Δx_1 ; Δx_2 и т. д. Поделив приращение пути на время между экспозициями, можно, минуя операцию дифференцирования, непосредственно перейти к скорости как функции от времени.

В противоположность киноленте, фотоснимки щелевого аппарата при необходимости могут быть подвергнуты фототрансформации, а фотографическая и измерительная обработка их много проще и может выполняться в полевых условиях.

Изложенная методика определения скорости движения льдин приемлема в тех случаях, если заранее известно (хотя бы с точностью 10—15°) направление движения ледяных полей, и если их движение на подходе к сооружению происходит по траектории, близкой к прямой линии. При этом представляется возможным заблаговременно выбрать место стоянки аппарата с таким расчетом, чтобы угол между линией движения льдины и фокальной плоскостью аппарата был близким к 0°.

Для случаев, когда трудно определить направления движения льдины, Моргунов рекомендует синхронную стереофотограмметрическую съемку двумя перекрестно-щелевыми аппаратами. В отличие от щелевой фотокамеры перекрестно-щелевой аппарат дает возможность снимать движущиеся объекты, проекция которых на фотопластинке перемещается как в направлениях, параллельных главным осям снимка, так и по любому замкнутому или пересекающему контуру.

Устройство перекрестно-щелевого аппарата представлено на рис. 118. Аппарат имеет жесткую камеру 1, на передней стенке которой расположен объектив 2 с затвором 3. Во время съемки затвор автоматически открывается через равные промежутки времени с определенной выдержкой. Если предполагается вести съемку одним аппаратом, то затвор может приводиться в действие пружинным механизмом. В случае стереофотограмметрической съемки двумя аппаратами затворы снабжаются электромагнитными спусковыми устройствами 4, обеспечивающими синхронную работу затворов обоих аппаратов.

В непосредственной близости перед фотопластинкой 5 расположены светонепроницаемые, эластичные шторки 6 и 7, намотанные соответственно на валики 8 и 9. Шторка имеет вертикальную щель 10, которая может перемещаться в горизонтальном направлении. При произвольном перемещении трубы в процессе слежения за объектом соответственно будет перемещаться подвижное кадровое окно 12.

Конструктивно такое сочленение выполняется следующим

образом. Зрительная труба закрепляется цапфами в вилке 14, имеющей вертикальную ось вращения над задней узловой точкой объектива. Вращение трубы относительно вертикальной оси передается на звездочки 15 посредством зубчатого сектора 16, паразитную шестерню 17, шестерню 18, звездочку 19, цепь 20.

Вращение трубы относительно горизонтальной оси передается на звездочки 21 через рычажок 22, скользящую муфту 23, рычаг 24, зубчатый сектор 25, паразитную шестерню 26, шестерню 27, звездочку 28, цепь 29.

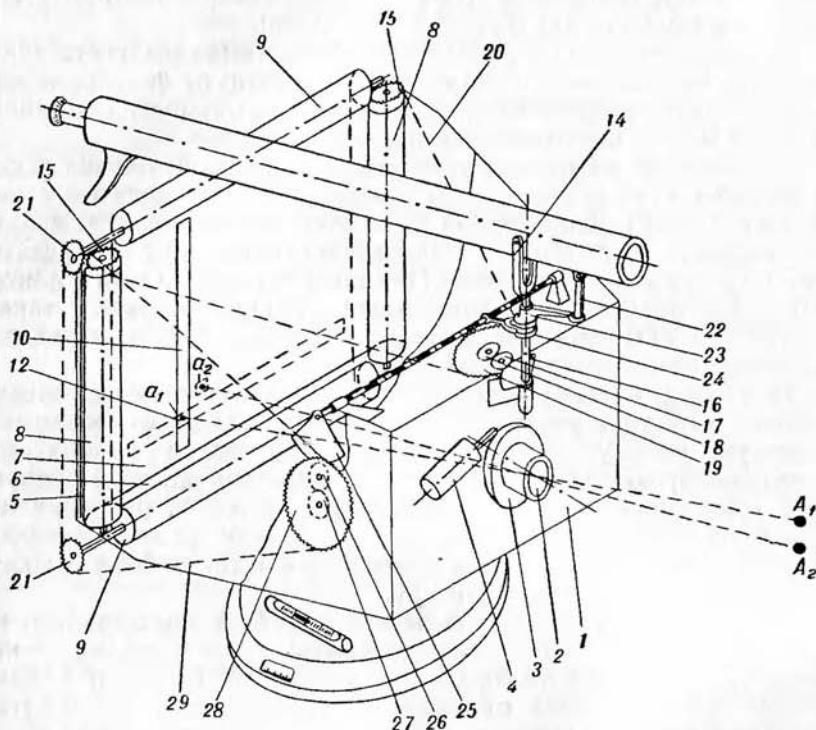


Рис. 118. Схема устройства перекрестно-щелевого аппарата.

жок 24, вилка которого входит в кольцевую выточку муфты, зубчатый сектор 25, паразитную шестерню 26, шестерню 27, звездочку 28, цепь 29.

Во время съемки затвор аппарата открывается автоматически через равные промежутки времени с определенной выдержкой, и задача наблюдателя состоит в том, чтобы следить в трубу за движущимся объектом (A_1 и A_2 — различные положения объекта) и не выпускать его из поля зрения рамки. При этом изображение объекта на пластинке будет все время находиться в пределах кадрового окна.

Для стереофотограмметрической съемки на берегу разбивается базис, на концах которого устанавливаются фотокамеры. Места стоянок аппаратов, по возможности, выбираются так, чтобы направление движения льдин было параллельно базису, но это не обязательно. Величина базиса, как и при обычной стереофотосъемке, выбирается не менее $1/20$ расстояния до наиболее удаленной точки. Так, при расстоянии до наиболее удаленной точки 1 км базис составит 50 м.

При входе ледяного поля в поле зрения аппаратов пускается в действие синхронизирующее устройство, и наблюдатели следят через визирное устройство за какой-либо приметной точкой на льдине.

В результате съемки получается стереопара с последовательными изображениями наблюдаемой точки. Измерительная обработка стереопар делается на стереокомпараторе.

В ряде случаев для определения скорости движения льдин применялся способ многократного экспонирования на один и тот же кадр. Этот аппарат дает возможность по одному снимку с помощью перспективной сетки получить план местности.

При темном фоне воды и белых льдинах можно сделать на один кадр до 10, а при особо благоприятных условиях освещения — до 15—20 экспозиций, каждая экспозиция составляет порядка $1/5$ нормальной экспозиции по яркости фона льдины.

Имея на снимке последовательные изображения движущейся льдины и перспективную сетку, не представляет труда получить все кинематические элементы, характеризующие плоское движение льдины.

Построение контуров льдин на плане делается на основании одного снимка путем графической трансформации с помощью перспективной сетки. Имея перспективную сетку на снимке и построив соответствующую ей прямоугольную сетку на плане, можно перенести по клеткам контуры горизонтальной местности со снимка на план.

Обычно построение перспективной сетки делают на каждом снимке, что представляет трудоемкую работу. Иногда применяют прозрачную пластинку с изображением перспективной сетки, которую накладывают на снимок. Этот способ требует точной подгонки размеров снимка под размеры сетки с учетом усадки фотобумаги.

Съемка для определения размеров льдин с помощью фотограмметрической камеры делается под постоянным углом наклона оптической оси объектива аппарата к горизонту, что позволяет одну перспективную сетку использовать для любых превышений центра объектива аппарата над снимаемой местностью. Перспективная сетка наносится на снимок в процессе печатания позитива. Снимки можно печатать произвольного

формата. При этом не требуется никакого специального фотограмметрического оборудования. Печатать можно на обычном фотоувеличителе.

Схема устройства аппарата приведена на рис. 119. Основной частью аппарата является жесткая фотокамера 1 с фиксированным углом наклона оптической оси к горизонту. На передней стенке камеры расположен объектив 2 с центральным затвором 3. Кассетная часть 4 предусмотрена для роликовой пленки

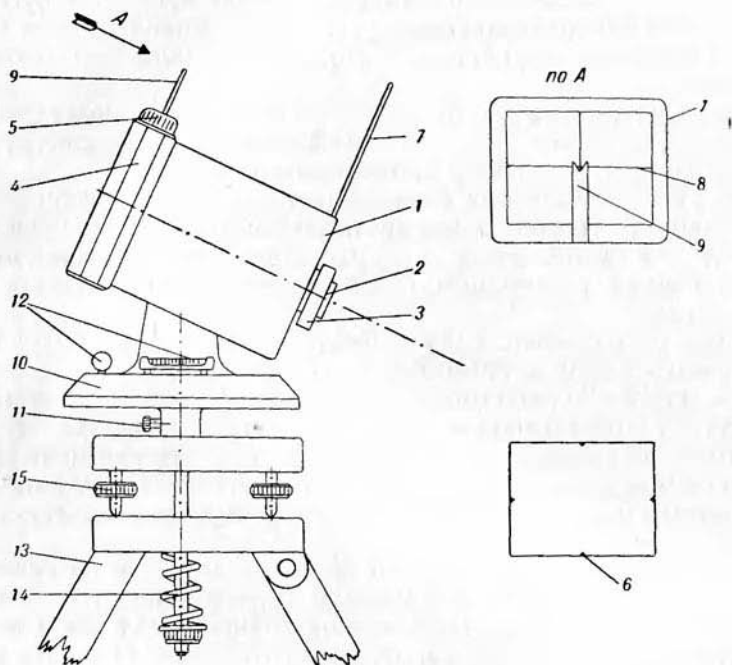


Рис. 119. Схема устройства фотографической камеры для определения размеров льдины.

шириной 60 мм. Для съемки используются стандартные катушки пленки на 8 кадров. Перестановка кадров осуществляется вращением головки 5.

В кадровом окне аппарата имеются четыре метки в виде зубцов треугольной формы 6, определяющие положение осей снимка. При съемке эти метки фиксируются на негативах.

Аппарат имеет видоискатель рамочного типа, состоящий из передней рамки 7 с перекрестием нитей 8 и визира 9. При наведении на объект съемки треугольный вырез должен совпадать с перекрестием нитей. При этом внутренние размеры рамки определяют поле зрения аппарата.

Камера жестко закреплена на горизонтальном лимбе 10 подставки от теодолита. При необходимости ее можно закрепить в желаемом направлении стопорным винтом 11.

Для приведения оси вращения камеры в строго вертикальное положение на горизонтальном круге имеются два взаимноперпендикулярных уровня 12.

Аппарат устанавливается на штативе 13 и закрепляется станковым винтом 14. Установка по уровню производится регулировочными винтами 15.

Перспективная сетка наносится на снимок в процессе печатания позитива. Для этого имеется прозрачная стеклянная пластинка с изображением сетки и четырех крестообразных меток, соответствующих координатным меткам негатива.

Эта пластинка и негатив вместе вставляются в специальную кассету. Перемещая негатив, добиваются точного совмещения крестообразных меток пластинки с остриями координатных меток негатива. При этом перспективная сетка займет определенное положение относительно изображенной на негативе местности, после чего кассета вставляется в фотоувеличитель, и производится фотопечать. Затем на листе бумаги разбивается прямоугольная сетка, соответствующая перспективной сетке. Размер стороны квадрата сетки на плане определяется по формуле

$$a_{пл} = 1000 \cdot Hk \frac{1}{M},$$

где $a_{пл}$ — сторона квадрата прямоугольной сетки на плане, мм; H — превышение центра объектива аппарата над уровнем воды, м; $\frac{1}{M}$ — масштаб плана; k — величина, постоянная для данной перспективной сетки, равная отношению стороны квадрата соответствующей прямоугольной сетки на местности к превышению H .

Путем интерполяции клеток контур льдины переносится со снимка на план, как это обычно делается в аналогичных случаях в фотограмметрии.

Для удобства работы деления сетки на плане пронумеровываются соответственно делениям перспективной сетки на снимке. На рис. 120 приведен план льдины, полученной в результате графической трансформации. Площадь льдины определяется планиметрированием.

Для определения толщины льда производится киносъемка процесса разрушения льдин сооружениями. Кинокамера устанавливается на верхней площадке опоры моста, оптическая ось объектива кинокамеры располагается приблизительно параллельно наклонному ребру (во всяком случае, угол между ними не должен быть более 10—15°). При этом та часть ледореза, на

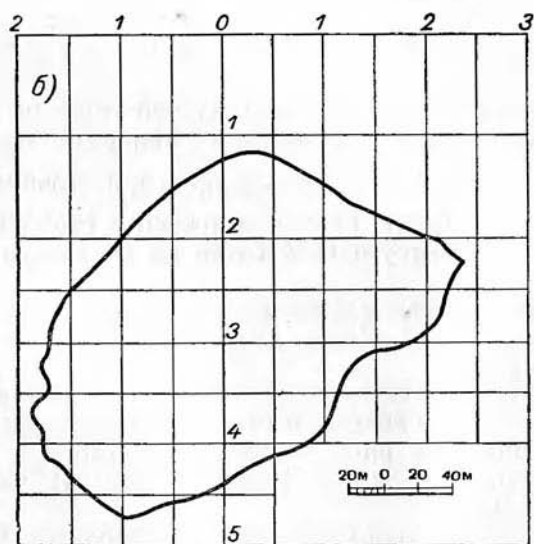
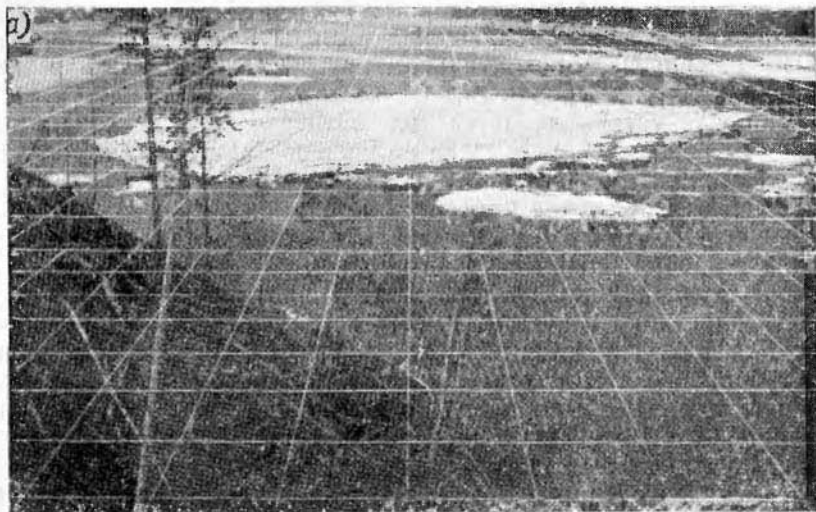


Рис. 120. Перспективная (а) и плановая (б) сетка при съемке льдины.

которую всползают льдины, находится в поле зрения кинокамеры.

Затем в масштабе вычерчивается вид опоры сбоку с нанесением положения кинокамеры, ее оптической оси и швов облицовки, через которые проводятся предметные плоскости (I—I; II—II и т. д.) перпендикулярно оптической оси (рис. 121).

При просмотре увеличенных изображений материалов съемки с помощью проекционного аппарата выбираются кадры, на которых запечатлен момент всползания льдины на наклонную грань.

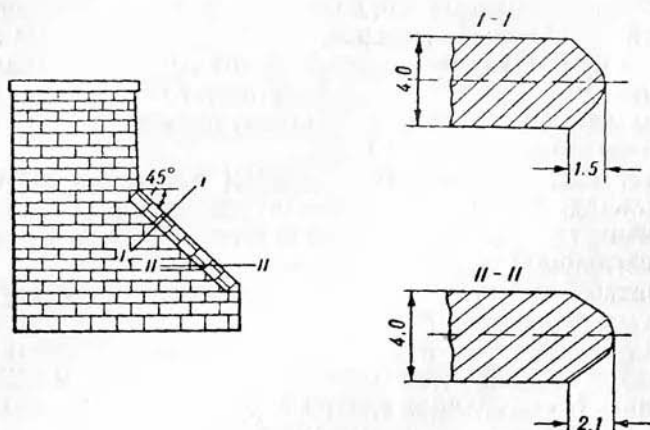


Рис. 121. Схема опоры моста с наклонным ледорезом, вид сбоку.

Замечают шов облицовки, до которого всползала льдина, и измеряют ее толщину на экране на уровне этого шва.

С помощью предварительной нумерации этот шов опознают на чертеже и определяют расстояние l от шва до центра объектива, измеренное в направлении оптической оси. После этого толщина льда определяется по формуле

$$h = \frac{h_a l}{10nF \cos \alpha},$$

где h — толщина льда в натуре, м; h_a — толщина льда, измеренная на экране, мм; n — увеличение, даваемое проекционным аппаратом; l — расстояние берется по чертежу с учетом его масштаба, м; F — фокусное расстояние объектива аппарата, мм; α — угол между оптической осью объектива и наклонным ребром сооружения.

По мере прохождения льдины толщина может определяться в нескольких ее точках.

В случае опоры с вертикальной гранью производится съемка с вертикальной оптической осью. Толщина льдин определяется

по переворачивающимся кускам льда, обращенным ребром к аппарату.

Исследование динамического давления льда. В течение ряда лет В. К. Моргуновым были проведены исследования динамического давления льда на мостовые опоры и гребни плотин на сибирских реках. В настоящее время это наиболее полные исследования, проведенные с высокой точностью при помощи новой аппаратуры. Остановимся на них несколько подробнее.

Первое исследование производилось на мосту с опорами, имеющими наклонный ледорез. Ледоход начался 20 апреля. До этого в предыдущую декаду толщина льда уменьшилась за счет таяния с 91 до 84 см, ослаблен был только верхний слой. За мостом имел место затор, вызвавший подъем уровня до 2,6 м. Затор формировался около 4 часов.

На рис. 122, 123 показаны графики изменения скорости и размеры льдин. Моргунов считает, что для данного случая давление изменяется с небольшим значением поправки. Он доказывает это следующими рассуждениями.

Рассмотрим льдину № 1, воздействующую на опору моста с наклонным ледорезом, график скорости этой льдины имеет два наклонных участка 1—2 и 3—4. Некоторое время льдина прорезалась одной опорой, чему соответствует участок 1—2. Затем образовалась опережающая трещина, усилие резко уменьшилось, и льдина двигалась с равномерной скоростью (участок 2—3). После того как трещина была пройдена, льдина стала оказывать давление на эту опору, и одновременно в работу включалась вторая соседняя опора, вследствие чего льдина начала тормозиться более интенсивно (участок 3—4). Ускорение на участке 3—4 в два раза больше, нежели на участке 1—2, что вполне соответствует рассмотренной картине включения опор в работу.

Для расчета Моргунов берет участок 1—2. Ускорение $a = 0,007$ м/сек.², масса льдины $M = 1230$ т сек.²/м, площадь льдины $\Omega = 21\,830$ м², толщина льда $h = 0,6$ м, длина льдины $l = 200$ м. Усилие без учета сопротивления воды

$$P = aM = 0,007 \cdot 1230 = 8,5 \text{ т.}$$

Коэффициент сопротивления воды

$$f = \frac{\sqrt{h}}{100 \sqrt{l}} = \frac{\sqrt{0,6}}{100 \sqrt{200}} = 0,00055 \text{ т/м}^2.$$

За время торможения $\Delta t = 7$ сек. скорость льдины уменьшилась на $\Delta V = 0,049$ м/сек.

Соответствующая этому приращению скорости величина влекущей силы

$$\Delta P = f_n \Omega (\Delta V)^2 = 0,00055 \cdot 21\,830 \cdot 0,049^2 = 0,29 \text{ т.}$$

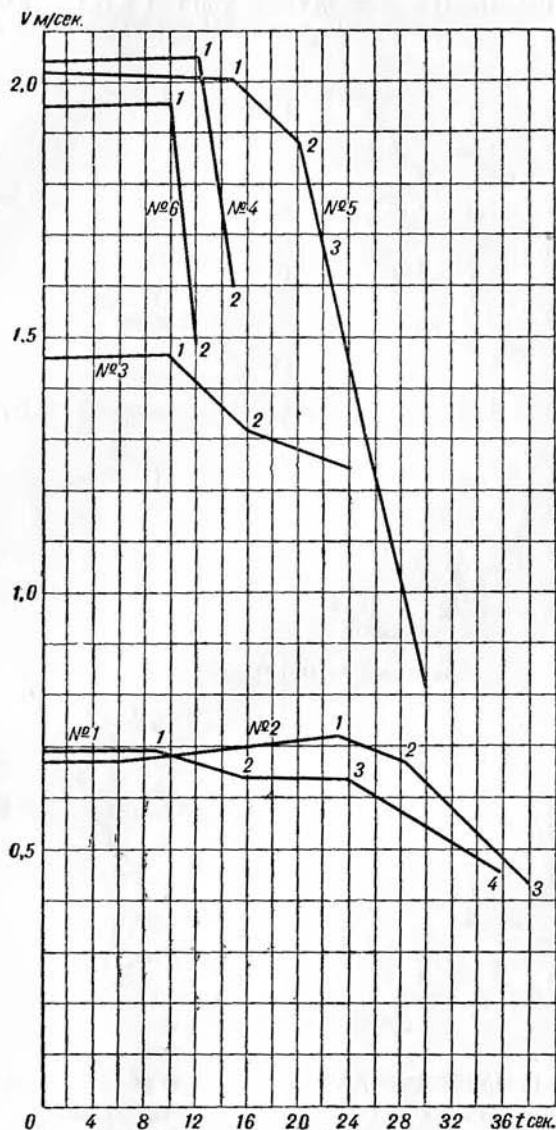


Рис. 122. Изменение скорости движения льдин при их воздействии на опору моста с наклонным ледорезом.

Этой величиной можно пренебречь, так как она составляет всего 3% от номинальной величины усилия 8,5 т. Величина усилия и все характеристики данного исследования приведены в табл. 81.

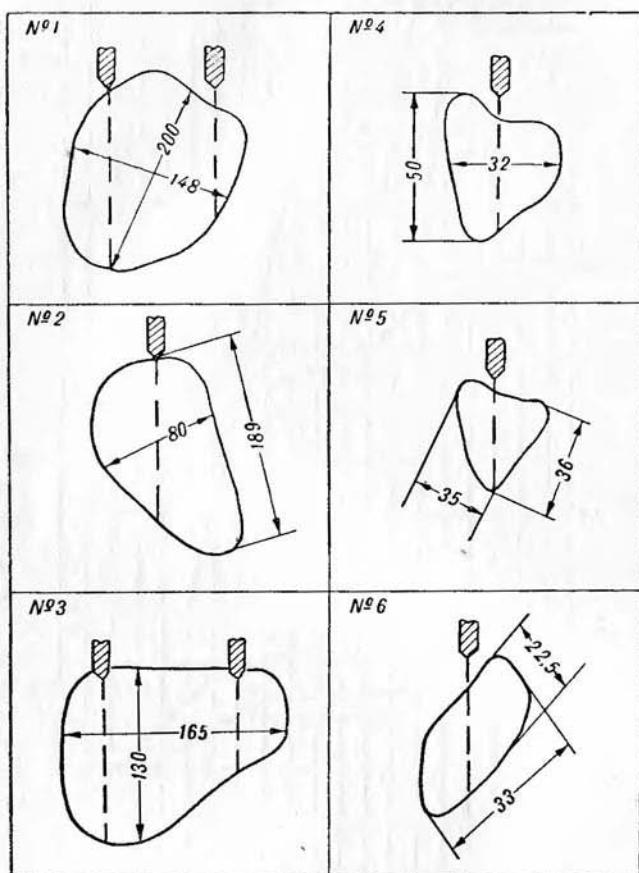


Рис. 123. Размеры льдин и их положение при воздействии на сооружение.

Наблюдения подтвердили положение о том, что характер разрушения льдин зависит, с одной стороны, от типа сооружения (его размеров, массивности, геометрии ледорезной части, материала), с другой стороны, — от прочности ледяного покрова.

В табл. 82 приведены результаты измерений.

В случае прочного льда разрушение происходит вследствие изгиба от действия вертикальной составляющей реакции сооружения. После незначительного вмятия ледореза в кромку льдины

Результаты измерения давления льда при наклонном ледорезе

Характеристика	№ опыта					
	1	2	3	4	5	6
Площадь льдины во время опыта (м ²) . . .	21 830	9700	13 200	1050	750	740
Толщина льдины (м) . . .	0,60	0,50	0,40	0,75	0,70	0,85
Полное давление льда (т)	8,5	11,0	12,0	11,5	5,0	14,0

Таблица 82

Результаты измерений давления льда при вертикальной опоре

Характеристика	№ опыта				
	7	8	9	10	11
Площадь льдины (м ²) . . .	31 000	3600	2880	920	280
Толщина льдины (м) . . .	0,60	0,70	0,70	0,70	0,70
Вес льдины, (т)	17 100	2320	1850	590	180
Масса льдины $\left(\frac{\text{т сек.}^2}{2}\right)$	1 750	236	188	60	18
Расчетный участок на графике скорости	1—2	1—2	1—2	1—2	1—2
Начальная скорость льдины (м/сек.)	1,10	1,62	1,85	2,08	1,70
Конечная скорость льдины (м/сек.)	0,57	1,14	1,61	1,81	0,47
Продолжительность наблюдения (сек.)	18	4	2	1	1
Ускорение (м/сек. ²)	0,029	0,12	0,12	0,27	1,22
Полное давление льда на сооружение (т)	51	28,3	23	16	22

сразу же появляется опережающая трещина, направленная под углом к оси опоры порядка 0—15°; иногда этот угол достигает 45° и больше. Причиной образования трещины является изгибающий момент в вертикальной плоскости, перпендикулярной к оси опоры. Поэтому, если лед однороден, трещина образуется вдоль оси опоры. Если ледяное поле неоднородно, возникает сеть скрытых трещин, определяющая картину разрушения в целом.

По мере дальнейшего надвигания льдины на опору происходит обламывание консолей в виде треугольных карт. Почти одновременно образуются радиальные трещины, разделяющие

треугольные элементы на более мелкие части. Длина отломанных консолей составляет 4—6 толщин льда.

Таким образом, прорезание льдины опорой происходит путем периодически повторяющегося обламывания карт до тех пор,

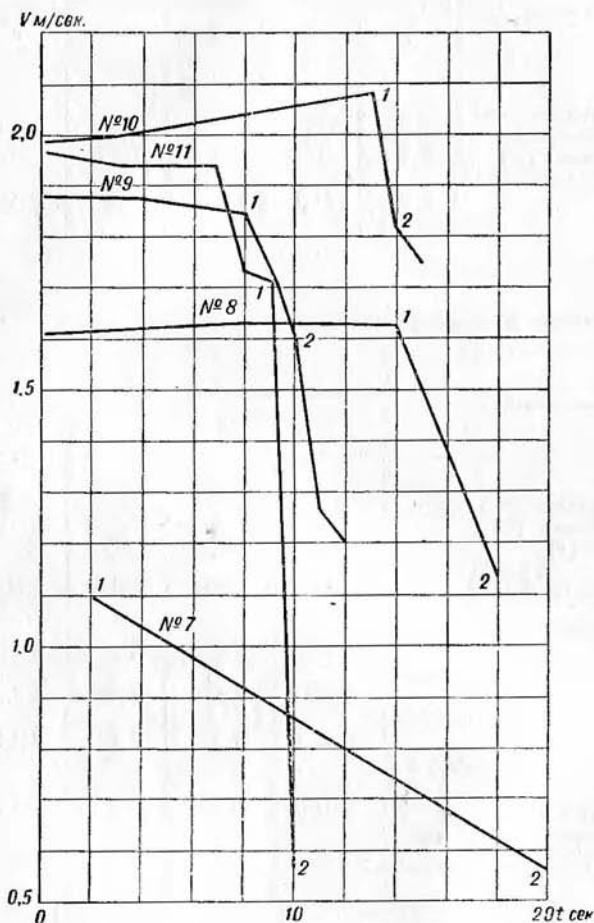


Рис. 124. Изменение скорости движения льдин при их воздействии на опору моста с вертикальным ледорезом.

пока не образуется сквозная трещина, разделяющая льдину на части.

Если лед был недостаточно прочным, разрушение льдин происходит от деформации среза вертикальной составляющей. В таких случаях льдина входит в контакт с сооружением по всему

периметру ледорезной части. Вдавливаемые куски льда имеют небольшие размеры.

Второе исследование проводилось на мосту с вертикальными ледорезами. Ледоход был позже средних многолетних дат, но затем наступило сильное потепление до 15° , произошло значительное ослабление ледяного покрова.

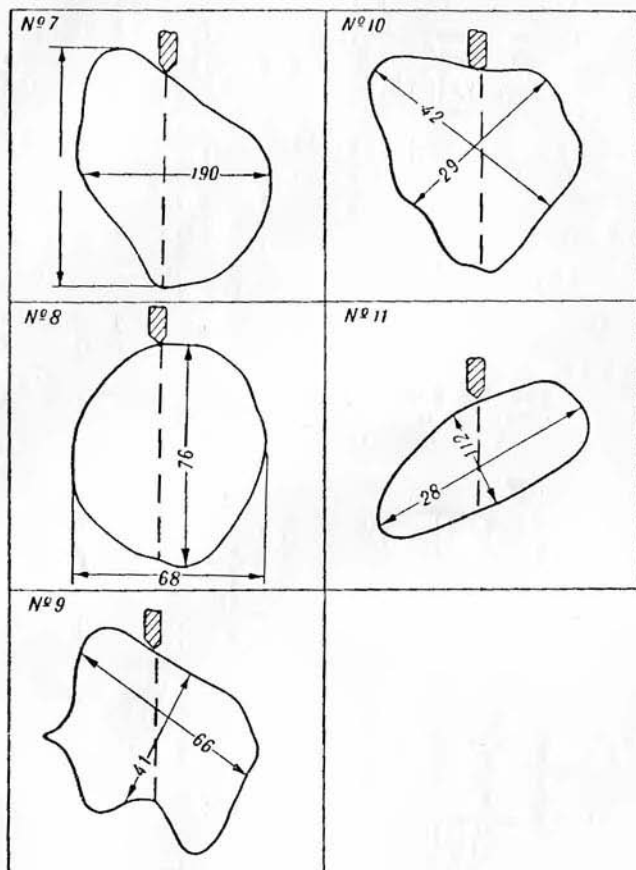


Рис. 125. Размеры льдин и их положение при воздействии на сооружение.

В предшествующую ледоходу декаду толщина льда уменьшилась с 81 до 59 см. Верхний слой льда на глубину 0,3 м был разрушен и не выдерживал нагрузки. Средний слой давал на сжатие 14 kg/cm^2 при температуре -1° . На рис. 124 представлены графики скорости движения льдины при встрече с опорой, на рис. 125 представлены размеры льдин.

V м/сек

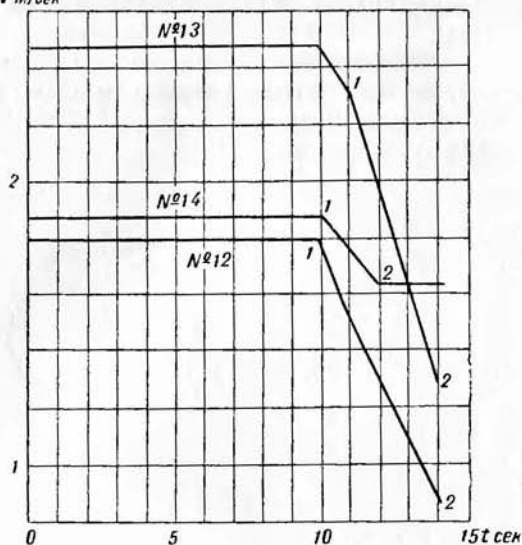


Рис. 126. Изменение скорости движения льдин при их воздействии на бычки плотины Братской ГЭС.

V м/сек

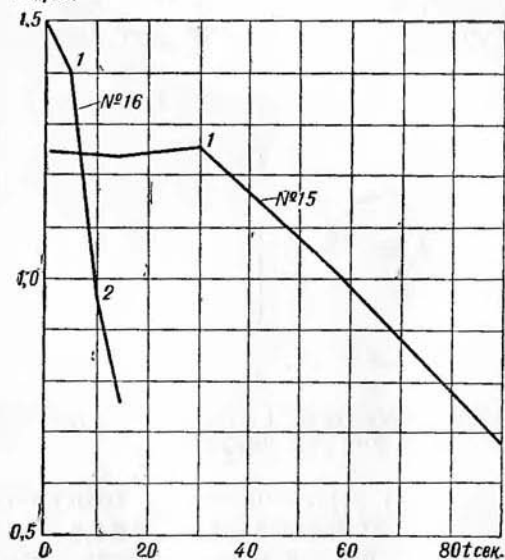


Рис. 217. Изменение скорости движения льдин при их воздействии на гребенку плотины Братской ГЭС.

В связи с тем что лед был достаточно слабым, прорезание его опорой происходило без образования трещины. В месте соприкосновения льдины и сооружения образовался вал из мелкобитого льда.

Проводилось исследование воздействия льда на плотину Братской ГЭС. Ледоход начался 10 мая. Ледяной покров был ослаблен. Он состоял из слоя шугового льда и слоя водного кристаллического льда. Прочность льда на изгиб была около 17,5 кг/см при средней прочности 6,1 кг/см². Толщина льда к концу зимы составляла 1,70—2,00; перед ледоходом стояло от 0,3 до 0,6 м.

На рис. 126 приведен график изменения скорости движения льдин при их воздействии на бычки плотины Братской ГЭС, на рис. 127 представлено изменение скорости движения льдин там же при их воздействии на гребенку плотины, а на рис. 128 — размеры и положение льдин.

В табл. 83 приведены результаты исследований.

В случае крупных ледяных полей, как это наблюдалось в 1961 г. на Братской ГЭС, учитывалась составляющая веса льдины за счет уклона свободной поверхности потока. Усилие определялось по формуле

$$P = aM + GI_r,$$

где G — вес льдины, I_r — уклон свободной поверхности потока.

Во время проведения полевых работ измерения уклонов не производилось. Поэтому эта величина была определена по формуле Шези

$$I_r = \frac{v^2}{c^2 h_n},$$

где v — скорость течения, h_n — глубина потока.

Коэффициент Шези

$$c = \frac{1}{n} h_n^{\frac{1}{6}},$$

где $n = 0,035$.

$$I_r = \frac{1,25^2}{41^2 \cdot 8} = 0,00011.$$

На Братской ГЭС (см. табл. 84) пропуск весенних ледоходов осуществляется через гребенку плотины, состоящую из бычков с плоской передней гранью шириной 10 м, ширина отверстий между бычками 12 м.

Кривая спада и большие скорости течения при входе в отверстия в значительной степени способствовали разрушению подплывающих к сооружению льдин и, следовательно, снижению силового воздействия. В районе передней кромки льдины

образовалась сеть трещин, и получающиеся при этом кусочки льда увлекались потоком в отверстия.

Иногда при ударе льдины о бычки трещины появлялись сразу по всей поверхности льдины, и она почти мгновенно оказывалась

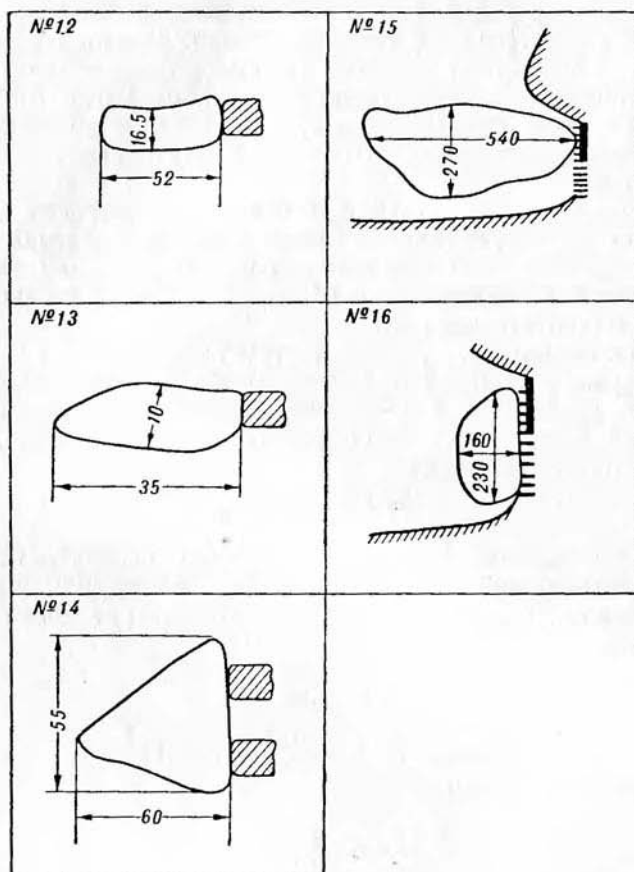


Рис. 128. Размеры льдин и их положение при воздействии на сооружение.

разделенной на части. В месте контакта льдины с бычками происходило дробление льда. Такая картина разрушения имела место в обоих исследованиях.

Крупные льдины также разрушались, в основном, на кривой спада, не оказывая существенного давления на бычки. Наряду с этим наблюдались случаи воздействия крупных ледяных полей на ту часть плотины, где отверстия были перекрыты и, следовательно, отсутствовали кривая спада и большие скорости тече-

Результаты исследования давления льда на Братской ГЭС

Характеристика льдины	№ опыта		
	12	13	14
Площадь (м ²)	810	330	1670
Толщина (м)	0,8	0,8	0,8
Вес (т)	600	242	1220
Масса (т сек. ² /м)	61	25	125
Расчетный участок на графике скорости	1—2	1—2	1—2
Начальная скорость (м/сек.)	1,80	2,33	1,88
Конечная скорость (м/сек.)	0,88	1,30	1,64
Продолжительность наблюдения (сек.)	4	3	2
Ускорение (м/сек. ²)	0,23	0,34	0,12
Полное давление льда на сооружение (т)	14	8,5	15 ¹

¹ Давление на 1 бычок 7,5 т.

Таблица 84

Результаты повторного исследования пропуска льда через плотину Братской ГЭС

Характеристика льдины	№ опыта	
	1	2
Площадь (м ²)	105 000	33 400
Толщина (м)	0,9	0,9
Вес (т)	87 000	27 600
Масса (т сек. ² /м)	8 900	2 810
Расчетный участок на графике скорости	1	2
Начальная скорость (м/сек.)	1,25	1,40
Конечная скорость (м/сек.)	0,68	0,97
Продолжительность наблюдения (сек.)	60	5
Ускорение (м/сек. ²)	0,01	0,086
Давление на сооружение без учета составляющих веса льдины (т)	86	242
Уклон свободной поверхности потока	0,00011	0,00011
Составляющая веса льдины (т)	9	3
Полное давление льда на сооружение (т)	95	245

ния. В таких случаях по мере надвигания льдины по линии контакта с поверхностью сооружения происходило непрерывное дробление льда с образованием вала из мелкодробленного льда.

Проводились исследования давления льда и на Красноярской ГЭС. Весна в период исследования имела затяжной характер, и отмечалось позднее вскрытие реки. Лед достигал толщины 1,5—2,0 м и значительной прочности. При пропуске льда создавались условия, когда скорость подхода льдины к сооружению составляла 4,5—5,0 м/сек.

В течение ряда лет (с 1933 г.) К. Н. Коржавин проводил исследования воздействия льда на сооружения и получил интересные данные. Результаты его исследований приведены в табл. 85.

Таблица 85

Результаты определения динамического давления льда в натурных условиях кинематическим методом, по данным К. Н. Коржавина

Год и дата	Тип сооружения	Размеры льдины		Скорость подхода льдины (м/сек.)	Горизонтальное усилие на сооружение (т)	Усилие, приведенное к толщине льда (т)	Предел прочности льда (т/м ²), определенный по фактическому давлению	
		площадь (м ²)	толщина (м)				на изгиб	на сжатие
1933	Мостовая опора с наклонным ледорезом. Ширина $B=4,4$ см, угол наклона $\beta=45^\circ$	15 600	0,98	2,2	43,8	45,5	27	38
23 IV 1964		2 500	0,5	1,3	17,5	70	21	30
5 V								
1955	Мостовая опора с вертикальным ледорезом. Ширина $B=7,7$ м, угол $2\alpha=115^\circ$	24 000	0,8	2,8	46,4	73	35	50
25 IV 1955		7 800	0,65	2,2	45,3	108	42	60
27 IV 1955		1 600	0,9	2,8	21,2	26	14	20
25 IV 1956		3 600	0,5	1,4	62,6	125	—	23
17 IV 1956		44 000	0,4	1,3	55	137	—	25
17 IV								

Коржавин приходит к выводу, что давление тесно связано с характером ледорезной грани. Давление с вертикальной гранью достигало 62,6 т, а с наклоном не превышает 45,8 т.

Исследования А. И. Гамаюнова по определению силы давления льда на опоры мостов проводились на р. Днепр у Киева и затем на р. Великой у Пскова (табл. 86). Исследования были начаты в 1946 г. По схеме опыта металлический щит размером 248×595 см, состоящий из трех шарнирно соединенных частей, облегал режущую грань опоры. При нажиме ледяного поля на

Результаты исследований А. И. Гамаюнова по определению силы давления льда на опоры мостов

Размеры льдины		Скорость подхода льдины к сооружению (м/сек.)	Горизонтальное усилие на сооружение (т)	Предел прочности льда, определенный по фактическому давлению (т/м ²)	
площадь (м ²)	толщина (м)			на изгиб	на сжатие

р. Днепр у Киева, исследование 30/III 1946 г.

	0,4	1,0	24,9	12,0	17
1000	0,4	1,0	20,3	9,7	13,9
3000	0,4	1,0	24,6	11,7	16,7
2000	0,4	1,0	36,2	17,2	24,3
1800	0,4	1,0	27,2	13	18,6
2000	0,4	1,0	26,8	12,7	18,1
300	0,4	1,0	24,9	11,9	17
1650	0,4	1,0	16,1	7,7	11
30	0,4	1,0	13,5	6,4	9
1000	0,4	1,0	15,9	7,6	11
300—200	0,4	1,0	18,4	8,8	12,5

Максимальное давление при подвижке составило 36 т

Опора моста. Уклон наклона режущего ребра к горизонту $\beta=78^\circ$

Угол между гранями $2\alpha=60^\circ$

Ширина щитов, воспринимающих давление, $b=2,8$ м

р. Великая у Пскова, исследование 3/V 1950 г.

30	0,4	—	7,0	3,3	4,7
1000	0,4	1,0	34	16	23
200	0,4	1,0	24	11,5	16,5
1200	0,4	1,0	33	15,7	22,5
6400	0,4	1,0	17	8,1	11,6
6400	0,4	—	24	11,5	16,5
40	0,4	1,5	48	23	33
15	0,4	—	4,0	—	—
1200	0,4	—	11	5,2	7,4

Максимальное давление при подвижке составило 89 т

шарнирно подвешенный щит давление на опору воспринималось 28 месдозами, расположенного между щитом и стойками второго каркаса, укрепленного болтами на режущем гребне ледореза.

ИССЛЕДОВАНИЯ НАИБОЛЬШИХ МЕСТНЫХ ДАВЛЕНИЙ ЛЬДА НА СООРУЖЕНИЯ

Помимо определения полного давления льда, необходимо решить задачу об определении наибольших местных давлений льда. В. К. Моргуновым для этих целей была сконструирована

динамометрическая плита, с помощью которой он провел интересные определения. Остановимся подробнее на ее описании.

Плита представляет конструкцию (рис. 129), сваренную из листовой стали. Лицевая сторона плиты 1 имеет толщину 8 мм, ребра жесткости 2 — толщину 12 мм. Площадь плиты, воспринимающая ледовую нагрузку, составляет 0,132 м².

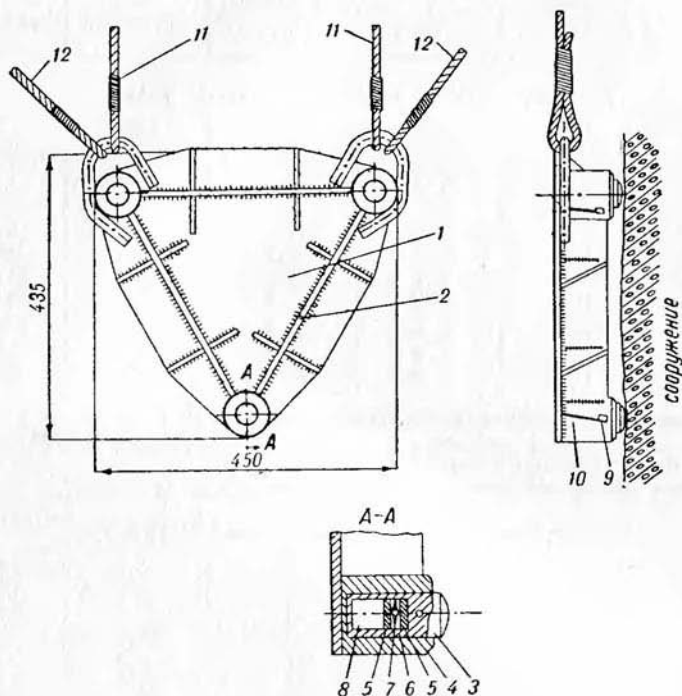


Рис. 129. Схема устройства динамометрической плиты.

Давление льда от плиты на сооружение передается через три опоры, в которых расположены иденторные динамометры. Динамометры находятся в опорных стаканах 3, вставляемых в гнезда плиты 4. Собственно динамометр состоит из двух круглых пластинок (образцов) 5 диаметром 25 и толщиной 6 мм и зажатого между ними шарика 6 диаметром 7,9 мм. Пластинки изготовлены из мягкой стали. Шарик удерживается в центре пластинок шайбой 7. Усилие на динамометр передается через боек 8. Для предотвращения выпадения закладных частей из плиты через отверстие 9 пропускается контрольная проволока 10. Отверстие в гнезде имеет продолговатую форму и расположено относительно круглого и небольшого отверстия в стакане так, что проволока не препятствует перемещению заклад-

ных частей во время сжатия при образовании отпечатка. Вес плиты в рабочем состоянии 25 кг. Плита опускалась на тросах 11 и 12.

Опыты проводились на одном из бычков строящейся плотины Красноярской ГЭС. Бычки имели вертикальные ледорезы криволинейного в плане очертания. Плита устанавливалась на боковую поверхность ледореза вблизи режущего ребра, несколько ниже уровня воды.

Она опускалась с верхней площадки бычка на двух тросах, перекинутых через блоки, и удерживалась на месте с помощью оттяжек.

В исходном положении плита находилась на высоте около одного метра над поверхностью воды. При приближении выбранной льдины плита опускалась в рабочее положение ниже уровня воды. Если льдина ударяла не очень сильно, то допускались удары последующих, более прочных льдин. Всего допускалось до 3—5 ударов, после чего плиту поднимали, делали перезарядку образцов и снова опускали в рабочее положение.

Время подъема плиты на высоту 25 м составляло около 1 минуты, на перезарядку пластинок уходило до 5 минут, спуск плиты — 3—5 минут.

Моргуновым использовались измерители силы, основанные на зависимости между размерами отпечатка и величиной вдавливающей силы. За величину динамической твердости принималась удельная работа на единицу объема отпечатка. Измерения отпечатков делались с точностью до 0,05 мм. Диаметры отпечатков каждой пары образцов оказались равными между собой, что свидетельствует о достаточной однородности материала образцов. Тарировка заключалась в том, что экспериментальным путем определялась зависимость между вдавливающей силой и диаметром отпечатков.

Как отмечалось выше, лед обладал значительной прочностью, и удары льдин о сооружение были резкими. Поэтому при тарировке необходимо было считаться с динамичностью приложения нагрузки. Скорость подхода льдин к сооружению составляла около 4—5 м/сек.

Если бы удары льдин были абсолютно жесткими, без раздробления льда, то сжатие динамометров происходило бы со скоростью движения льдин. Учитывая, что динамометр имел две пластинки, скорость вдавливания шарика в каждую пластинку составляла $\frac{1}{2}$ от скорости подхода льдин, т. е. 2—2,5 м/сек., что и было принято за максимальную скорость вдавливания шарика. В действительности эта скорость была меньше вследствие раздробления льда.

На основании опытов по вдавливанию шарика в образцы (изготовленные из того же материала, что и рабочие пластинки) статической нагрузкой на испытательной машине Моргуновым

были получены параметры, входящие в выражение закона Мейера

$$a = 74,5 \text{ кг/см}^2, \quad n = 2,13.$$

Зависимость между усилием и диаметром отпечатка

$$P = 74,5 d^{2,13}.$$

В конструкции плиты не предусматривалось специальных мер по герметизации динамометров. Поэтому во время погружения плиты вода проникала во внутренние полости динамометров и смачивала пластинки. Для выяснения влияния этого фактора на ход тарировочной кривой были проведены опыты по вдавливанию шарика, как при сухих образцах, так и смоченных водой. При этом заметного различия в результате обнаружено не было. Как указывает Моргунов, вода полностью вытеснялась под действием нагрузки.

За время проведения работ в период ледохода было произведено 15 установок динамометрической плиты в рабочее положение на бычке плотины, и соответственно этому получено такое же количество комплектов образцов с отпечатками шариков. Опорные точки плиты и соответствующие им динамометры были пронумерованы.

Усилие в каждом динамометре определялось по статической тарировочной кривой, в зависимости от диаметра отпечатка, с учетом динамического коэффициента $k_d = 1,16$.

Таблица 87

Результаты определения величины ледового усилия на динамометрическую плиту (Красноярская ГЭС, 1963 г.)

Динамометр № 1		Динамометр № 2		Динамометр № 3		Суммарное усилие на плиту (т)
диаметр отпечатка (мм)	сила (т)	диаметр отпечатка (мм)	сила (т)	диаметр отпечатка (мм)	сила (т)	
3,12	0,98	3,45	1,18	3,60	1,39	3,6
4,55	2,20	3,00	0,93	3,75	1,45	4,6
4,10	1,80	4,60	2,20	4,32	2,05	5,0
3,55	1,33	3,45	1,18	4,25	1,91	4,4
3,28	1,10	3,40	1,16	3,35	1,15	3,4
3,15	0,99	2,70	0,76	3,40	1,16	2,9
2,65	0,70	2,70	0,76	1,90	0,29	1,8
3,25	1,06	3,60	1,39	4,65	2,20	4,7
4,30	2,05	3,65	1,40	4,30	2,05	5,5
3,40	1,16	6,90	5,22	7,10	5,50	11,9
5,65	3,48	2,70	0,47	7,10	5,50	9,4
4,55	2,20	5,00	2,67	4,80	2,50	7,4
2,85	0,87	3,40	1,16	3,50	1,32	3,4
3,30	1,15	4,35	2,04	3,15	0,99	4,2
5,50	3,25	3,95	1,68	5,60	3,36	8,3

В табл. 87 приведены диаметры отпечатков, усилия в каждом динамометре, а также суммарное усилие на всю плиту.

Фактическую сопротивляемость льда разрушению в натуральных условиях работы сооружения при пропуске ледохода можно характеризовать удельным давлением

$$R_{\phi} = \frac{H_{\text{пл}}}{\omega},$$

где R_{ϕ} — фактическое удельное давление льда на плиту, т/м²; $H_{\text{пл}}$ — давление льда на плиту, т; ω — площадь плиты, равная 0,132 м².

Таблица 88

Результаты определений динамической ледовой нагрузки с помощью динамометрической плиты

Фактическое давление льда на плиту (т)	Удельное давление льда на плиту (кг/см ²)	Фактическое давление льда на плиту (т)	Удельное давление льда на плиту (кг/см ²)	Фактическое давление льда на плиту (т)	Удельное давление льда на плиту (кг/см ²)
3,6	2,7	2,9	2,2	9,7	7,12
4,6	3,5	1,8	1,4	7,4	5,6
6,0	4,6	4,7	3,6	3,4	2,5
4,4	3,4	5,5	4,2	4,2	3,2
3,4	2,6	11,9	9,1	8,3	6,4

Результаты подсчетов представлены в табл. 88. Как видно, наименьшая величина удельного давления составляет 1,4, средняя — 4,1, наибольшая — 9,1 кг/см².

Моргунов произвел сравнение полученных фактических удельных давлений льда с рекомендуемыми в нормах СН-76-59 значениями предела прочности льда на сжатие. Для районов расположения Красноярской ГЭС в нормах дается расчетный предел прочности льда на сжатие $R_p = 9$ кг/см² с учетом местного сжатия и коэффициента неплотности соприкасания $k = 0,7$.

Если из этой величины исключить коэффициент неплотности соприкасания, то получим $9 : 0,7 = 13$ кг/см². Отсюда следует, что наибольшее фактическое удельное давление $R_{\phi} = 9,1$ кг/см² не превосходит рекомендуемую в нормах величину 13 кг/см² и составляет 0,7 от нее.

Однако следует заметить, что гидрометеорологические условия, определяющие прочность льда в период ледохода в 1963 г., не являлись экстремальными.

В результате анализа Моргунов приходит к выводу, что динамометрическая плита является сравнительно простым прибором. Работа по определению ледовой нагрузки может проводиться независимо от погодных условий, а также в ночное время. Определение же удельной прочности льда таким способом

имеет ряд преимуществ по сравнению со статическими испытаниями небольших образцов и, во всяком случае, является хорошим дополнением к ним. Прочность льда определяется непосредственно в период ледохода. В результате таких измерений возрастает вероятность обнаружения наибольших значений прочности льда, так как через сооружение проходит не только местный лед, но и лед с верхних участков реки. И, что особенно важно, прочность льда определяется в натуральных условиях работы сооружения (натурные скорости движения льдин, явление местного смятия).

Н. Н. Петруничев и Ф. И. Быдин определяли давление льда во время строительства Свирской гидростанции. Был установлен прибор, состоящий из двух металлических плит с зажатым между ними стальным шариком. Прибор был предварительно тарирован. Величина давления определялась по размерам отпечатка. В результате опытов было зафиксировано давление около 3,6 т.

Определение давления льда расчетным путем на основании деформаций сооружений. Этот метод, основанный на расчете величины силы, вызывающей фактическую деформацию сооружений, дает представление о величине действующего давления. Приводим несколько случаев, описанных в отечественной и американской литературе.

А. М. Рябухо упоминает случай, произошедший с повреждением опоры одного из мостов в Китае. Опора диаметром 4,1 м была сдвинута льдом толщиной 0,4 м. Сдвиг произошел в результате напора, принесенного ветром крупного и прочного ледяного поля.

Давление на всю опору составляло 300 т или 185 т/м^2 .

А. С. Ольмеров и Г. С. Шапиро приводят случай разрушения строящихся опор на высоком свайном острове давлением льда в 270 т на одну опору.

И. Н. Шафор и Р. И. Гинсберг описывают случай сдвига ряжей пирса при воздействии льда, вызвавшем усилие на один ряж в 100 т ($23,8 \text{ т/м}^2$).

А. А. Гельфер отмечает, что в 1920 г. со стального моста была сброшена давлением льда мостовая ферма. Расчеты показали, что усилие на погонный метр составляло 140 т. Общее давление было равно 270 т.

А. Н. Комаровский приводит данные о разрушении в 1899 г. массивной плотины. Под воздействием льда произошел сдвиг по шву. Давление льда составляло всего $16,7 \text{ т/м}^2$. Приводятся также данные о наклоне массивной опоры моста в Канаде, вызванном давлением льда в $71,3 \text{ т/м}^2$.

Из табл. 89 видно, что большинство расчетных формул дают пестрые результаты. Так, рекомендации ГОСТ 3440-46 и ТУПМ-47 приводили к завышению расчетного давления в 5—

9 раз, нормы же ТУПМ-56, наоборот, для опор с наклонным ледорезом дают сильно заниженные величины. Более близки к фактическим данным последние нормы СН 76-59.

Таблица 89

Сопоставление давления льда по различным рекомендациям

Характеристика	Давление льда (т)					
Исходные данные:						
Площадь ледяного поля (тыс. м²)	15,6	2,5	24	0,7	3,6	36,0
Толщина льда (м) . . .	0,98	0,50	0,90	0,85	0,50	0,60
Размеры и форма опоры:						
ширина (м)	4,4	4,4	4,4	4,0	7,7	3,4
радиус закругления (м)	1,0	1,0	1,0	2,0	0,0	0,6
угол заострения	46	46	46	80	115	83
угол наклона	44	18	47	15	63	51
Расчетные данные:						
По ГОСТ 3440-46 . . .	304	156	280	170	178	238
По ТУПМ-47	152	78	140	85	192	119
По ТУПМ-56	27	9	24	23	137	62
По СН 76-59	95	26	30	46	137	79
По Б. В. Зылеву . . .	203	55	165	96	—	—
П. К. Н. Коржавину . .	78	40	72	27	108	70

СТАТИЧЕСКОЕ ДАВЛЕНИЕ ЛЬДА

Экспериментальные исследования, проведенные Ройеном, дали возможность установить связь между относительным сжатием льда ϵ , его средней температурой t_0 , величиной нагрузки P_0 кг/см и временем ее действия τ .

Зависимость имеет следующий вид:

$$\epsilon = \frac{c_{P_0} \sqrt[3]{\tau}}{t_0 + 1},$$

где c — постоянная величина, характеризующая пластические свойства данного образца льда, численные значения которой, по опытам Ройена, лежат в пределах от $60 \cdot 10^{-5}$ до $90 \cdot 10^{-5}$.

По этой формуле, если принять для коэффициента температурного расширения льда его среднее значение $\alpha = 0,000055$, получается следующее расчетное выражение для оценки статического давления льда:

$$P_{\max} = 0,9(t_n + 1) \sqrt{\frac{t_n}{\Delta_0 \tau} (t_n + 1)^2},$$

где t_n — начальное значение температуры льда, $\Delta_0 \tau$ — время изменения температуры от t_n до 0° , размерность P_{\max} т/м².

Для вычисления значения давления ледяного покрова на 1 пог. м сооружений, необходимо величину P_{\max} умножить на толщину ледяного покрова h , выраженную в метрах:

$$P_{\text{пог. м}} = h P_{\max}.$$

Этой формулой обычно пользовались при проектировании гидротехнических сооружений для оценки статического давления ледяного покрова.

Анализируя формулы Ройена, Б. В. Проскуряков установил, что при выводе дифференциального уравнения Ройеном предполагалось постоянство температуры льда и напряжений, чего в действительности нет; уравнение противоречит ряду наблюдений за движением ледников, вызванным пластическим течением.

Проскуряков рекомендует следующий прием для исправления формулы Ройена.

Дифференцируя правую и левую части уравнения по τ , в предположении, что давление и температура льда меняются во времени, найдем

$$\frac{d\epsilon}{d\tau} = \frac{c P_0 \tau^{-2/3}}{3(t_0 + 1)} + \frac{c \tau^{1/3}}{t_0 + 1} \frac{dP_0}{d\tau} - \frac{c \tau^{1/3} P_0}{(t_0 + 1)} \frac{dt_0}{d\tau}.$$

Принимая изменение температуры льда по закону прямой линии, получим

$$t_0 = t_n + \frac{dt_0}{d\tau} \tau,$$

где

$$\frac{dt_0}{d\tau} = -A = \text{const.}$$

Решая совместно эти уравнения, найдем

$$\frac{d\epsilon}{d\tau} = \frac{c P_0 \tau^{-2/3}}{3(t_n - A\tau + 1)} - \frac{c \tau^{1/3}}{(t_n - A\tau + 1)} \frac{dP_0}{d\tau} - \frac{c \tau^{1/3} P_0}{(t_n - A\tau + 1)^2} A.$$

Учитывая, что изменение относительной деформации льда за счет температурного расширения

$$\frac{d\epsilon}{d\tau} = d \frac{dt_0}{d\tau},$$

получим

$$\frac{d\epsilon}{dt} = dA.$$

В том случае, когда температурные деформации ледяного покрова исключены действием реактивных напряжений P_0 , ле-

вые части уравнений становятся равными; тогда можно приравнять друг другу и правые части этих уравнений, т. е.

$$dA = \frac{cP_0\tau^{-2/3}}{3(t_n - A\tau + 1)} + \frac{c\tau^{1/3}}{(t_n - A\tau + 1)} \frac{dP_0}{d\tau} - \frac{c\tau^{1/3}P_0}{(t_n - A\tau + 1)^2} A.$$

Произведя простейшие преобразования, приведем уравнение к следующему виду

$$\frac{dP_0}{d\tau} + \frac{A}{(t_n - A\tau + 1)} P_0 + \frac{P_0}{3\tau} - \frac{dA(t_n A\tau + 1)}{c\tau^{1/3}} = 0.$$

Последнее уравнение представляет дифференциальное уравнение типа

$$\frac{dP_0}{d\tau} + P(\tau)P_0 + Q(\tau) = 0,$$

где

$$P(\tau) = + \frac{A}{t_n - A\tau + 1} + \frac{1}{3\tau},$$

$$Q(\tau) = - \frac{dA(t_n - A\tau + 1)}{c\tau^{1/3}}.$$

Произведя интегрирование, найдем

$$P_0 = \frac{t_n - A\tau + 1}{A\tau^{1/3}} U + \frac{dA}{c} (t_n - A\tau + 1) \tau^{2/3}$$

Постоянная интегрирования U , входящая в уравнение, находится из условия, что при $\tau=0$, $P_0=0$. Отсюда

$$U = 0.$$

Таким образом,

$$P_0 = \frac{dA}{c} (t_n - A\tau + 1) \tau^{2/3}.$$

Для определения P_{\max} нужно приравнять нулю первую производную от давления по времени, откуда найдем момент времени, при котором давление льда достигает максимума,

$$\tau = \frac{2}{5} (t_n + 1) \frac{1}{A}.$$

Решая совместно уравнения, получим выражение для максимального давления льда

$$\begin{aligned} P_{0\max} &= \frac{dA}{c} \left[t_n - \frac{2}{5} (t_n + 1) + 1 \right] \sqrt[3]{\frac{4}{25A^2} (t_n + 1)^2} = \\ &= 0,326 \frac{d}{c} (t_n + 1)^2 \sqrt[3]{A (t_n + 1)^2}. \end{aligned}$$

Подставляя взамен d и c их численные значения

$$d = 0,000055 = 5,5 \cdot 10^{-5}; \quad c = 60 \cdot 10^{-5},$$

получим окончательно

$$P_{0 \max} = 0,3(t_n + 1) \sqrt[3]{A(t_n + 1)^2},$$

$$P_{0 \max} = P_{0 \max} h = 0,3h(t_n + 1) \sqrt[3]{A(t_n + 1)^2} \text{ т/м}^2.$$

Сопоставляя расчетную зависимость для оценки статического давления льда, предложенную Ройеном и выведенную Проскуряковым, видим, что первая дает величину давления льда в три раза большую.

Метод определения статического давления, предложенный Б. В. Проскуряковым. Исходя из работ Б. П. Вейнберга по анализу движения ледников, опытов Н. А. Цитовича с мерзлыми грунтами и опытов В. П. Берденникова с изгибом ледяных брусков, Проскуряков предложил рассматривать лед в области пластических деформаций как вязкую жидкость и определять касательные напряжения, возникающие в ледяном покрове по следующей формуле:

$$P_t = P_0 + \mu \frac{\partial V}{\partial n},$$

где P_t — касательное напряжение; P_0 — касательное напряжение, соответствующее пределу упругости; μ — коэффициент вязкости льда, $\frac{\partial V}{\partial n}$ — проекция производной скорости деформации, взятой по нормали к площадке с напряжением P_t .

Приняв эту зависимость между касательными напряжениями и деформациями, тем самым переносим решение поставленной задачи в область гидродинамики. При этом необходимо иметь в виду, что дальнейшие выкладки имеют смысл только при условии

$$P_t - P_0 > 0.$$

В случае, когда

$$P_t - P_0 \leq 0,$$

задачи ледотехники решаются методами теории упругости. Следует доказать, что почти во всех случаях, интересующих практика, лед находится за пределами упругости.

В общем случае приходится иметь дело не только с чистым сдвигом, так как помимо касательных напряжений во льду имеют место и нормальные напряжения. В этом случае, как

легко показать, деформации будут следовать уравнениям Навье—Стокса

$$\frac{Du}{D\tau} = x - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \mu \nabla^2 u;$$

$$\frac{Dv}{D\tau} = y - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \mu \nabla^2 v;$$

$$\frac{Dw}{D\tau} = z - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \mu \nabla^2 w,$$

где u — проекция скорости деформации на ось x ; v — проекция скорости деформации на ось y ; w — проекция скорости деформации на ось z ; ρ — плотность льда; p — давление в ледяном покрове; ∇^2 — оператор Лапласа; $\frac{Du}{D\tau}$; $\frac{Dv}{D\tau}$; $\frac{Dw}{D\tau}$ — полные производные от проекций скоростей деформаций на оси x , y , z ; x , y , z — проекции на оси координат массовых сил.

Уравнения Навье—Стокса дополняются уравнением неразрывности, которое при постоянстве температур и несжимаемости льда может быть представлено в следующем виде:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0.$$

При изменении температуры лед меняет свой объем, причем при повышении температуры пресноводный лед расширяется, а при ее понижении — уменьшается в объеме. В этом случае дивергенция вектора скорости деформации не будет равна нулю, а может быть в общем случае выражена следующей зависимостью:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = \beta \frac{\partial t}{\partial \tau},$$

где β — коэффициент объемного расширения льда, $\frac{\partial t}{\partial \tau}$ — скорость изменения температуры льда во времени.

При решении практических задач можно без ущерба для точности решения пренебречь рядом членов в уравнении Навье—Стокса.

В частности, при обычных условиях работы ледяного покрова, можно пренебречь инерционными и объемными силами, т. е. положить

$$\frac{Du}{D\tau} = \frac{Dv}{D\tau} = \frac{Dw}{D\tau} = 0,$$

$$x = u = z = 0.$$

При значении дивергенции вектора скорости деформации, отличной от нуля уравнения Навье—Стокса приобретут следующий вид:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial p}{\partial x} &= \mu \nabla^2 u + \frac{1}{3} \frac{\partial \theta}{\partial x} \\ \frac{\partial p}{\partial y} &= \mu \nabla^2 v + \frac{1}{3} \frac{\partial \theta}{\partial y} \\ \frac{\partial p}{\partial z} &= \mu \nabla^2 w + \frac{1}{3} \frac{\partial \theta}{\partial z} \end{aligned} \right\}$$

где

$$\theta = \beta \frac{\partial t}{\partial \tau}.$$

Последние уравнения отвечают случаю температурной деформации ледяного покрова и связывают эти деформации с напряжениями, возникающими при этом в ледяном покрове. Решение этих уравнений и их интегрирование возможно только при задании вполне определенных пограничных условий, вытекающих из практических задач.

Уравнения ограничивают решение практических задач, кроме перечисленных, выше допущений еще одним требованием

$$\mu = \text{const.}$$

Как указывает Проскуряков, в случае, когда по смыслу задачи требование, формулируемое этим условием, не может быть принято, уравнения Навье—Стокса переписутся в следующем виде:

$$\begin{aligned} \frac{\partial p}{\partial x} &= \mu \nabla^2 u + \frac{\mu}{3} \frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial \mu}{\partial x} \left(\frac{2}{3} \theta - 2 \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial \mu}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \\ &\quad + \frac{\partial \mu}{\partial z} \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right) = 0, \\ \frac{\partial p}{\partial y} &= \mu \nabla^2 v + \frac{\mu}{3} \frac{\partial \theta}{\partial y} - \frac{\partial \mu}{\partial y} \left(\frac{2}{3} \theta - 2 \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial \mu}{\partial z} \left(\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \\ &\quad + \frac{\partial \mu}{\partial x} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) = 0, \\ \frac{\partial p}{\partial z} &= \mu \nabla^2 w + \frac{\mu}{3} \frac{\partial \theta}{\partial z} - \frac{\partial \mu}{\partial z} \left(\frac{2}{3} \theta - 2 \frac{\partial w}{\partial z} \right) + \\ &\quad + \frac{\partial \mu}{\partial x} \left(\frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \frac{\partial \mu}{\partial z} \left(\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \right) = 0. \end{aligned}$$

Как видно из приведенных дифференциальных уравнений, численными константами являются коэффициент вязкости льда μ ; коэффициент объемного расширения льда β или коэффициент линейного расширения α ; плотность льда ρ .

Установим значение этих величин. Б. П. Вейнберг для невискозного льда получил следующие значения коэффициента вязкости:

$$\mu_v = 0,97 \left(1,13 - \frac{0,54}{t} \right)^{-t} \cdot 10^7 + \frac{0,57}{\alpha_1},$$

где α_1 — угловая скорость сдвига, равная $\frac{dv}{dh}$; t — температура льда.

В этой формуле μ имеет размерность кг сек/см².

Проскураков предлагает пользоваться формулой типа

$$\mu = \mu_0 - \frac{P_0}{\alpha_1}.$$

Так как $P_0 = 0,57$ кг/см, то первое слагаемое этого уравнения и есть μ_0 . В целях удобства дальнейшего пользования эмпирическую формулу Вейнберга он приводит к виду

$$\mu = (1,2 - 0,1t + 0,03t^2) \cdot 10^7.$$

(Она действительна при $-20^\circ < t < 0^\circ$).

Что касается других постоянных льда, входящих в уравнение Навье—Стокса, то с достаточной для практики точностью можно считать, что коэффициент линейного расширения льда $\alpha = 55 \cdot 10^{-6}$, плотность льда $\rho = 920$ кг/м³.

Уравнения Навье—Стокса позволяют подойти к решению задачи о напряжениях в ледяном покрове, возникающих при повышении температуры, в том случае, когда ледяной покров лишен возможности деформироваться в плане.

При этом возникающие напряжения достигают наибольшей величины, этот случай и следует рассматривать как расчетный.

Поскольку каждый выделенный из ледяного покрова элементарный объем не изменяет своих плановых размеров, то следует положить

$$u = 0, \quad v = 0, \quad \nabla^2 u = 0, \quad \nabla^2 v = 0, \\ \frac{\partial w}{\partial x} = 0 \quad \text{и} \quad \frac{\partial w}{\partial y} = 0.$$

Ввиду того что при повышении температуры ледяной покров в вертикальном направлении может свободно расширяться, и возникновение напряжения происходит лишь за счет его сжатия вдоль осей x и y , уравнение неразрывности следует записать в виде

$$\theta = 2\alpha \frac{dt}{dz} = \frac{\partial w}{\partial z}.$$

В этих предположениях

$$\frac{\partial p}{\partial z} = \frac{4}{3} \mu \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} + \frac{4}{3} \frac{\partial \mu}{\partial z} \frac{\partial w}{\partial z} = \frac{4}{3} \frac{\partial \left(\mu \frac{\partial w}{\partial z} \right)}{\partial z}.$$

Произведя интегрирование, найдем

$$P - P_0 = \frac{4}{3} \mu \frac{\partial w}{\partial z}.$$

Решая совместно эти уравнения, получим:

$$P - P_0 = \frac{8}{3} \alpha \mu \frac{\partial t}{\partial z}.$$

Коэффициент вязкости льда, в соответствии с изложенным является функцией температуры

$$\mu = a + bt + ct^2.$$

Делая соответствующую подстановку и заменяя $P - P_0$ соответствующими напряжениями, получим

$$\frac{\sigma_x + \sigma_y - 2\sigma_0}{3} = \frac{8}{3} (a + bt + ct^2) \alpha \frac{dt}{d\tau}.$$

По условию симметрии задачи

$$\sigma_x = \sigma_y = \sigma.$$

Отсюда

$$\sigma = \sigma_0 = 4d(a + bt + ct^2) \frac{dt}{d\tau}.$$

Общее давление P_c , производимое ледяным покровом на сооружение, найдется при этом как интеграл уравнения, распространенный на всю толщу ледяного покрова,

$$P_c = \int_0^H \sigma dz = \int_0^H \left[4\alpha (a + bt + ct^2) \frac{dt}{d\tau} + \sigma_0 \right] dz.$$

Если значение t выразить в виде функции от толщины ледяного покрова z и времени τ , то после интегрирования уравнения найдем интересующее нас значение

$$P_c = \psi(\tau).$$

Для практических целей достаточно знать максимальное давление. После подстановки значения t и $\frac{dt}{d\tau}$ и интегрирования уравнения следовало бы найти производную $\frac{dP_c}{d\tau}$, приравнять ее нулю и определить момент времени τ , при котором P_c достигает наибольшего значения. Однако путь такого математического анализа очень сложен, и решение проще получить путем вычисления давления льда в различные моменты времени. При этом можно пользоваться либо средними значениями температуры льда по высоте, значениями $\frac{dt_{cp}}{d\tau}$ и μ , либо определять

давление льда для его различных слоев по высоте. Первый способ дает преуменьшенные значения давления льда, поэтому его следует избегать.

На основании проведенного анализа Проскуряков приходит к следующим выводам:

установленные опытными исследованиями характеристики пластических свойств льда побуждают при рассмотрении статического давления ледяного покрова на сооружения отказаться от схем, базирующихся на положениях теории упругости;

формула Ройена, хотя и учитывает течение льда под нагрузкой, но основывается на опытах, условия проведения которых далеки от обстановки, в которой находится ледяной покров на естественных водоемах и водотоках. Поэтому формула Ройена даже исправленная от формальных ошибок, не может быть рекомендована для использования;

высокая текучесть льда под нагрузкой позволяет применить к нему законы гидромеханики, на основании которых для определения давления льда устанавливаются достаточно простые соотношения;

принимая сейчас средняя скорость изменения температуры льда, равная 0,4 скорости изменения температуры воздуха, не соответствует действительности. Анализ, базирующийся на теории теплопередачи, показывает, что отношение скорости изменения температуры льда во времени к скорости изменения температуры воздуха изменяется от 0 (в начальный момент повышения температуры) до 0,5 (при времени $\tau = \infty$).

Давление льда, получаемое на основании рекомендуемого метода, получается значительно ниже, чем по формуле Ройена.

Опытные определения статического давления льда. Представляют интерес американские исследования, посвященные определению статического давления. Полевые наблюдения были организованы в 1946—1951 гг. Бюро мелиорации Министерства внутренних дел США на ряде водохранилищ в Колорадо.

В трех точках по высоте ледяного покрова устанавливались измерители давления. Оказалось, что на величину давления оказывают влияние строение берегов, их форма и крутизна. Были получены следующие величины давления, т/пог. м: для пологих берегов 5,4—8,6; для крутых берегов 14,0—25,3.

Представляет также интерес величина давления, измеренная на водохранилище «каньона одиннадцати миль», имеющего крутые скалистые берега. При толщине льда 0,51—0,61 м давление было равно: по измерениям 1947/48 г. — 23, 1948/49 г. — 20,9, 1949/50 г. — 29,8 т/пог. м.

СТАТИЧЕСКОЕ ДАВЛЕНИЕ МОРСКОГО ЛЬДА

Вопрос о статическом давлении морского льда в настоящее время окончательно еще не решен. Требуется постановка экспериментальных исследований. Однако на основании теоретических соображений и анализа накопленных материалов по свойствам морских льдов автор попытался оценить величину этого давления и дал расчетную формулу. Ниже рассматриваются полученные автором результаты.

Теоретическая оценка статического давления морского льда. Для пресного льда величина статического давления прямо пропорциональна величине изменения температуры и обратно пропорциональна времени действия этого изменения.

Давление морского льда, вызываемое повышением температуры, зависит не только от скорости изменения температуры и ее величины, но и от солёности льда и его конечной температуры. Если для пресного льда понижение температуры сопровождается сжатием, то для морского льда при определенных соотношениях его солёности и температуры понижение температуры вызывает расширение. При этом расширение происходит до определенного предела, зависящего от солёности льда. Оказалось, что чем больше солёность, тем ниже лежит этот предел. Петерсон наблюдал расширение льда до -20° . Явление это объясняется следующим. С понижением температуры ранее образовавшийся морской лед сжимается, а из находящегося в его полостях рассола выделяется пресный лед, при образовании которого происходит увеличение объема. В зависимости от того, какой из процессов преобладает, происходит или общее расширение или общее сжатие льда. При повышении температуры наблюдается обратная картина: ранее образовавшийся лед расширяется, но часть льда тает и при таянии уменьшается в объеме. Эту гипотезу высказал еще О. Крюммель. Позднее она подтвердилась работами Мальмгрена на судне «Мод».

Предположим, что происходит повышение температуры ледяного поля. Ледяное поле будет удлиняться согласно общему закону термического расширения,

$$\epsilon_1 = \alpha t_1,$$

где $\epsilon_1 = \frac{\Delta l}{l}$ — относительное удлинение; Δl — абсолютное удлинение; l — длина ледяного поля; α — коэффициент расширения ледяного поля; t_1 — повышение температуры ледяного поля.

Элементарное относительное удлинение свободного ледяного поля, вызванное повышением температуры на t° ,

$$d\epsilon_1 = d(\alpha t_1),$$

или, дифференцируя по времени,

$$\frac{d\epsilon_1}{d\tau} = \alpha \frac{dt}{d\tau},$$

где τ — время в часах.

Допустим, что ледяное поле не может иметь свободного удлинения; тогда компенсировать величину расширения могут деформация берега или сооружения, упругая деформация льда, пластичная деформация льда.

Предположим, что лед зажат в абсолютно жестких берегах; в этом случае деформациями берега можно пренебречь. Пренебрегаем и упругими деформациями в силу их малости.

Остается пластическая деформация, которая и будет отражать действительную картину явлений. В первом приближении используем уравнения Ройена. Опыты показали, что в любой момент времени τ элементарное относительное сжатие $d\epsilon$ за время $d\tau$ до данного момента не зависит от первоначальных изменений P и t . Это позволяет при дифференцировании уравнений Ройена принять условие, что до данного момента $P = \text{const}$ и $t = \text{const}$ или

$$\begin{aligned} \frac{d\epsilon}{d\tau} &= \frac{d}{d\tau} \left(\frac{cP \sqrt[3]{\tau}}{t+1} \right); \\ \frac{d\epsilon}{d\tau} &= \frac{cP}{3(t+1)\tau^{2/3}}. \end{aligned}$$

Обозначая

$$\beta = \frac{3\tau^{2/3}(t+1)}{c},$$

имеем

$$P = \beta \frac{d\epsilon}{d\tau}.$$

Приравнивая относительную пластическую деформацию сжатия к свободному термическому удлинению, получаем ту величину давления, которую ледяное поле оказывает под влиянием изменения температуры,

$$\frac{d\epsilon}{d\tau} = \frac{d\epsilon_1}{d\tau},$$

$$P = \beta \alpha \frac{dt_1}{d\tau}.$$

Рассмотрим значения входящих в уравнение коэффициентов. Выражение $\frac{dt_1}{d\tau}$ устанавливает закон изменения средней температуры ледяного поля во времени. С достаточной для

практики точностью можно принять линейную зависимость между t и τ .

Очевидно,

$$t = t_0 - t_1; \quad t_1 = \frac{t_0}{\tau_0} \tau;$$

$$t = t_0 - \frac{t_0}{\tau_0} \tau.$$

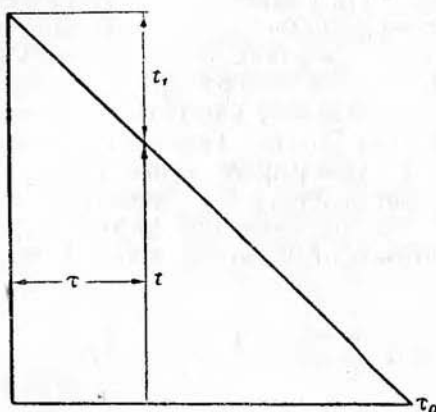


Рис. 130. Принятая схема изменения температуры ледяного поля.

Или

$$\frac{dt_1}{d\tau} = \frac{t_0}{\tau}.$$

Коэффициент β определяет условия опыта и пластические свойства льда,

$$\beta = \frac{3\tau^{2/3} (t + 1)}{c}.$$

Подставляя значение t , имеем

$$\beta = \frac{3\tau^{2/3} \left(t_0 - \frac{t_0}{\tau_0} \tau + 1 \right)}{c}.$$

Предположим, что взят 1 г морского льда с соленостью 1‰. При температуре t в нем содержится A_t г пресного льда. Согласно гипотезе Крюммеля, $A_t = f(t)$, т. е. при изменении температуры в морском льду появляется новый лед, или тает лед, ранее образовавшийся.

При повышении температуры на dt , очевидно, произойдут следующие изменения:

расширение существующего пресного льда, равное $U_0 A_t dt$, где U_0 — коэффициент расширения пресного льда;

расширение рассола, равное $(1 - A_t) \lambda dt$, где λ — коэффициент расширения рассола;

уменьшение объема за счет перехода части пресного льда в рассол в результате таяния, равное φdA_t , где φ — увеличение или уменьшение объема при замерзании 1 г чистой воды при температуре t .

Полное расширение морского льда

$$U dt = U_0 A_t dt + (1 - A_t) \lambda dt - \varphi dA_t,$$

или

$$U = U_0 A_t + (1 - A_t) \lambda - \varphi \frac{dA_t}{dt}.$$

Расширением рассола ввиду незначительности этой величины можно пренебречь.

Примем A_t равным единице и соленость льда равной $S\%$, тогда

$$U = U_0 - \varphi S \frac{dA_t}{dt}.$$

На основании опытов Рингер приводит следующие данные (табл. 90).

Т а б л и ц а 90

Результаты опытов Рингера

t	—5,0	—8,2	—15,0	—23,0
A_t	0,987746	0,991769	0,994602	0,996054

Уравнение кривой имеет вид

$$A = kt^n.$$

Беря производную, имеем

$$f'(t) = \frac{dA_t}{dt} = nkt^{n-1}.$$

В окончательном виде значение расширения морского льда

$$U = U_0 - \varphi S n k t^{n-1};$$

$$\alpha = \frac{1}{3} (U_0 \varphi S n k t^{n-1}).$$

Подставим в расчетную формулу значение полученных коэффициентов

$$P = \frac{1}{3} (U_0 \varphi S n k t^{n-1}) \frac{3\tau^{2/3} \left(t_0 - \frac{t_0}{\tau} \tau + 1 \right)}{c} \frac{t_0}{\tau_0}.$$

Для удобства дальнейшего вывода подставим численные значения входящих в уравнение коэффициентов:

$U_0 = 0,000169$ (среднее значение);

n — коэффициент степени кривой, построенной по опытам Рингера, 0,00438;

$(n-1) = 0,99562$;

k — коэффициент, входящий в уравнение кривой 0,9786.

Морской лед считается более пластичным, следовательно, при одной и той же величине пластической деформации для морского льда потребуется меньшая сила, чем для пресного.

Если принять значение коэффициента c , выведенного для пресного льда, то появляется запас, равный отношению пластичности морского льда к пластичности пресного.

Принимаем

$$c = 60 \cdot 10^{-5}.$$

После подстановки уравнение примет вид

$$P = \frac{t_0}{6\tau_0} \left(1,69 - 3,91 \frac{S}{t^{0,9956}} \right) \left(t_0 - \frac{t_0}{\tau_0} \tau + 1 \right) \tau^{2/3}.$$

Определим значение P_{\max}

$$\frac{dP}{d\tau} = \frac{d}{d\tau} \left[\frac{t_0}{6\tau_0} \left(1,69 - 3,91 \frac{S}{t^{0,9956}} \right) \left(t_0 - \frac{t_0}{\tau_0} \tau + 1 \right) \tau^{2/3} \right],$$

$$\frac{dP}{d\tau} = 0.$$

Тогда

$$\frac{2}{3} \tau^{-1/3} t_0 - \frac{5}{3} \frac{t_0}{\tau_0} \tau^{2/3} + \frac{2}{3} \tau^{-1/3} = 0.$$

Решая это уравнение, получаем

$$\tau = \left[\frac{2}{5} \frac{\tau_0}{t_0} (t_0 + 1) \right].$$

Подставим это значение в основное уравнение

$$P_{\max} = \frac{t_0}{6\tau_0} \left(1,69 - 3,91 \frac{S}{t^{0,9956}} \right) \sqrt[3]{\left[\frac{2}{5} \frac{\tau_0}{t_0} (t_0 + 1) \right]^2} \times$$

$$\times \left[t_0 - \frac{t_0}{\tau} \frac{2}{5} \frac{\tau_0}{t} (t_0 + 1) + 1 \right],$$

или, приводя к виду, удобному для пользования, и выражая P в т/м^2 ,

$$P_{\max} = \left(0,92 - 2,11 \frac{S}{t^{0,9956}} \right) (t_0 + 1) \sqrt[3]{\frac{t_0}{\tau_0} (t_0 + 1)^2}.$$

С достаточной для практики точностью вместо $t^{0,9956}$ можно принять просто t .

Окончательно

$$P_{\max} = \left(0,92 - 2,11 \frac{S}{t}\right) (t_0 + 1) \sqrt[3]{\frac{t_0}{t_0} (t_0 + 1)^2},$$

где P — давление расчетного слоя морского льда, т/м²; t — конечное значение температуры расчетного слоя ледяного поля; S — соленость расчетного слоя ледяного поля, ‰; t_0 — изменение температуры; t_0 — время в часах, за которое произошло изменение температуры расчетного слоя ледяного поля.

Формула для случая повышения температуры будет верна только при знаке плюс. Если полученные по формуле значения давления при *повышении* температуры дадут знак минус, то это будет указывать, что влияние солености компенсировало расширение льда, вызванное повышением температуры; лед не будет оказывать давления, и значение, полученное по формуле со знаком минус, — фиктивно.

Наоборот, для случая *понижения* температуры фиктивными будут всякие значения, полученные по формуле со знаком плюс, так как это показывает, что влияние солености меньше, чем влияние изменения температуры льда. Для случая понижения температуры истинные значения давления будут со знаком минус. При этом следует отметить, что при расчете сооружений давление, полученное со знаком плюс при повышении температуры, и давление, полученное со знаком минус при понижении температуры, имеют одинаковое направление от льда к сооружению, так как в обоих случаях лед расширяется.

При выводе формул автор использовал данные опытов Рингера, позволившие получить $f_1(t)$. Опыты были проведены в диапазоне температур от -5 до -23° . Вследствие этого полученная автором зависимость $A = kt^h$ вполне удовлетворительна только в указанных пределах и, строго говоря, требовала бы уточнения в пределах от 0 до -5° . Это уточнение можно определить, воспользовавшись графиком (рис. 131), построенным на основании формулы Кнудсена и Хансена

$$t = 0,0026 - 0,052265S_t - 0,0000389S_t^2 - 0,00000036S_t^3 - \\ - 0,000000001S_t^4.$$

Анализ полученной зависимости. Статическое давление льда, как это видно из формулы, является функцией нескольких переменных, включающих температурные характеристики и соленость морского льда. Расчет для всей толщины ледяного поля следует производить по отдельным слоям, принимая для каждого слоя свою наблюдаемую температуру.

Если обозначить в полученной формуле

$$k = 0,92 - 2,11 \frac{S}{t},$$

$$P_1 = (t_0 + 1) \sqrt[3]{\frac{t_0}{\tau_0} (t_0 + 1)^2},$$

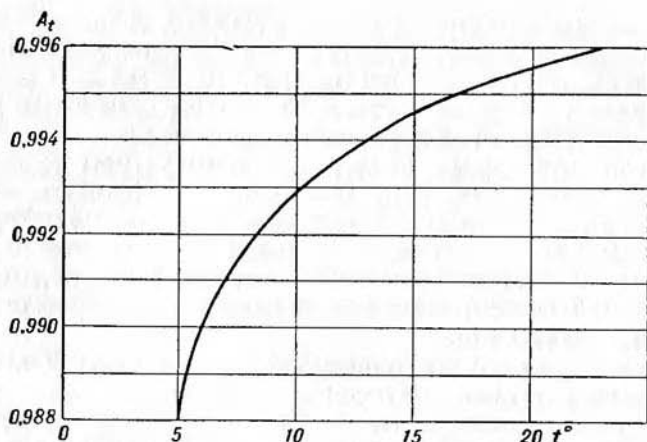


Рис. 131. Зависимость количества чистого льда A_t , находящегося в 1 г морской воды от температуры.

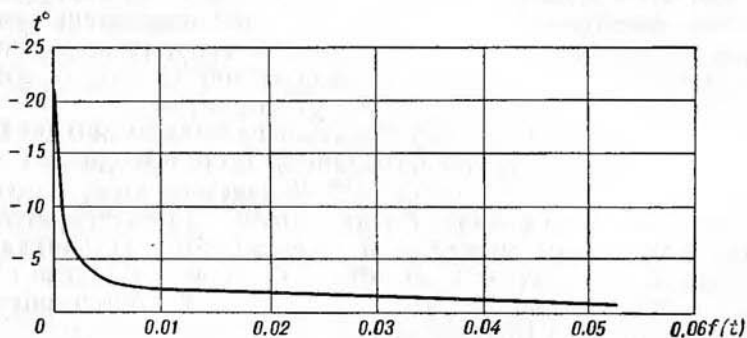


Рис. 132. Зависимость $f(t)$ от конечной температуры (по объединенным данным Кнудсена, Хансена, Рингера).

то

$$P_{\max} = kP'.$$

Коэффициент k отражает свойства морского льда, определяемые соотношением солености и температуры ледяного поля. Как видно из формулы, для частного случая $S=0$, $k=0,92$; это соответствует пресному льду, и формула приобретает вид, полу-

ченный Ройеном. Выражение P_1 определяет величину давления, вызванную величиной и временем изменения температуры.

Зависимость значений k от солёности и конечной температуры представлена на рис. 133. Левая часть рисунка соответствует повышению температуры ледяного поля, правая — ее понижению.

График показывает, что при изменении температуры ледяного поля существуют две зоны: зона расширения, в которой

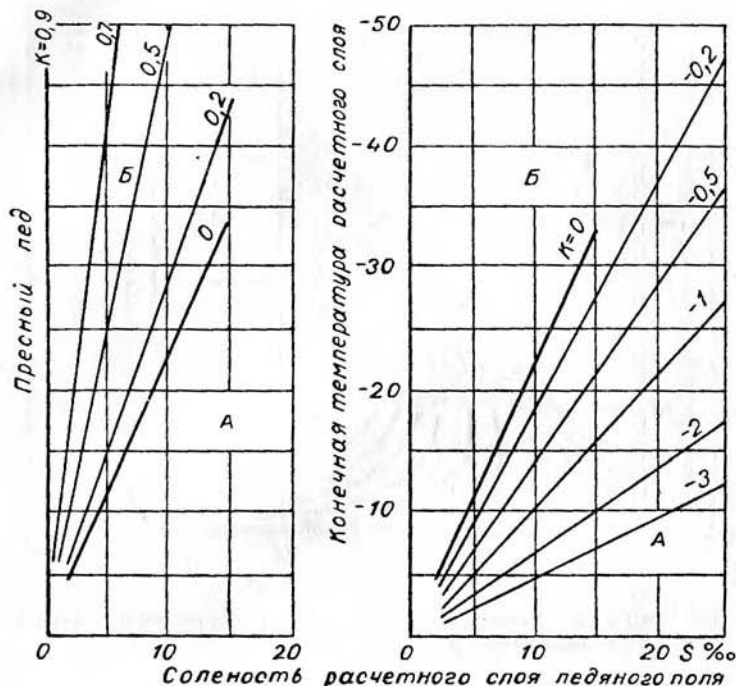


Рис. 133. Зависимость коэффициента K от солёности и конечной температуры ледяного поля.

ледяное поле оказывает давление (Б в левой части и А в правой части рисунка), и зона, в которой ледяное поле давления не оказывает (А и Б соответственно). Каждой солёности соответствует определенная граничная температура перехода из одной зоны в другую.

Разобранный пример достаточно наглядно иллюстрирует особенности давления морского льда, обусловленные солёностью.

Очевидно, существует ряд таких комбинаций, при которых t , t_0 , τ_0 , S дают наибольшее значение P . Этот максимум необходимо определять при статических расчетах для обеспечения

безопасности сооружений. Очевидно также, что каждой солёности будет соответствовать свой определённый максимум.

Зависимость наибольших значений P от $t=t_0$ при разной солёности для случая понижения температуры представлена на рис. 134. На рис. 135 та же зависимость, но при повышении температуры. На рис. 134 и 135 (как и на рис. 133) отмечены зоны А и Б; при этом зона А рис. 134 и зона Б рис. 135 соответствуют

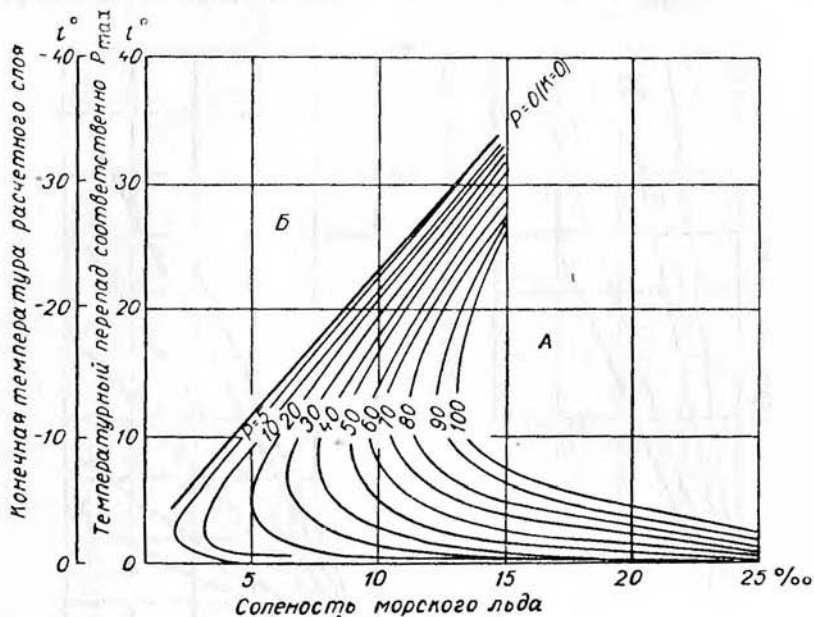


Рис. 134. Значение максимально возможного статического давления морского льда (температура ледяного поля понижается).

случаю расширения и увеличения давления расчетного слоя ледяного поля, зона Б рис. 134 и зона А рис. 135 — случаю постоянства его давления.

Следует отметить, что в случае повышения температуры максимальное значение t не равно t_0 . За отправную температуру автор принимает -50° . Наибольшие значения P соответствуют наибольшим изменениям температуры, но абсолютный максимум для данной солёности соответствует 0,7—0,8 от максимально возможного значения t_0 .

Так, например, для $S=6\text{‰}$ наибольшее возможное изменение температуры при ее повышении равно 37° , в то время как абсолютному максимуму P соответствует $t_0=28^\circ$.

Построенные на основании сказанного кривые максимальных значений P , в зависимости от величин t и S дают представление

о возможных максимальных давлениях ледяного поля как при повышении температуры, так и при понижении ее.

Так как в расчетах автора приняты крайние значения t , и амплитуда колебания взята при понижении температуры от 0° , а при повышении температуры от -50° , т. е. также от крайних

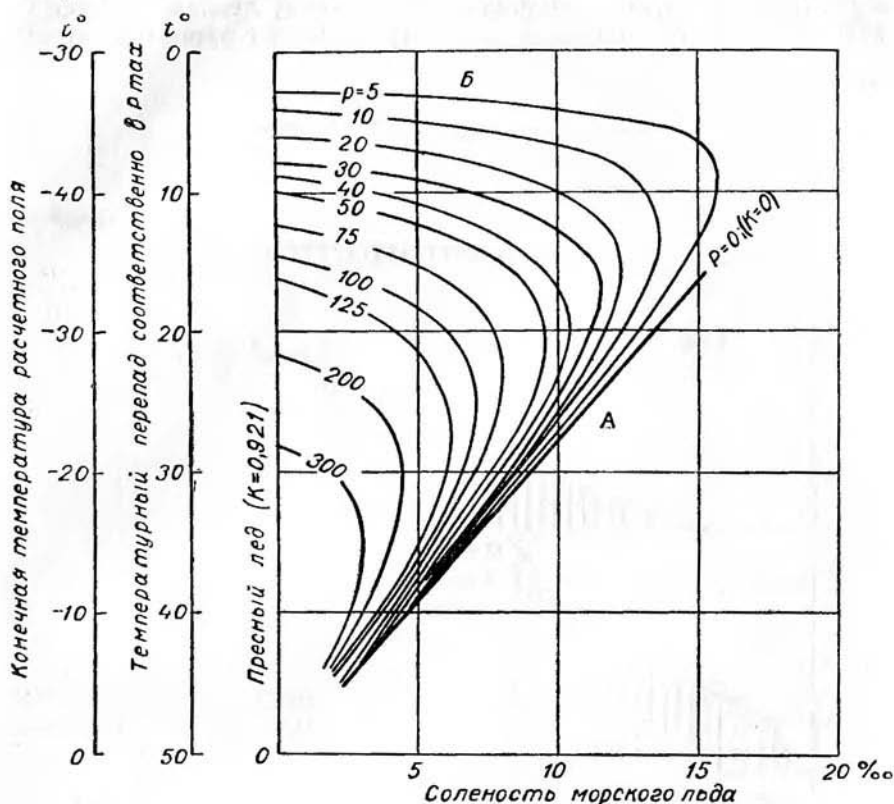


Рис. 135. Значение максимально возможного статического давления морского льда (температура ледяного поля повышается).

значений, то можно предполагать, что полученные значения являются максимально возможными.

Изменение величины давления по толщине ледяного поля. Многие исследователи, в том числе Ройен, считают, что хотя ледяное поле испытывает неравномерное нагревание по толщине, для целей практики можно осреднить температурные изменения и производить расчет по одной средней температуре для всей толщины ледяного слоя. Обычно считалось, что средняя температура ледяного поля составляет 0,4 температуры наружного воздуха.

Осреднять таким образом явления автору представляется неверным. Изменение давления по толщине в действительности происходит отлично от этой схемы.

Опыты, проведенные Мальмгреном и на советских полярных станциях Б. А. Савельевым, Г. Н. Яковлевым, И. Г. Петровым и др. показывают, что проникновение в толщу ледяного покрова как холодной, так и теплой волны происходит с запозданием во

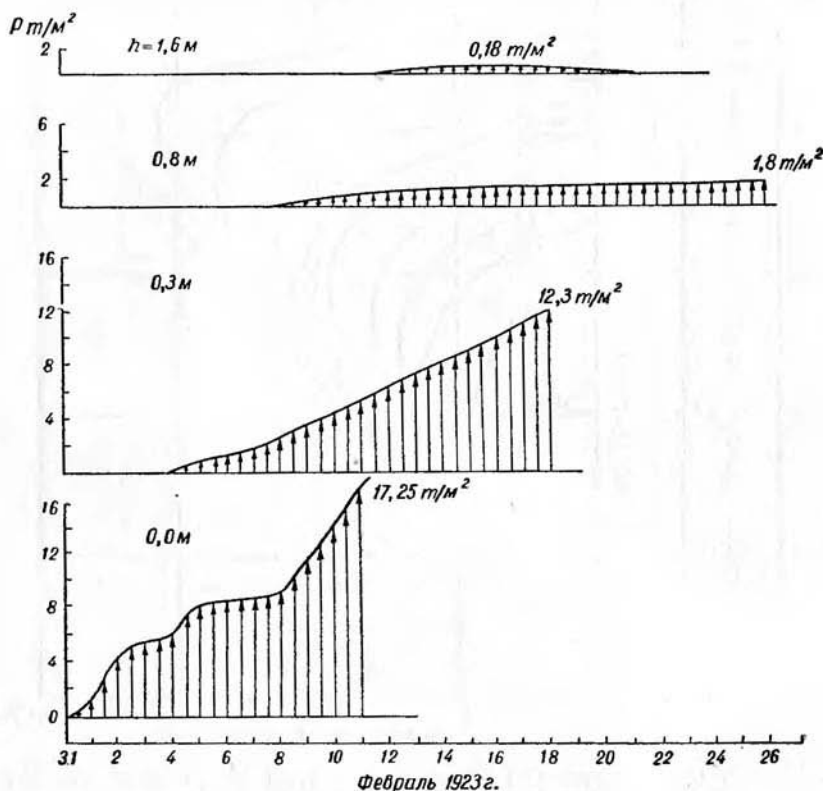


Рис. 136. Изменение давления по различным слоям.

времени и с уменьшением амплитуды колебания. Во время экспедиции на «Мод» Мальмгрен измерял температуру льда на четырех горизонтах: поверхность; 0,3; 0,8 и 1,6 м. Давление ледяного поля, вычисленное для каждого слоя, и построенные на основании этих данных эпюры приведены на рис. 136.

В то время, когда поверхностный слой уже перестал оказывать давление, слой 0,3 м оказывает максимальное давление, а слой 0,8 м только начинает давить. Как видно из эпюр, ледяное поле при статическом давлении подвержено изменению

только в верхних слоях. Наибольшее давление соответствует поверхностному слою. С достаточной для практики степенью точности можно принять расчетным верхний метр толщи льда. В табл. 91 показано уменьшение давления по слоям.

Т а б л и ц а 91

Изменение давления по слоям

Слой (м)	Дата	Изменение времени (дни)		Изменение давления (т/м ²)		
		запаздыва- ние давления	наступле- ние максимума	запаздыва- ние максимума	величина максимума	убывание максимума

Пример первый

0,0	31/IX	0	11	0	17,25	1
0,3	4/II	4	18	7	12,2	0,71
0,8	7/II	7	26	15	1,8	0,01
1,6	12/II	12	не установлено		0,1	0,006

Пример второй

0,0	25/I	0	0	0	22,6	1
0,3	26/I	1	5	2	4,64	0,2
0,8	27/I	2	6	3	1,0	0,04
1,6	30/I	5	—	—	0,1	0,004

Как видно из проведенного анализа, метод, осредняющий величину давления для всего ледяного поля, недостаточно объективен. Эпюра, построенная по этому методу, искажает истинную картину работы ледяного поля, коэффициент $a=0,4$, принимаемый переходным от температуры воздуха к средней температуре льда, в действительности может иметь другие значения. В табл. 92 приведены значения этого коэффициента, вычисленные по данным наблюдений.

Т а б л и ц а 92

Вычисление значения коэффициента a по данным наблюдений

$t_{\text{л}}$	$t_{\text{в}}$	$a = \frac{t_{\text{л}}}{t_{\text{в}}}$	$t_{\text{л}}$	$t_{\text{в}}$	$a = \frac{t_{\text{л}}}{t_{\text{в}}}$
—5,4	—22,8	0,23	—8,6	—34,1	0,25
—5,5	—34,7	0,16	—9,1	—27,8	0,33
—6,4	—31,4	0,21	—8,7	—23,5	0,37
—7,0	—30,6	0,23	—8,3	—19,4	0,43

На рис. 137 приведены эпюры давления по слоям и для сопоставления приведены эпюры, построенные для осредненных условий.

На величину и распределение давления по толщине большое влияние оказывает толщина и плотность снежного покрова.

Вычисленное по данным Савельева давление ледяного поля, покрытого снегом, уже на глубине 0,45 м имеет практически малое значение.

Вопрос о статическом давлении морского льда очень сложен и требует еще длительных исследований.

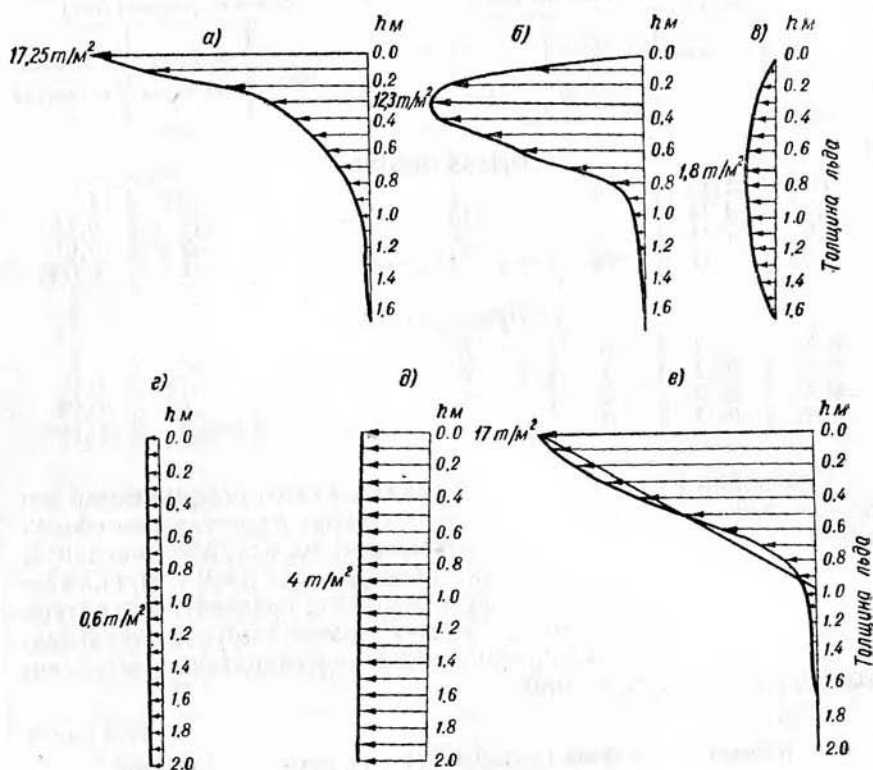


Рис. 137. Эпюры давления в толще льда.

а) на поверхности, б) 0,3 м, в) 0,8 м, г) по средней температуре, д) по способу Ройена, е) для максимального давления по всей толще.

В настоящее время на основе проведенных исследований можно для расчета рекомендовать эпюру (рис. 137), построенную для максимума давления по слоям с наибольшим давлением поверхностного слоя и давлением, равным 0 на глубине 1 м. Она имеет вид треугольника.

Нормы для определения ледовых нагрузок на сооружения еще не получили своего окончательного выражения. Периодически они изменялись и дополнялись, так как весь вопрос еще требует научных проработок. За прошедшие годы нормы менялись несколько раз.

Ниже остановимся на принятых в настоящее время рекомендациях¹.

Рекомендуемые нормы составлены для определения ледовых нагрузок на речные гидротехнические сооружения и мосты.

При проектировании сооружений I-го класса и больших мостов рекомендуется, помимо расчета, проверка их натурными наблюдениями.

При проектировании необходимо учитывать следующие нагрузки:

динамическое давление масс льда;

статическое давление сплошного ледяного покрова при его термическом расширении;

динамическое давление льда, возникающее при ударе свободно плывущих масс льда;

статическое давление свободно плавающего ледяного поля при навале его на сооружение под воздействием ветра и течения;

воздействие примерзшего к сооружению ледяного покрова при колебании уровня;

истирающее воздействие льдин на поверхность сооружения при движении льдин под влиянием ветра, течения или колебания уровня воды.

Опоры сооружений с вертикальными гранями. Давление льда P на опору в направлении вдоль ее оси определяется по формуле

$$P = m \sigma_p B h,$$

где h — толщина льда (1 м), принимаемая равной 0,8 от наибольшей за зимний период толщины обеспеченности 1%; B — ширина опоры (в м) на уровне ледохода; m — коэффициент формы опоры, принимаемый равным 0,9 для полуциркульного очертания ледореза. Для треугольной формы ледореза независимо от величины радиуса закругления его носовой части, в зависимости от угла 2α заострения ледореза в плане m рекомендуется брать по табл. 93.

¹ Действующие нормы утверждены Гос. Комитетом Совета Министров СССР по делам строительства 12 декабря 1959 г. (Госстройиздат. М., 1960). Нормы были составлены Всесоюзным научно-исследовательским институтом гидротехники им. Б. Е. Веденеева при участии Транспортноэнергетического института Сибирского отделения АН СССР и Всесоюзного проектно-изыскательского института им. С. Я. Жука.

Значение коэффициента m

2α	45°	60°	75°	90°	120°
m	0,6	0,65	0,69	0,73	0,8

σ_p — предел прочности льда при раздроблении (с учетом явления местного смятия льда), принимаемый равным на уровне начальной стадии ледохода 75 т/м^2 (или 7 кг/см^2). При наивысшем уровне ледохода σ_p принимается равным 45 т/м^2 .

Нормы указывают, что все значения пределов прочности льда, приводимые в настоящих рекомендациях, должны быть увеличены в два раза для рек, вскрывающихся при отрицательных температурах воздуха, а также для рек, расположенных севернее линии, проходящей через города Петрозаводск, Киров, Петропавловск, Новосибирск, Улан-Удэ, Биробиджан, Магадан.

Опоры (быки) сооружений с наклонным ледорезом. При определении давления льда на опору в направлении вдоль ее оси приходится определять как вертикальную, так и горизонтальную составляющие.

Вертикальная составляющая давления P_v , т определяется по формуле

$$P_v = \sigma_{из} h^2.$$

Горизонтальная составляющая давления P_h , т определяется по формуле

$$P_h = \sigma_{из} h^2 \operatorname{tg} \beta,$$

где β — угол наклона режущего ребра к горизонту; $\sigma_{из}$ — предел прочности льда на изгиб, т/м^2 , принимаемый равным $0,7 \sigma_p$.

Если имеет место несовпадение направления движения льдины с осью опоры, то давление определяется по формулам давления на вертикальную стенку.

Давление на вертикальную стенку. Рассмотрим давление льда P в т на вертикальные стенки (на реках и водохранилищах) при ударе одиночных льдин, близким к нормали и при направлении движения под углом к фронту сооружения.

При направлении движения льдин, близком к нормам их относительно фронта сооружения ($\varphi = 80^\circ - 90^\circ$), давление определяется по формуле

$$P = k V h \sqrt{\Omega}.$$

При направлении движения льдины под углом к фронту сооружения $\varphi < 80^\circ$ нормальная составляющая давления определяется по формуле

$$P_n = c V h^2 \sqrt{\frac{\Omega}{\beta \Omega + \lambda h^2}} \sin \varphi.$$

В формулах для определения P и P_n V — скорость движения льдины, м/сек., принимаемая для рек и проточных водоемов равной скорости течения, для больших водохранилищ — равной скорости ветрового нагона льда, но не более 0,6 м/сек.; Ω — площадь льдины, м², принимаемая по данным полевых наблюдений или по аналогии с другими объектами; k , c , λ — коэффициенты, определяемые в зависимости от значения предела прочности льда при раздроблении по табл. 94; μ — коэффициент, определяемый в зависимости от значения угла φ по табл. 95; h — толщина льда.

Т а б л и ц а 94

Значения k , c , λ в зависимости от значений σ_p

σ_p (т/м ²)	k	c	λ	σ_p (т/м ²)	k	c	λ
50	3,00	68	500	100	4,3	96	500
30	2,36	68	833	60	3,3	96	833

Т а б л и ц а 95

Значения коэффициента μ в зависимости от угла φ

φ град.	20	30	45	55	60	65	70	75
μ	6,7	2,25	0,5	0,16	0,08	0,04	0,009	0,005

При ударе льдины, который воспринимается всем сооружением, предельные расчетные значения напряжений в плоскости контакта между льдиной и сооружением не должны приниматься больше значения предела прочности льда.

Давление на наклонные плоскости. Вертикальная составляющая давления льда $q_{из}$, т/м при ударе ледяного поля об откос определяется по формуле

$$q_{из} = \sigma_{из} \lambda' h^2,$$

где λ' — коэффициент, определяемый в зависимости от толщины льда по табл. 96.

Т а б л и ц а 96

Значения коэффициента λ' в зависимости от h

h (м)	0,4	0,5	0,6—0,7	0,8—0,9	1—1,3
λ'	0,08	0,07	0,06	0,05	0,04

Горизонтальная составляющая давления P_n , т/м определяется по формуле

$$P_n = q_{из} \operatorname{tg} \beta,$$

где β — угол наклона откоса к горизонту.

Величина динамического давления заторных масс льда на опоры сооружений оценивается на основе анализа ледовой обстановки для данного объекта.

Статическое давление сплошного ледяного покрова при его термическом расширении P_T т/м² на единицу площади соприкосновения льда с сооружением определяется в зависимости от протяженности ледяного покрова L менее 50 м между сооружением и противоположным ему упором покрова (по нормам к сооружению) по формуле

$$P_T = 3,1 \frac{(t_{н.л} + 1)^{1,67}}{t_{н.л}^{0,88}} \vartheta^{0,33},$$

где $t_{н.л.}$ — начальная температура льда в градусах, средняя по его толщине, от которой начинается ее повышение, принимаемая равной

$$t_{н.л} = 0,35 t_{н.в.},$$

где $t_{н.в.}$ — температура воздуха в начальный момент ее повышения; γ — градиент температуры льда во времени, град/час, средний по его толщине, принимаемый равным

$$\vartheta = \frac{\Delta t_{л}}{\Theta} = \frac{0,35 \Delta t_{в}}{\Theta},$$

где $\Delta t_{л}$ — величина повышения средней по толщине льда температуры в градусах за период времени в часах, в течение которого изменяется температура воздуха; $\Delta t_{в}$ — величина повышения температуры воздуха в градусах за тот же период времени Θ .

При срочных наблюдениях, производимых 4 раза в сутки, величина $\Delta t_{в}$ принимается наибольшей за два срока.

При протяженности ледяного покрова L , равном 50 м и более, величина давления определяется умножением вычисленной по формуле величиной P_T на коэффициент ϕ , который определяется по табл. 97.

Таблица 97

Значения коэффициента ϕ в зависимости от L ледяного поля

L (м)	от 50 до 75	от 75 до 100	от 100 до 150	от 150 и более
ϕ	0,0	0,8	0,7	0,6

При наличии снега на льду величина давления P_T определяется с учетом его влияния. Для этого умножается значение $t_{н.л.}$ и γ на коэффициент r , равный

$$r = \frac{h}{h + h_c \frac{\lambda}{\lambda_c}},$$

где h_c — наименьшая толщина снежного покрова, м, соответствующая периоду с наибольшими значениями давления льда и определяемая по непосредственным наблюдениям на ледяном покрове данного участка реки, при отсутствии данных наблюдений снежный покров не учитывается; h — толщина ледяного покрова, м, принимается равной максимальной толщине льда обеспеченности 1%; λ_c — коэффициент теплопроводности снега, 0,22 ккал/м град. час; λ — коэффициент теплопроводности льда, 2 ккал/м град. час.

Учет снежного покрова производится на стадии производства технического проекта или рабочих чертежей.

При выборе расчетного значения статического давления льда строится кривая обеспеченности давления льда для наиболее сурового за многолетний период года по данным вычисленных давлений на каждый день морозного периода, и принимается величина, соответствующая обеспеченности 1%. Нормы рекомендуют следующие расчетные значения давления льда обеспеченностью 1% для разных пунктов на территории Советского Союза (табл. 98).

Таблица 98

Расчетные значения статического давления льда ($\tau/\text{м}^2$) от термического расширения обеспеченности 1% для разных географических пунктов

Пункт	P_T	Пункт	P_T
Ленинград	20	Владивосток	17
Горький	18	Ростов на Дону	19
Свердловск	20	Тбилиси	15
Красноярск	18	Ташкент	18
Якутск	30	Ошар (Казахстан)	20

Для облегчения расчета рекомендуется построить график.

Статическое давление свободно плавающего ледяного поля при навале. Давление от навала свободно плавающего поля P_1 , кг, действующее на сооружение в горизонтальной плоскости вследствие течения воды и ветра (рис. 139), определяется по формуле

$$P = w \sqrt{(P_1 + P_2 + P_3)^2 + 2(P_1 + P_2 + P_3) P_4 \cos \gamma}.$$

Составляющая давления P , действующая в горизонтальной плоскости перпендикулярно фронту сооружения, — P_n , кг, определяется по формуле

$$P_n = w [(P_1 + P_2 + P_3) \sin \alpha + P_4 \sin \beta],$$

где P_1 — сила, вызываемая трением потока о нижнюю поверхность ледяного поля, отнесенная к единице площади данной

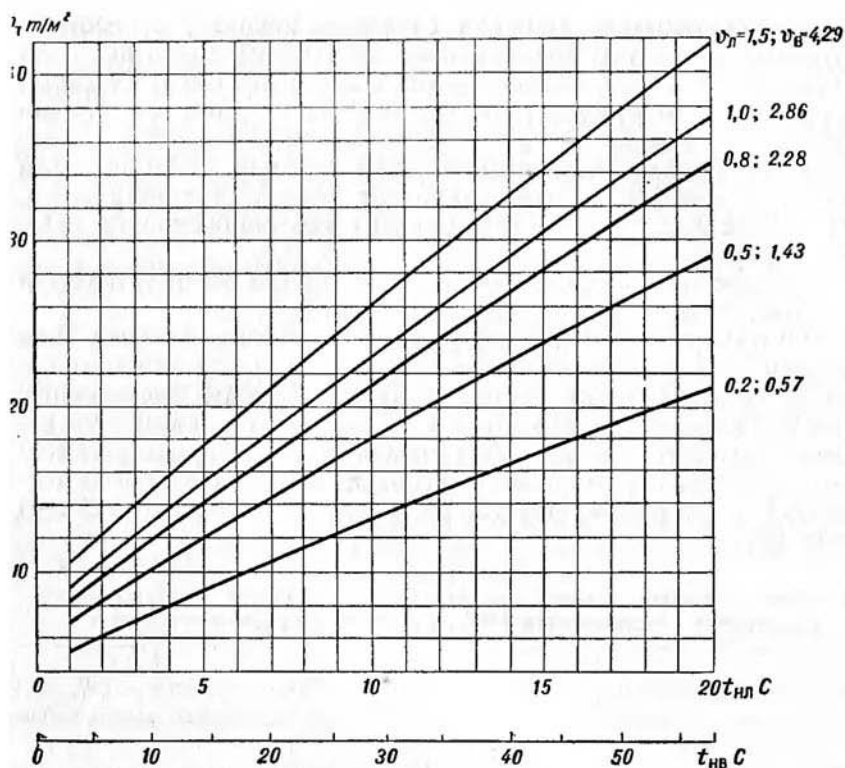


Рис. 138. Зависимость статического давления льда от температуры льда и воздуха.

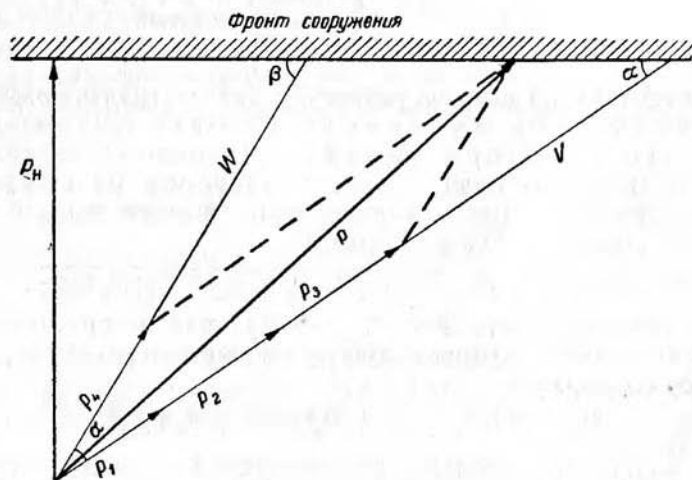


Рис. 139. Схема сил, действующих на сооружение при навале ледяного поля.

поверхности, принимается равной $0,5 V^2$, кг/м²; P_2 — сила гидродинамического давления, оказываемого потоком на кромку ледяного поля, отнесенная к единице площади его поверхности, кг/м²;

$$P_2 = 50 \frac{h}{L} V^2;$$

P_3 — горизонтальная составляющая силы, действующей на свободно плавающее ледяное поле при наличии уклона свободной поверхности потока, отнесенная к единице площади ледяного поля, кг/м²;

$$P_3 = 920hi;$$

P_4 — сила, вызываемая трением воздуха о наружную поверхность ледяного поля, отнесенная к единице площади данной поверхности, кг/м,

$$P_4 = (0,0001 + 0,002) w^2.$$

α — угол между фронтом сооружения и направлением потока;
 β — угол между фронтом сооружения и направлением ветра;
 γ — угол между направлением потока и направлением ветра.

За расчетное направление ветра принимаем направление, соответствующее максимальному значению силы ветра в период навала (предледоходный и ледоходный периоды), которое выбирается из числа наблюденных его значений при $45^\circ < \beta < 135^\circ$; w — площадь ледяного поля, м²; V — скорость течения воды подо льдом, м/сек. обеспеченностью 1% из максимальных средних значений, наблюденных в период навалов; W — максимальная скорость ветра, м/сек. обеспеченностью 1% в период навалов из числа наблюденных при $45^\circ < \beta < 135^\circ$; h — толщина ледяного поля, м (принимается вышесказанной согласно указанию); L — средняя длина ледяного поля, м по направлению потока; i — пьезометрический уклон потока.

При $\gamma = 0$

$$P = (P_1 + P_2 + P_3 + P_4) w.$$

Для водоемов при $V < 0,11$ м/сек. допускается принимать

$$P_1 = P_2 = P_3 = 0,$$

тогда

$$P = P_n w; \quad P_n = P_4 w \sin \beta.$$

Длину ледяного поля L следует принимать по имеющимся фактическим данным, но не более трехкратной ширины реки.

Воздействие примерзшего к сооружению ледяного покрова. Вертикальная сила P_v , т, которая передается примерзшим, отдельно стоящим сваям и свайным кустам

ледяным покровом при повышении уровня воды под ним определяется по формуле

$$P_{\text{в}} = \frac{300h^2}{\ln \frac{50h}{d}},$$

где h — толщина льда; d — диаметр свай или свайного куста, м при прямоугольной форме куста со сторонами a и b . Величина d принимается равной \sqrt{ab} .

Эта формула применима при наличии на акватории сплошного ледяного покрова. Отдельно стоящими сваями и свайными кустами считаются те, вокруг которых сплошной ледяной покров простирается в радиусе не менее $20h$. Расстояние между отдельными сваями в свайном кусте до 1 м не влияет на расчет величины $P_{\text{в}}$ для свайного куста.

Определение нагрузок, возникающих при изменении уровня воды от взаимодействия примерзшего льда и вертикальных стенок, плит, креплений откосов, производится по техническим условиям на проектирование соответствующих сооружений.

Учет *истирающего воздействия льдин на поверхность сооружений* при движении льдин под влиянием ветра, течения или колебания уровня воды предусматривается в проектах при надлежащем технико-экономическом обосновании разработкой специальных мер защиты поверхности сооружений (создание гладкой поверхности, повышенной стойкости поверхности слоя бетона, устройством облицовки).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Круг вопросов ледоведения и ледотехники даже в той части, которая касается только водоемов и не захватывает горной гляциологии и материковых льдов, весьма широк.

В данной работе автор рассматривает основные вопросы, определяющие ледоведение и ледотехнику как науку. Ряд частных вопросов, таких, например, как приемы снегозадержания, выморозка судов, заготовка льда и т. п., не рассматриваются из-за недостаточного объема книги. Остается еще один общий и весьма принципиальный для современного ледоведения и ледотехники ближайшего будущего вопрос — строительство из льда и рассмотрение льда как строительного материала.

В современной инженерной практике эти задачи уже поставлены и требуют своего разрешения. Без преувеличения можно сказать, что основным строительным материалом на севере, особенно для массовых гидротехнических сооружений, будет лед. До сего времени инженеры использовали все то, что приготовлено самой природой в мизерном масштабе.

В самом деле, безграничные пространства северных районов нашей страны при наличии больших запасов воды имеют огромные природные резервы холода, исчисляемые в тысячах градусо-дней мороза. Все это позволяет создавать из льда массовые сооружения любых масштабов, с почти ничтожными, по сравнению с сооружениями из других материалов, затратами. Строительная практика уже сегодня может назвать ряд интереснейших сооружений, выполненных из льда. К ним, в первую очередь, относятся изотермические ледяные склады, нашедшие себе достаточно широкое применение. Это сводчатые конструкции из льда, образованного путем последовательного намораживания с помощью набрызга. Полезный объем их составляет от 60 до 500 т. Конструкция была предложена М. М. Крыловым. От таяния ледяные конструкции предохраняются засыпкой. В период зимы они имеют возможность аккумулировать естественный холод. К этим же типам сооружений относятся многочисленные подземные сооружения в вечной мерзлоте, также используемые как склады. Одним из огромных и интересных сооружений является мерзлотный склад в низовьях Оби (по данным П. Н. Петрушина) полезным объемом 3000 т для хранения рыбы. Потребность сохранения больших объемов нефтепродуктов и сжиженных газов привела к созданию ледогрунтовых хранилищ в толще вечномерзлых пород.

Как указывают Б. П. Бакакин и Р. М. Саркисян, положительным их отличием от обычных подземных хранилищ является устойчивость и непроницаемость для нефтепродуктов. Это создается с помощью ледяной облицовки из пресного льда толщиной 0,2—0,5 м подземных выработок.

Говоря о строительстве из льда, конечно, нельзя обойти молчанием такие большие работы как создание американскими инженерами целого города в ледниках Гренландии. В 243 км восточнее авиационной базы Туле создается город Кемп-Сенчури. В его комплекс входят подвижная атомная электростанция, состоящая из сборных элементов, особая система водоснабжения и канализации, здания, изготовленные из снега и льда, а также из бумаги и смолы. Все это размещено на четырех горизонтах. Город уже обеспечивает жильем 250 человек, а всего он рассчитан на 800 человек.

Другой тип сооружений, возводимых уже из льда, — это ледяные дамбы, причалы и плотины. Опыт применения льда в примитивных гидростехнических сооружениях, в основном, ледозащитных дамбах, накоплен достаточно большой и насчитывает уже около ста лет. На Оби, Енисее, Лене, Хатанге и других сибирских реках ежегодно строятся десятки ледяных дамб для защиты судов от ледохода. Очень интересен в этом отношении опыт ледозащитных и причальных ледяных дамб в низовьях Енисея. Как указывает А. А. Бубырь, было спроектировано и

построено несколько типов таких сооружений. На постройку затрачивалось до 120 дней. Объем сооружений достигал 10—12 т/м³. Часть сооружений в половодье оказывалась под водой, несмотря на это конструкция их сохранялась. Ни одно из сооружений не сдвинулось и не всплыло. Температура в теле ледяной дамбы менялась на 0,5° в месяц, а в замороженном основании — на 0,2°. Опыт создания ледяных плотин из вечномёрзлых грунтов с ледогрунтовым ядром получил свое распространение в Норильске. По данным В. А. Поповой и Г. А. Пчелкина, там был построен ряд плотин на водотоках. За несколько лет одна из плотин достигла высоты 40 м. Авторы указывают, что наилучшим грунтом для создания ледогрунтового ядра является глинобетон. Неотъемлемой частью каждого гидротехнического строительства является водовод. Вопрос о водоводах в условиях низких температур весьма сложен. Практика американских инженеров рекомендует в этом случае прибегать к подогреву воды и пару. Так, например, было при строительстве города Кемп-Сенчури и авиационной базы в Туле.

Практика отечественных инженеров в этом вопросе несколько иная. Так, В. П. Степанов приводит данные наблюдений за работой незащищенных термической изоляцией напорных и ненапорных трубопроводов в районе Подкаменной Тунгуски на Енашиминской ГЭС с расходом ненапорного деривационного оттока от 11 до 3 м³/сек.

Наблюдениями установлено, что ледяная пленка, образовавшаяся по всему живому сечению трубопровода, предохраняла его от дальнейшего промерзания. Рост оледенения наблюдался в течение всей зимы. Наружная температура понизилась до —45°. Оледенение внутри напорного трубопровода стабилизировалось и составляло от 0,57 м в начале участка до 0,10 м в его конце. Рост льда вызывал уменьшение теплотерей и увеличивал тепло в результате гидродинамического трения за счет сокращения живого сечения и увеличения скорости. В результате автор приходит к совершенно правильному выводу, что для водоводов можно с успехом использовать лед, иней и снег как теплоизоляционные материалы.

Помимо практических работ в области строительной ледотехники, появились экспериментальные и теоретические исследования, направленные на отыскание новых материалов на базе льда, позволяющие уменьшить пластические свойства льда и величину его прочности.

Весьма интересны работы английских инженеров, создавших новый материал «панкрат». Особенность его заключается в том, что при добавлении древесной пулпы имеет место упрочнение льда. В этом же направлении были проведены работы советскими инженерами (И. С. Песчанским, Г. Л. Коганом,

З. И. Швайштейном и Ю. Л. Назинцевым). Получен новый материал «ледопласт».

Основные выводы этих исследований сводятся к тому, что упрочненный лед является вполне доступным материалом. Благодаря введению 5—7% древесного волокна временное сопротивление ледопласта изгибу повышается до 40—50 кг/см² (вместо 10—15 кг/см² для поликристаллического льда) и для сжатия — до 100 кг/см².

Деформация ледопласта в упруго-пластической зоне меньше, чем у естественного льда. Уменьшается также и его ползучесть. Теоретически разрабатываются методы расчета устойчивости ледяных сооружений и их термической защиты. В этой области представляют интерес работы К. Ф. Войтковского «Основные положения теории расчета устойчивости сооружений из льда», Н. А. Цитовича, А. Л. Крыжановского и З. Г. Тер-Мартиросьяна «Об оценке прочности ледяного ядра плотин с каменной нагрузкой», Н. В. Уховой о расчете температурного режима каменно-ледяной плотины и др. (см. Труды координационных совещаний по гидротехнике, изд-во «Энергия», М., 1965).

Организационным началом для больших исследований и работ в области строительства из льда явилось Всесоюзное совещание, проведенное в 1965 г. в г. Красноярске.

Как совершенно правильно указывал на этом совещании проф. Б. В. Проскуряков, основной причиной, сдерживающей строительство из льда, является то, что инженеры стараются использовать лед в сооружениях, которые следует строить из других материалов, вместо того чтобы создать сооружения нового типа, отвечающие особенностям самого льда. Это замечание Б. В. Проскурякова должно явиться основным положением для дальнейшего проектирования. Необходимо создать сооружения, отвечающие свойствам самого льда.

Каким же условиям должны отвечать эти сооружения?

На основании анализа экспериментальных и теоретических работ, а также условий работы сооружений из льда и свойств самого льда, автору эти условия представляются следующими.

1. Сооружению из льда должна быть обеспечена стабильность его прочностных свойств. Это связано с тем, что его свойства и само его существование определяются отрицательными температурами. Для сооружений из льда должен быть создан соответствующий стабильный термический режим.

2. Сооружения из льда допускают деформацию в течение времени. Деформация, которая произойдет в период их работы, должна быть допустимой и не вызывать разрушения. Также должна быть допустимой скорость деформаций. Предварительно на основании экспериментальных работ для каждого вида сооружений должны быть установлены допустимые деформации и ее скорость.

3. Основным видом усилий, которые должны воспринимать сооружения из льда, является сжатие. Части сооружений, воспринимающие усилия изгиба или среза, должны быть выполнены из специального материала (ледопласта), переносящего эти напряжения в 2—3 раза лучше обычного льда.

4. Сопряжение льда с другими материалами, входящими в сооружение из льда, должно (путем применения уплотненных типов ледопласта) не поддаваться продавливанию, деформации и нарушению устойчивости. Уклоны (положение ледяных тел) должны быть допустимыми (предварительно путем эксперимента устойчивость их устанавливается открытым путем для каждого из видов сооружения).

5. Сооружения из льда должны предусматривать возможность обеспечения хладоразрядки: или естественной — в период зимы или искусственной — в период теплых сезонов. В зависимости от назначения сооружений эти меры устанавливаются проектом и являются обязательными.

6. Строительство из льда должно быть осуществлено особенно тщательно, так же как и его эксплуатация, с повседневным надзором и принятием своевременных мер защиты.

Учитывая огромную зависимость существования льда и изменения его свойств от внешних термических условий, этот вопрос для ледяных сооружений имеет особое значение.

Таково современное состояние вопроса о строительстве из льда.

В заключение следовало бы также остановиться на состоянии ледоведения и ледотехники в зарубежных странах. Требования жизни поставили вопрос о необходимости решения этих задач во всех странах мира, в той или иной степени соприкасающихся со льдом.

В настоящее время развитие этой науки во всем мире идет высоким темпом. В ряде стран созданы институты и лаборатории, основная деятельность которых направлена на изучение снега и льда. И, несмотря на еще молодой возраст этих лабораторий и институтов, они уже зарекомендовали себя интересными и талантливыми работами. К числу таких зарубежных институтов, в первую очередь, относится японский институт низких температур в Сапоро, отмечающий в 1966 г. свой 25-летний юбилей. Автор сознательно не останавливается на анализе работ зарубежных институтов, так как в 1965 г. вышла в Советском Союзе интересная монография К. К. Дерюгина, посвященная этому вопросу (Ледовые наблюдения за рубежом, Гидрометеиздат, Л.) к ней могут обратиться все заинтересованные.

Важно, что во всех странах вопросами ледоведения и ледотехники стали интересоваться инженеры и ученые, а это является залогом того, что многие загадки льда будут раскрыты уже в ближайшие десятилетия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абельс С. Суточный ход температуры снега и определение зависимости между теплопроводностью снега и его плотностью. Метеорол. сборник, т. IV, 1894.
2. Альтберг В. Я. Донный лед. Изд. ГГИ, 1931.
3. Альтберг В. Я. Сила смерзания льда с некоторыми веществами. Тр. ГГИ, вып. 4, 1958.
4. Альтберг В. Я. Подводный лед, ГОНТИ, М., 1939.
5. Арнольд-Алябьев В. И. Мощность, строение и плотность льда Карского моря по данным экспедиции л/к «Малыгин» в 1934 г. Тр. ААНИИ, т. 110, 1938.
6. Арнольд-Алябьев В. И. Исследование прочности льда Финского залива 1923, 1927 и 1928 гг. Изв. ГГО, № 2, 1929.
7. Арнольд-Алябьев В. И. Опыты по внешнему трению льда. Журнал технической физики, № 2, 1937.
8. Арзиманов Н. Г. и др. Основы взрывного дноуглубления. Речиздат, Л., 1944.
9. Артамонов Д. С. Сборник по ледотехнике. Вып. I, Гидрометеозиздат, М.—Л., 1933.
10. Артамонов Д. С. Охрана судов от ледохода. Трансиздат, М., 1935.
11. Аполлов Б. А. Учение о реках. Изд. МГУ, М., 1951.
12. Афанасьев В. И. Ледоколы. Статьи в газетах «Котлин» № 49, 62, 73, за 1897 г. и «Кронштадтский вестник» № 123, 124, за 1895 г.
13. Барнес Х., Ледотехника. Госэнергоиздат, Л.—М., 1934.
14. Берденников В. П. Изучение модуля упругости льда. Тр. ГГИ, вып. 7, 1948.
15. Берденников В. П. Опыты расчета упругости весеннего льда. Тр. ГГИ, вып. 16 (70), Гидрометеозиздат, Л., 1949.
16. Берденников В. П. Методика исследования зажорных явлений. Тр. ГГИ, вып. 55, 1956.
17. Бернштейн С. А. Ледяная ж. д. переправа. 18-й сборник инж. исслед. НТК, НКПС, 1929.
18. Базилевский И. В. Использование сжатого воздуха в гидротехническом строительстве. Речной транспорт, № 2, 1953.
19. Быдин Ф. И., Ледовые затруднения в борьбе с ними. Изв. ВНИИГ, вып. 8, 1932.
20. Быдин Ф. И. Ледоход и вызванные им осложнения. Природа, № 2, 1940.
21. Быдин Ф. И. Развитие некоторых вопросов в области зимнего режима рек. Труды III Гидрологического съезда. Л., 1959.
22. Быдин Ф. И. Изучение роста льда в природных условиях. Изв. ВНИИГ, т. IV, 1932.
23. Барабанов Г. В. и Рихтер А. И. Действия льда на гидротехнические сооружения в Невской губе. IV гидрологическая конференция балтийских стран, Л., 1933.

24. Бурке А. Морские льды. Изд. Главсевморпути, М., 1940.
25. Бибииков Д. Н. и Петруничев Н. Н. Ледовые затруднения на гидростанциях. Энергоиздат, М.—Л., 1950.
26. Брегман Г. Р., Проскуряков В. В. Ледяные переправы. Гидрометеониздат, Л., 1943.
27. Близняк Е. В. Материалы по описанию русских рек. Вып. IX, и XI, 1916.
28. Басин М. М. Испытание ледяного покрова р. Свирь на прочность при сжатии, скалывании, изгибе в период таяния весной 1934 года. Изд. НИИГИ, Л., 1935.
29. Болдаков Е. В. Переходы через большие водотоки. Дориздат, М., 1940.
30. Бутягин И. П. Толщина и структура ледяного покрова р. Обь. Тр. ТЭИО АН СССР, вып. VII, 1958.
31. Бутягин И. П. Об изменениях толщины, структуры и прочности ледяного покрова рек Западной Сибири в весенний период (на примере р. Обь). Тр. III Всесоюзного гидрологического съезда, т. III, 1959.
32. Бутягин И. П. Прочность ледяного покрова в ледовых нагрузках на гидросооружения. Тр. ТЭИ СО АН СССР. Вопросы ледотермики. Вып. XI, Новосибирск, 1961.
33. Бессонов Е. Исследование льда р. Томь перед ледоходом 1913 г. Изв. Томского технологического ин-та. Томск, 1913.
34. Бузников Н. Ф. О влиянии давления льда на мостовую опору. Гидротехническое строительство, № 2, 1933.
35. Бородай Н. И. Материалы к изучению строения ледяного покрова Байкала. Тр. Байкальской лимнологической станции, вып. IX, 1939.
36. Бубырь А. А. Использование льда как материала для строительства гидротехнических сооружений. Изв. Вост. филиала АН СССР, № 6, 1957.
37. Бубырь А. А. Опыт использования ледяных дамб и причалов в низовьях сибирских рек. Изв. высш. учебн. заведений, серия Строительство и архитектура, № 5, 1959.
38. Бубырь А. А. Пористый лед как материал в гидротехническом строительстве. Изв. высш. учебн. заведений, серия Строительство и архитектура, № 3, 1961.
39. Бородкин В. С. Лабораторное исследование кинематики подъема глубинных вод пузырьками воздуха. Тр. ЛИИАТ, вып. XXII, 1955.
40. Васильев А. Ф. Пропуск льда через гидроузлы. Гидротехническое строительство, № 1, 1958.
41. Васенко Б. П. Лед. Сборник Ин-та инж. путей сообщения, вып. I, СПб, 1899.
42. Витман Ф. Ф. и Шандриков Н. П. Некоторые исследования механической прочности льда. Тр. ААНИИ, т. 110, 1938.
43. Вейнберг Б. П. Лед. Гостехтеоретиздат, Л.—М., 1940.
44. Вейнберг Б. П. Результаты измерения удельного веса и прочности льда р. Томь перед ледоходом 1912 г. Изв. Томского технологического ин-та, Томск, 1913.
45. Вейнберг Б. П. О внутреннем трении льда. Журнал русского физико-химического общества, т. 38, вып. 3—6, 1906.
46. Вейнберг Б. П. Режеляция льда и снега. Тр. АНИИ, т. 110, 1938.
47. Вялов С. С. Зависимость между напряжениями и деформацией мерзлых грунтов с учетом фактора времени. Докл. АН СССР, т. 108, № 6, 1956.
48. Вялов С. С. Закономерность деформирования льда. Тр. КАЭ, т. 10, 1960.
49. Войтковский К. Ф. Расчет сооружений из льда и снега. Изд. АН СССР, 1954.
50. Волоков И. И. Некоторые особенности ледохода сибирских рек. Геофизика, т. IV, вып. 2, 1934.

51. Верещагин Г. Ю., Харкевич Л. Ф. Ледяной покров Байкала в районе истока Ангары. Тр. Байкальской лимнологической станции, вып. IX, 1939.
52. Геворкян Р. Г. Теория дрейфа ледяных полей. Проблемы Арктики, № 4, 1941.
53. Гиттерман К. В. Концентрирование соляных растворов. Термич- ный анализ воды. Тр. Соляной лаборатории АН СССР, вып. 15, 1937.
54. Гордиенко П. А. Некоторые характеристики дрейфа льда в ре- альных условиях. Проблемы Арктики, № 6, 1941.
55. Гамаюнов А. И. Давление льда на наклонные стенки. Гидротех- ническое строительство, № 6, 1959.
56. Гамаюнов А. И. Определение давления льда на опоры мостов. Железнодорожное строительство, № 4, 1955.
57. Гостев В. А. Восстановление мостов. Гострансиздат, М.—Л., 1932.
58. Гириллович П. Д. Проектирование ледового режима низконапор- ных русловых гидростанций. Изв. НИИГ, № 22, 1938.
59. Головков М. Н. К петрографии льда Карского моря. Тр. ААНИИ, т. 60, 1936.
60. Гельфер А. А. Причины и формы разрушения гидротехнических сооружений. ОНТИ, М.—Л., 1936.
61. Данков П. Д. Образование кристалла. Природа, № 12, 1933.
62. Евгенов Н. И. Альбом ледовых образований. Гидрометеоздат, Л., 1955.
63. Давиденков Н. Н. К вопросу о постановке опытов для измерения давления льда. Сборник по ледотехнике, вып. I, 1933.
64. Естифеев А. М. Эксплуатационные затруднения на Волховской гидростанции в зимний период. Изв. ВНИИГ, т. VIII, 1932.
65. Естифеев А. М. Регулирование шугового потока на гидроэлектро- станциях. Госэнергоиздат, М., 1958.
66. Железнодорожные переправы по льду. Трансжелдориздат, М., 1943.
67. Зубов Н. Н. Льды Арктики. 1945. М.—Л.
68. Зубов Н. Н. Морские воды и льды. Гидрометеоздат, М.—Л., 1938.
69. Зубов Н. Н. Основы устройства дорог на ледяном покрове. Гидро- метеоздат, М., 1942.
70. Зволинский Н. В. К вопросу о деформации плавающего ледяного слоя. Гидрометеоздат, Л., 1946.
71. Заморский А. Д. Атмосферный лед. Изд. АН СССР, 1955.
72. Зайков Б. Д. Очерки по озероведению. Гидрометеоздат, Л., 1965.
73. Зылев В. В. Давление льда на наклонные ледорезы. Тр. МИИТ, вып. 74, 1940.
74. Иванов К. Е., Кобеко П. П., Шультман А. Р. Деформация ле- дяного покрова при движении грузов. Журнал технической физики, т. XVI, вып. 3, 1946.
75. Иванов К. Е., Лавров В. В. Об особенностях механизма пласти- ческой деформации льда. Журнал технической физики, т. XX, вып. 2, 1950.
76. Крицкий С. Н., Менкель М. Ф. Гидрологические основы речной гидротехники. Гидрометеоздат, М.—Л., 1950.
77. Корунов М. М. Расчет ледяных переправ. Лестехиздат, М., 1940.
78. Комаровский А. Н. Действие ледяного покрова на сооружения и борьба с ними. Энергоиздат, М.—Л., 1932.
79. Кобеко П. П., Шишкин Н. Т., Марей Ф. И., Иванова Н. С. Пластическая деформация и вязкость льда. Журнал технической физики, т. XVI, вып. 3, 1946.
80. Кобеко П. П., Шишкин Н. И., Марей Ф. И., Иванова Н. С. Пролом и грузоподъемность льда. Журнал технической физики, т. XVI, вып. 3, 1946.
81. Корунов М. М. Интенсивность образования ледяного слоя из воды, налитой на лед. Метеорология и гидрология, № 9, 1940.

82. Кругобайкальская железная дорога по льду озера Байкал. Журнал «Железнодорожное дело», № 35, 1904.
83. Коржавин К. Н. Исследование механических свойств речного льда. Тр. НИИЖТ т. IV, Новосибирск, 1940.
84. Коржавин К. Н. Воздействие льда на инженерные сооружения. Изд. СО АН СССР, Новосибирск, 1962.
85. Коржавин К. Н. Влияние скорости деформации на величину предела прочности льда при сжатии. Тр. НИИЖТ, вып. XI, Новосибирск, 1955.
86. Коржавин К. Н. Влияние местного смятия на механические свойства речного льда. Тр. ТЭИ СО АН СССР, вып. XI, 1961.
87. Карташкин Б. Д. Экспериментальное исследование физико-химических свойств льда. Тр. ЦАГИ, вып. 607, 1947.
88. Кузнецов П. А. Ледовые нагрузки на гидротехнические сооружения. Сб. Тр. ЛОНИТОВТ, 1948.
89. Коновалов И. М., Орлов П. Н., Емельянов К. С. Основы ледотехники речного транспорта. Речиздат, М.—Л., 1952.
90. Каткова С. А. О надвигке льда на верховой откос земляной плотины. Гидротехническое строительство, № 7, 1961.
91. Кузуб Г. Я. Температурные трещины в ледяном покрове. Тр. ТЭИ СО АН СССР, вып. VII, 1958.
92. Кузуб В. Я. Температурный режим ледяного покрова некоторых рек Западной Сибири. Тр. ТЭИ ЭСФАН СССР, вып. V, Новосибирск, 1955.
93. Коржавин К. Н. Новый метод определения фактического давления льда в натуре. Тр. ТЭИ АН СССР, вып. VII, 1958.
94. Комаровский А. Н. Структура и физические свойства ледяного покрова пресных вод. Госэнергоиздат, М.—Л., 1932.
95. Коновалов И. М. Приближенная теория подъема глубинных вод пузырьками воздуха. Тр. ЛИИВТ, вып. XVIII, 1951.
96. Колесников А. Г., Сперанская А. А. Суточный ход температуры воды и скорость стаяния ледяного покрова снизу на водохранилищах в весенний период. Изв. АН СССР, серия геофизич., № 12, 1958.
97. Коновалов И. М. Выморозочные работы. Тр. ЛИИВТ, вып. XVIII, 1950.
98. Лоттер Г. К. Влияние условий ледообразования и толщины льда на расчет деривационных каналов. Изв. ВНИИГ, т. III, 1932.
99. Лиссер И. Я. Весенние заторы на Енисее. Тр. ЦИП, вып. 58, 1957.
100. Лиссер И. Я. Начальная толщина льда на Енисее в районе Красноярска. Тр. ТЭИ СО АН СССР, вып. II, Новосибирск, 1961.
101. Лиссер И. Я. Характеристика весенних заторов на Енисее. Сб. работ ГГИ по гидрологии № 1, Гидрометеиздат, Л., 1959.
102. Линьков Е. М. Упругие свойства льда и методы их изучения. Вестник ЛГУ, № 16, вып. 3, 1957.
103. Лавров В. В. Вязкость льда в зависимости от температуры. Техническая физика, т. XVII, вып. 9, 1947.
104. Макаров С. О. Ермак во льдах СПб., 1901.
105. Мальмгрен Ф. О свойствах морского льда. Изд. Гидрометеорологического комитета ГОИН, 1928.
106. Молчанов М. В. О строении и структуре озерного льда в связи с метеорологическими условиями. Изд. ГГИ, 1925.
107. Моргунов В. К. Фотоаппарат для фотографирования движущихся объектов. Научная и прикладная фотография и кинематография, т. 9, 1962.
108. Моргунов В. К. К методике излучения воздействия льда на гидротехнические сооружения. Изв. СО АН СССР, вып. 3, № 10, 1963.
109. Моргунов В. К. Новая методика определения скорости движения льдин и их размеров приемами фотографирования. Тр. ТЭИ СО АН СССР, вып. XI, Новосибирск, 1961.
110. Моргунов В. К. Новый аппарат для изучения кинематики движущихся объектов. Изв. АН СССР, № 12, 1961.

111. Маслов А. И. Опыты расчета внешних условий, действующих на корпус судна в ледовых условиях. Тр. ВНИТОСС, т. 11, вып. 3, 1937.
112. Назаров В. С. Свойства льда и его проходимость кораблями. Морской сборник, № 11, 12, 1941.
113. Неронов Ю. Н. К вопросу о величине временного сопротивления на изгиб весеннего тающего льда. Тр. НИУ ГУГМС, сер. V., вып. 20, Гидрометеониздат, М., 1946.
114. Николай Л. Ф. Об определении поперечных размеров быков в зависимости от ледохода. Изд. ин-та инж. путей сообщения, 1897.
115. Некрасов С. Ф. Работа ледяного пути под нагрузкой. Зап. ГГИ, т. XV, 1936.
116. Надаи А. Пластичность, ОНТИ, М., 1936.
117. Назаров В. С. К изучению свойств морского льда. Тр. АНИИ, т. 110, 1938.
118. Некрасов С. Ф. 18-й сборн. Научн. техн. комитета НКПС, М., 1929.
119. Некрасов С. Ф. Работа ледяного пути под нагонной загрузкой. Зап. ГГИ, т. XV, 1936.
120. Новиков Г. Л. Снеговые и ледяные дороги. Гострансиздат, М.—Л., 1935.
121. Орлов Ф. Ф. Прочность льда р. Обь на изгиб. Тр. Горьковского ин-та инж. водн. транспорта, т. VII, 1940.
122. Песчанский И. С. Морские арктические и антарктические льды. Проблемы Арктики и Антарктики, № 4, 1960.
123. Песчанский И. С. Распределение прочности льда по толщине и изменение ее в течение года. Проблемы Арктики, № 2, 1945.
124. Песчанский И. С. О сжатии льда и о силе торошения. Проблемы Арктики, № 3, 1944.
125. Песчанский И. С. Ледоведение и ледотехника. Изд. Морской транспорт, Л., 1963.
126. Проскуряков В. В., Бибииков Д. Н. Метод прогноза температур воды в естественных водоемах. Изв. НИИГ, № 16, 1935.
127. Пиотровиц В. В., О притоке тепла в нижней поверхности ледяного покрова рек. Тр. ЦИП, вып. 2 (29), 1947.
128. Пиотровиц В. В., Булатов С. Н. Прибор для точного измерения льда на водоемах. Метеорология и гидрология, № 10, 1957.
129. Плакида М. Э. Отстой судов под защитой ледяной дамбы. Речной транспорт, № 5, 1950.
130. Пиотровиц В. В. Об уточнении определений некоторых ледовых явлений. Метеорология и гидрология, № 9, 1963.
131. Пинегин В. Н. Предварительное сообщение об исследовании прочности речного льда в связи с температурными изменениями. Вестник СПб инж., т. IV, Томск, 1924.
132. Пинегин В. Н. Об изменении модуля упругости и коэффициента Пуассона у речного льда при сжатии. Наука и техника, № 3—4, 1927.
133. Проскуряков Б. В. Статическое давление льда на сооружения. Тр. ГГИ, вып. 4, 1947.
134. Проскуряков Б. В. К анализу дрейфа ледяных полей. Проблемы Арктики, № 5, 1941.
135. Полукаров Г. В. К расчету давления льда на гидросооружения. Тр. ГОИН, вып. 23, 1953.
136. Плакида М. Э. Задачи по изучению ледового режима водохранилищ. Тр. III Всесоюзного гидрологического съезда т. III, 1959.
137. Рынин Н. А. Ледорезы. Изд. Института инж. путей сообщения. СПб., 1903.
138. Рябухов А. М. К вопросу проектирования опор мостов через водохранилища. Тр. НИИЖТ, вып. 27, Новосибирск, 1961.
139. Рымша В. А. Экспериментальное исследование теплопоглощатель-

ой способности льда. Сборник Ледотермические вопросы в гидротехнике. Энергоиздат, М.—Л., 1954.

140. Рымша В. А. Методика расчета стока шуги. Тр. ГГИ, вып. 55, Л., 1956.

141. Рунеберг Р. И. О пароходах для зимнего плавания и ледоколах. Тб, 1890.

142. Рунеберг Р. Р., Макаров С. О. О постройке ледоколов. Морской сборник, № 10, 1898.

143. Савельев Б. А. Инструктивные указания по определению содержания твердой, жидкой и газообразной фазы в засоленных льдах. Сб. 2 И СССР, 1954.

144. Седов Г. Я. Перевозка по льду предметов большого веса. Водный транспорт, № 3, 4, 1926.

145. Селяков Н. Я. Природа обыкновенного льда. Докл. АН СССР, № 14, 1937.

146. Серебряков А. В. Выправление перекатов с помощью ледяных цитов. Речной транспорт, № 6, 1950.

147. Самочкин В. М. О замерзании Верхней Оби. Тр. ТЭИ ЭСФАН СССР, вып. 7, 1958.

148. Сухоруков А. Я. Особенности конструкций корпуса ледоколов. Тр. Гидрографического ин-та ГУСМП, вып. 2, 1952.

149. Сокольников В. М. Особенности формирования, роста и разрушения ледяного покрова оз. Байкал. Тр. III гидрологического съезда, Л., 1950.

150. Соколовский В. В. Теория пластичности. Изд. АН СССР, 1950.

151. Сдобников Д. В. Пропуск льда и мусора через сооружения Волжской ГЭС им. В. И. Ленина. Гидротехническое строительство, № 1, 1961.

152. Савельев Б. А. Изучение механических и физических свойств льда. Изд. АН СССР, 1957.

153. Труды координационных совещаний по гидротехнике. Изд. Энергия, вып. XXIII, 1965.

154. Тресков А. А. О зависимости между наибольшей толщиной льда и температурой зимы на Байкале. Тр. Иркутской магнит. метеор. обсерватории, № 1, Иркутск, 1926.

155. Телешов В. И., Пинегин М. И., Толочко К. В. Пропуск весеннего ледохода через сооружения Мамаканской ГЭС. Гидротехническое строительство, № 7, 1961.

156. Технические условия определения ледовых нагрузок на речные сооружения СН-76-59, Гостехиздат, М., 1960.

157. Тимонов В. Е., Пионглинский М. Ф. Устройство плотин на реках при больших изменениях расхода воды и сильных ледоходах. Тр. XI Международного судоходн. конгресса. СПб, 1908.

158. Таршис М. К. Научные итоги исследований прочности ледовых судов. Проблемы Арктики, № 2, 1938.

159. Трешников А. Ф. Особенности ледового режима Южного Ледовитого океана. Тр. Антарктич. экспедиции, т. 21, 1963.

160. Трешников А. Ф. История открытия и исследования Антарктиды. Географиз, М., 1963.

161. Цитович Н. А., Сумгин М. Н. Основания механики мерзлых грунтов. Изд. АН СССР, 1937.

162. Цуриков В. Л. Наблюдения над ледяным покровом Южного Байкала в 1934 г. Тр. Байкальской лимнологической ст., т. IX, 1939.

163. Цуриков В. Л. Несколько замечаний относительно формул нарастания ледяного покрова. Тр. Байкальской лимнологической ст., т. IX, 1938.

164. Черепанов Н. В. Определение возраста дрейфующих льдов методом кристаллического исследования. Проблемы Арктики, № 2, 1957.

165. Шиманский Ю. А. Условные измерители ледовых качеств судов. Гр. ААНИИ, т. 130, 1938.

166. Шулейкин В. В. Дрейф ледяных полей. Изв. АН СССР, серия географ. и геофизич., № 1, 1933.
167. Шулейкин В. В. Физика моря. Изд. АН СССР, 1953.
168. Шультман А. Р. Текучесть поликристаллического льда. Тр. ГГИ, вып. 7, 1948.
169. Шумский П. А. Основы структурного ледоведения. Изд. АН СССР, 1955.
170. Шепелевский А. А. О распределении и изменении с течением времени плотности в снежном покрове. Тр. АНИИ, т. 110, 1938.
171. Шейман С. А. Стационарное поле температуры вокруг бесконечной правильной шестигранной призмы. Тр. АНИИ, т. 110, 1938.
172. Шуляковский Д. Г. Появление льда и начало ледостава на реках, озерах и водохранилищах. Гидрометеиздат, М., 1960.
173. Шишов Н. Д. О прочности льда. Метеорология и гидрология, № 2, 1947.
174. Шанкин П. А. Ледовые воздействия на ледовые покрытия откосов. Гидротехническое строительство, № 9, 1960.
175. Шанкин П. А. К вопросу о расчете на прочность бетонного покрытия откоса на воздействие ледяного припая. Гидротехническое строительство, № 3, 1961.
176. Шадрин Г. С., Панфилов Д. Ф. Динамическое давление льда на гидросооружения. Изв. ВНИИГ, № 69, 1962.
177. Шапов Н. М. Удар льдин о сооружения. Гидротехническое строительство, № 2, 1933.
178. Яковлев Г. Н. Турбулентный теплообмен ледяного покрова с воздухом в Центральной Арктике. Проблемы Арктики, № 2, 1957.
179. Яковлев Г. Н. Тепловой баланс дрейфующего ледяного покрова Центральной Арктики. Проблемы Арктики, № 5, 1958.
180. Яковлев Г. Н. Снежный покров на дрейфующих льдах Центральной Арктики. Проблемы Арктики и Антарктики, № 3, 1959.
181. Glen and M. Perutz, J. Glaciol., No. 16, 1954.
182. Glen Z. W., The creep of polycrystalline ice. Proc. Roy. Soc., No. 1175, London, 1955.
183. Devik O. Termische und Dynamische der Eisbildung auf Norwegische Verhältnisse angewandt. Geophysike Publikasjoner, v. IX, No. 1, Oslo, 1931.
184. Krummel O. Handbuch der Ozeanographie. Stuttgart, 1923.
185. Royen N. Istrict vid temperatur hoginner Hillnigsskrifttiagned. Vich Hausen, Stokholm, 1922.
186. Ringer W. Über die Veränderungen in der Zusammensetzung des Meereswassersalzes beim Ausfrieren, 1906.
187. Stefan J. Sitzber Wien Akad. mathnaturw. Cl. Ann. d. Phys., 1891.
188. Tabata T. A measurement of visco-elastic constants of sea ice. J. Oceanograph. Soc. Japan, vol. II, No. 4, Dec. 1955.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ
Глава I. Классификация льда
Класс I. Атмосферные льды
Класс II. Поверхностные льды акваторий
Класс III. Внутриводные льды
Класс IV. Материковые льды
Класс V. Мерзлота
Класс VI. Погребенные льды
Класс VII. Льды, искусственно созданные человеком
Глава II. Лед как физическое тело
Вода и ее свойства
Замерзание воды
Структура и текстура льда
Соленость, пористость, плотность и термические свойства льда
Прочность, упругость и пластические свойства льда
Оптические, радиационные, электрические свойства и трение льда
Глава III. Ледяной покров. Свойства ледяного покрова
Поверхность ледяного покрова
Температура ледяного покрова
Прочность ледяного покрова
Потенциальная сопротивляемость ледяного покрова
Тепловой баланс
Целостность ледяного покрова
Толщина ледяного покрова
Упругие свойства ледяного покрова
Напряженное состояние и колебания ледяного покрова
Основные условия формирования и развития ледяного покрова нарастания (термического происхождения)
Основные условия формирования и развития ледяного покрова нагромождения (динамического происхождения)
Зимний режим рек
Глава IV. Методы исследования льда и ледяного покрова
Методы исследования льда как физического тела
Методы исследования ледяного покрова
Глава V. Поведение ледяного покрова под нагрузкой и использование его грузоподъемности
Методы расчета грузоподъемности ледяного покрова
Основные типы и конструкции ледяных переправ
Примеры расчета

Глава VI. Методы разрушения ледяного покрова	308
Методы разрушения ледяного покрова взрывом	315
Тепловые методы разрушения ледяного покрова	323
Примеры практического применения методов разрушения льда . .	351
Пути дальнейшего совершенствования методов разрушения льда	367
Глава VII. Давление льда	380
Кинематический метод определения давления льда	383
Исследования наибольших местных давлений льда на сооружения	413
Статическое давление льда	419
Статическое давление морского льда	428
Рекомендации для определения ледовых нагрузок	441
Заключение	448
Литература	453

Песчанский Иван Степанович
ЛЕДОВЕДЕНИЕ И ЛЕДОТЕХНИКА

Отв. редактор Г. Н. Яковлев
Редактор Ю. П. Бреховских
Оформление художника Ю. С. Детинкина
Художественный редактор В. А. Евтихийев
Технический редактор И. К. Грейвер
Корректор Т. В. Алексеева

Сдано в набор 19/I 1967 г. Подписано к печати 18/IV 1967 г.
Бумага № 1 60×90¹/₁₆. Бум. л. 14,5+1 вкл. Печ. л. 29,25.
Уч.-изд. л. 29,43. Тираж 1200 экз. М-12761. Индекс ОЛ-364.
Гидрометеорологическое издательство. Ленинград, В-53,
2-я линия, д. № 23. Заказ № 75. Цена 1 р. 95 к.

Ленинградская типография № 8 Главполиграфпрома
Комитета по печати при Совете Министров СССР.
Ленинград, Прачечный пер., д. 6

**НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВО**

*В 1967 году выпускает
следующие книги*

Белов М. И. История открытия и освоения Северного морского пути, том IV. 4 руб. 10 коп.

Гийес Л., Сабате П. Основы акустики моря. 1 руб. 20 коп.

Дронкерс Й. Расчет приливов в устьях рек и прибрежных водах. 1 руб. 55 коп.

Заказы на эти книги направляйте в магазин № 15 „Ленкиниготорга“ (г. Ленинград, П. С., Большой пр., д. 57). Книги будут высланы наложенным платежом через отдел „Книга — почтой“.

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ

**НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВО**

ИМЕЕТСЯ В НАЛИЧИИ

А лекин О. А. Химия океана. 80 коп. .

Леонов А. К. Региональная океанография, ч. I.
3 руб. 50 коп.

Шокальский Ю. М. Океанография.
2 руб. 58 коп.

Дитрих Г., Калле К. Общее мореведение. Введение в океанографию. 2 руб. 95 коп.

Море. Сборник переводов с англ., под ред.
В. В. Тимонова. 2 руб. 17 коп.

Комиссаров Л. Г. Альбом графиков реду-
кционных поправок к глубоководным термометрам.
79 коп.

Комиссаров Л. Г. Альбом графиков условной
плотности морской воды. 92 коп.

*Заказы на эти книги направ-
ляйте в Издательство: Ленин-
град, В-53, 2-я линия, д. 23,
Гидрометеоиздат.*

ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ