

ФЕДЕРАЛЬНАЯ ЦЕЛЕВАЯ ПРОГРАММА
«ГОСУДАРСТВЕННАЯ ПОДДЕРЖКА ИНТЕГРАЦИИ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
И ФУНДАМЕНТАЛЬНОЙ НАУКИ НА 1997 — 2000 ГОДЫ»

Ю.Л.Назинцев
В.В.Панов

ФАЗОВЫЙ СОСТАВ И ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МОРСКОГО ЛЬДА



Санкт-Петербург
Гидрометеиздат
2000

Приведены результаты экспериментальных и аналитических исследований фазового состава и теплофизических характеристик морского льда. Установлена их зависимость от солености и температуры льда, его плотности и пористости. Приводятся результаты экспериментальных определений теплофизических характеристик пресноводного (чистого) льда. Количество непосредственных измерений теплофизических свойств морского льда на акваториях Северного Ледовитого и Южного океанов, к сожалению, не составляют сколько-нибудь статистически значимых рядов. Поэтому представляет интерес показать методические пути для численного моделирования теплофизических характеристик ледяного покрова обширных акваторий, опираясь на представления о сезонных и многолетних изменениях в его структуре, температуре, солености и плотности, обусловленных гидрометеорологическими условиями, что было выполнено на примере Карского моря. Сопоставление реального распределения теплофизических характеристик в реальном ледяном покрове, с полученными по расчетным схемам, подтверждает перспективность и важность этого направления в изучении морского льда.

Данная книга относится к числу специальных дисциплин для студентов-океанологов старших курсов, а также может быть использована специалистами как пособие при решении задач климатологии и геофизики морского льда и ледотехники при теплофизических расчетах.

Издание осуществлено при финансовой поддержке Федеральной целевой программы «Государственная поддержка интеграции высшего образования и фундаментальной науки на 1997 — 2000 годы».

Ф 1805040600 – 61
069(02) – 2000

ISBN 5-286-01399-6

© Центр «Интеграция», 2000 г.
© Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт
(ГНЦ РФ ААНИИ), 2000 г.

ВВЕДЕНИЕ

Морской лед — лед, образовавшийся при замерзании морской воды. Он занимает громадные пространства в Северном Ледовитом и Южном океанах и замерзающих морях умеренных широт. Масса образующегося в море льда, с одной стороны, определяется главным образом температурой воздуха и воды, а с другой — теплофизическими свойствами льда: тепло-той кристаллизации, теплопроводностью, температуропроводностью и теплоемкостью. В свою очередь ледяной покров регулирует охлаждение морских вод в высоких широтах.

Значение теплофизических характеристик морского льда в решении задач климатологии, геофизики и ледотехники большое. При этом чаще всего необходимо знать численные величины теплоты плавления и температуропроводности морского льда, так как первая определяет расход тепла, например, естественного тепла атмосферы при таянии льдов в море, а вторая — возможность потока тепла через лед под влиянием градиента температуры. Не меньшее значение теплота плавления и теплопроводность морского льда имеют в различных инженерных расчетах, когда лед искусственно наращивается для использования в качестве строительного материала (временные дамбы, причалы, ледяные платформы) или, наоборот, когда необходимо освободиться ото льда, например, при обледенении судов в море и необходимости протаивания льда для всплытия подлодок. Отметим также, что теплота плавления и теплопроводность в комплексе с другими тепловыми характеристиками морского льда необходимы для приложения на практике теоретических расчетов теплового состояния ледяной толщ и происходящих в связи с этим в ней физических процессов. Например, без теоретического расчета температурного режима ледяного поля и учета своеобразно меняющегося коэффициента термического расширения морского льда невозможно понять механизм образования трещин во льду (а значит, потери им прочности и целостности) и тем более рассчитать величину усилий при воздействии льда на береговые сооружения.

Морской лед как физическое тело представляет собой многокомпонентную (гетерогенную) систему, состоящую из кристаллов чистого льда с добавкой к ним раствора морских солей и солей в твердом состоянии. В ледяном покрове моря эта система неодинакова по толщине льда и переменна во времени в связи с изменениями температуры и другими процессами, прежде всего миграционными. Кроме того, природный лед содержит почти всегда небольшое, но очень разное количество включений пор воздуха, биогенные и реже терригенные примеси.

В настоящее время представление о фазовом составе морского льда, как и о химическом составе его отдельных компонентов, основываются на

результатах экспериментальных работ В.Е.Рингера, К.Э.Гиттермана, К.Х.Нельсона и Т.Г.Томпсона.

Используя данные Рингера о функциональной зависимости солёности рассола от температуры при вымораживании морской воды, Ф.Мальмгрен рассчитал теплоемкость морского льда при разных температурах. Н.Н.Зубов продолжил вычисления Ф.Мальмгрена для более низких температур, и эти результаты положены в основу данных о теплоемкости, которые приводились в справочнике «Океанологические таблицы».

Позже К.Э.Гиттерман провел более строгие в методическом отношении исследования количества и состава фаз при вымораживании морской воды и получил данные качественно и количественно отличающиеся от результатов В.Е.Рингера. Данные К.Э.Гиттермана были использованы Б.А.Савельевым для уточнения значений теплоемкости и термического расширения морского льда.

Тщательные исследования выделения солей и концентраций рассола при вымораживании морской воды, осуществленные К.Х.Нельсоном и Т.Г.Томпсоном, дали дополнительные данные для уточнения термической картины сложных фазовых переходов, происходящих в морском льду. Учитывая эти данные, Е.Паундер, Н.Оно, Д.Андерсон вычислили теплофизические характеристики морского льда. Позже В.Л.Цуриков уточнил ионный состав морского льда и рассчитал теплофизические характеристики льда с учетом теплоты фазового перехода солей, выкристаллизовавшихся при понижении температуры льда. Ю.Л.Назинцев экспериментально определил коэффициенты теплоемкости и температуропроводности морского льда, разработал модели теплопроводности природных льдов и уточнил количественные соотношения в фазовом составе. Наиболее обобщенную и строгую теорию морского льда дали П.Швердтфегер и Ю.П.Доронин.

В связи с расширением области прикладных задач ледотехники возникла необходимость оценки теплофизических свойств морского льда при температуре -23°C и ниже и высокой минерализации воды, в частности, определение термических свойств очень солёного льда, покрывающего надводные конструкции морских гидротехнических сооружений и судов при брызговом обледенении. Это обстоятельство послужило поводом для расчета теплофизических характеристик в более широких пределах изменения температуры и солёности. Для этого были составлены таблицы теплофизических характеристик морского льда В.В.Пановым. Позже Ю.Л.Назинцев и В.В.Панов уточнили значения теплофизических характеристик, данные вошли в четвертое издание справочника «Океанологических таблиц» (1975). Несмотря на различные формы аналитического представления теплофизических характеристик, а также на несовпадение экспериментальных данных в целом результаты расчета согласуются между собой.

Авторы выражают искреннюю благодарность доктору техн. наук М.Г.Гладкову, доктору геогр. наук Ю.А.Горбунову и канд. техн. наук В.А.Шматкову, высказавшим ряд ценных замечаний.

Работа выполнена в рамках ФЦП «Интеграция», проект М141-05 в ГНЦ РФ ААНИИ.

ГЛАВА 1. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФАЗОВОГО СОСТАВА МОРСКОГО ЛЬДА

Морской лед представляет собой конгломерат отдельных кристаллов пресного льда и заключенных между ними ячеек солевого рассола, воздушных, терригенных и органических включений. Теплофизические свойства его прямо или косвенно зависят от ряда взаимосвязанных между собой и переменных во времени параметров — солёности, температуры, плотности, пористости, структуры и текстуры. Определяющее значение из них имеет солёность. В настоящее время представление о фазовом и химическом составе морского льда основывается на экспериментальных исследованиях В.Е.Рингера, К.Э.Гиттермана, К.Х.Нельсона и Т.Г.Томпсона.

1. ФАЗОВЫЙ СОСТАВ

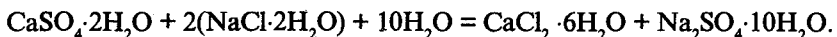
Возникновение фаз и их преобразование в охлажденном до температуры замерзания и ниже концентрированном растворе одной соли происходит по достаточно простой схеме. Температура начала замерзания раствора определяется его солёностью. Дальнейшее понижение температуры сопровождается выделением из раствора пресного льда, уменьшением объема рассола и повышением его солёности. Две фазы, пресный (чистый) лед и рассол, сохраняются при охлаждении, например, соли NaCl , до температуры $-21,2^\circ\text{C}$. При этой температуре раствор становится насыщенным и начинает выкристаллизовываться в виде твердой фазы $\text{NaCl}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Такая система продолжает оставаться при данной температуре, называемой эвтектической температурой, до тех пор, пока раствор полностью не затвердеет без изменения состава. При этом образуется смесь двух твердых фаз: лед и $\text{NaCl}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$, называемой эвтектической смесью или эвтектикой. Для каждой соли эвтектическая температура различна. При замерзании морской воды, состоящей из большего количества солей, происходят более сложные процессы. В ней фазовые преобразования протекают с участием многих химических элементов, образующих ряд солей, сильно различающихся температурой эвтектики.

Первые лабораторные исследования замерзания морской воды солёностью 35,05‰ выполнил В.Е.Рингер. Он замораживал искусственно приготовленную морскую воду до определенной температуры, затем повышал температуру образовавшегося льда и измерял количество выделившегося при этом рассола, отделяя его ото льда и твердых солей. Последовательно проводя эту операцию, он выявил ряд эвтектических темпера-

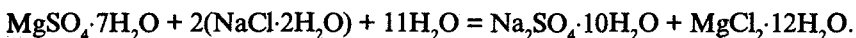
тур, при которых выпадают твердые соли, и показал, что при температуре -55°C выпадает хлорид кальция, и застывает вся масса морской воды.

После Рингера изучение состава и количества фаз проводилось К.Э. Гиттерманом при ступенчатом вымораживании искусственной морской воды соленостью 33,34‰ вплоть до температуры $-35,5^{\circ}\text{C}$.

Исследования Гиттермана показали, что, во-первых, каждой температуре соответствует определенная концентрация рассола в системе, во-вторых, эта концентрация зависит от присутствия и состава твердой фазы (кристаллогидратов солей). Отсюда следует, что при вымораживании морской воды должно соблюдаться постоянство химического состава системы в целом. В опытах Рингера, по мнению Гиттермана и Савельева, это условие не соблюдалось, так как в них жидкая фаза периодически отделялась от выпавших солей и льда, приготавливалась новая порция ее и продолжалось дальнейшее охлаждение. Тем самым исключалась возможность межфазовых реакций обмена



Такая реакция изменяет не только состав рассола, но и его концентрацию, так как при образовании одной пары молекул $\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ и $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ у рассола отнимается десять молекул воды. Кроме того, Савельев и Назинцев считают, что на солевой состав льда определяющее значение оказывает следующая реакция при температуре ниже $-22,4^{\circ}\text{C}$:



В этом случае при образовании одной пары молекул кристаллогидратов $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ и $\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ у рассола отнимается одиннадцать молекул воды.

Гиттерман, заранее предполагая возможность межфазовых реакций обмена, достигнув желаемых равновесных для различных температур льда концентраций рассола, не просто сливал жидкую фазу, а, оставив лед при температуре равновесия, определял состав получившегося рассола, готовил новый искусственный раствор такого же состава и концентрации и заменял им слитый. Только после этого он продолжал дальнейшее охлаждение системы до следующей выбранной точки равновесия.

Третью серию опытов по замораживанию природной морской воды провели К.Х. Нельсон и Т.Г. Томпсон. Они доводили до температуры равновесия от $-2,2$ до $-22,2^{\circ}\text{C}$ восемнадцать проб из тридцати одной. В остальных 13-ти пробах, для которых равновесные точки должны быть ниже $-22,9^{\circ}\text{C}$, рассол сливался и вновь замораживался в других сосудах. Это препятствовало реакциям солевого обмена. Достоинство этих опытов по сравнению с другими заключается в параллельном замораживании многих проб, что позволяло обойтись без сливания или замены рассола (вплоть до равновесной температуры $-22,2^{\circ}\text{C}$) и использовать естественную морскую воду, так как в рассоле из искусственной морской воды, как бы тща-

Таблица 1

**Масса компонентов, содержащихся в 1 кг морского льда,
образованного из воды соленостью 34,32 ‰ и соленость рассола
при различных температурах по данным А.Ассура**

Темпе- ратура льда, С	Масса, г					Соленость рассола, ‰
	рассол	H ₂ O в рассоле	соли в осадке (кристалло- гидраты)	соли в рассоле	чистый лед	
0	1000	965,68	0	34,32	0	34,32
-2	913,23	878,91	0	34,32	86,77	37,58 (37,0)
-4	485,92	451,61	0,07	34,31	514,01	70,61
-6	343,59 (344,2)	309,30	0,13	34,29	654,28	99,80
-8	271,04	236,76	0,18	34,28	728,78	126,47
-10	227,82 (226,7)	195,29	4,16	32,53	768,02	142,79 (140,5)
-12	200,83	169,17	6,13	31,66	793,04	157,64
-14	182,35	151,08	7,01	31,27	810,64	171,48
-16	168,29 (165,9)	137,26	7,57 (7,6)	31,03	824,14	184,38 (188,0)
-18	156,63	125,78	7,96	30,85	853,41	196,95
-20	146,26	115,56	8,32	30,70	845,42	209,90
-22	137,28 (124,7)	106,72	8,65 (11,1)	30,56	854,07	222,61 (218,6)
-24	98,65	75,91	21,42	22,74	879,93	230,51
-26	63,77	48,93	34,29	14,84	901,94	232,71
-28	47,63 (42,0)	36,63	40,29 (40,8)	11,20	911,88	234,16 (234,6)
-30	39,53	30,22	43,44	9,31	917,03	235,52
-32	34,81	26,54	45,22	8,27	919,97	237,57
-34	31,38 (28,9)	23,84	46,49 (44,3)	7,54	922,13	240,28 (247,5)
-36	29,02	21,94	47,31	7,08	923,67	243,97
-38	27,07	20,39	48,00	6,68	924,93	246,77
-40	25,29	18,97	48,63	6,32	926,08	249,90
-42	23,83	17,80	49,16	6,03	927,01	253,04
-44	18,08	13,39	53,17	4,69	928,75	259,40
-46	11,13	8,13	58,26	3,01	930,60	270,44
-48	7,47	5,38	60,84	2,09	931,69	279,78
-50	5,45	5,90	62,21	1,55	932,34	284,40
-52	4,23	3,00	63,07	1,23	932,70	290,70
-54	3,48	2,44	63,58	1,04	932,94	298,85

Примечание. В скобках приведены значения, вычисленные по экспериментальным данным К.Э.Гиттермана.

тельно она ни была приготовлена, отмечает Цуриков, реакции могут происходить иначе, чем в природной воде. Вышеперечисленные исследования не учитывали присутствие карбонатов в рассоле. Рингер и Гиттерман исходили из того, что карбонатов в рассоле не должно быть, так как эвтектическая точка карбоната кальция равна $-1,9^{\circ}\text{C}$, т.е. очень близка к точке замерзания морской воды с соленостью 35 ‰. Нельсон и Томпсон считали, что ионы HCO_3^- и CO_3^{2-} могут одновременно находиться в рассолах с одной и той же равновесной температурой в разных количествах.

А.В.Ассур обобщил экспериментальные данные, полученные Нельсоном и Томпсоном. Они приведены в табл. 1. Данные в табл. 1 относятся к морской воде соленостью 34,32 ‰, температура замерзания которой рав-

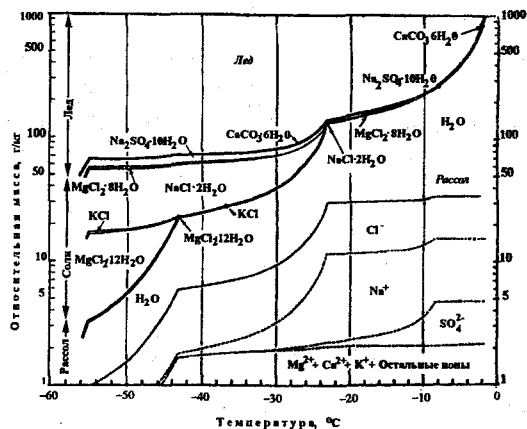


Рис. 1. Фазовая диаграмма морского льда (по данным А.Ассура):

лед – область существования H_2O в виде льда; *соли* – область существования кристаллогидратов солей; *рассол* – область существования H_2O и ионов солей в растворе

на $-1,87^\circ\text{C}$. Из табл. 1 видно, что уже при -4°C из 1 кг морской воды образуется масса, в которой содержится 514,01 г пресного льда, 485,92 г рассола и 0,7 г соли в осадке. Данный кристаллогидрат представлен карбонатом кальция ($\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$). Из табл. 1 следует также, что при -10°C доля солей в осадке резко возрастает. Второй скачок отмечается при -24°C . Причина скачкообразного возрастания массы солей в осадке заключается в избирательной кристаллизации солей и определенной последовательности выпадения их в осадок.

Изменения соотношения массы компонентов морского льда в зависимости от его температуры показано на рис. 1, представляющим собой фазовую диаграмму морского льда. Рисунок дополняет данные табл.1, поскольку содержит сведения о химическом составе рассола и преобладающих по массе кристаллогидратов.

Таким образом, установлено, что первым в твердое состояние переходит кристаллогидрат $\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ при температуре $-2,2^\circ\text{C}$. При температуре $-8,2^\circ\text{C}$ начинает выпадать в осадок $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ и суммарная масса кристаллогидратов возрастает. Следующее скачкообразное увеличение массы, выпадающих в осадок кристаллогидратов, связано с началом выпадения $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ при температуре $-22,9^\circ\text{C}$. Скачкообразное, хотя и не в больших масштабах, увеличение доли солей в осадке, а соответственно, уменьшение доли рассола, происходит и при достижении системой температуры $-43,2^\circ\text{C}$, вследствие начала выделения кристаллогидрата $\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$. Последовательность фазовых переходов и эвтектическая температура кристаллогидратов приведены в табл.2.

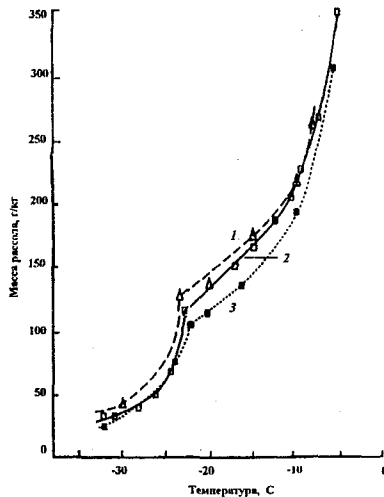
Несмотря на имеющиеся расхождения в результатах, эксперименты Гиттермана, Нельсона и Томпсона до сих пор являются уникальными и

**Характеристики фазовых переходов в морском льду
по данным У.Уикса и С.Акли**

Состав системы	Плотность, г/см ³	Начальная температура выпадения соли из рассола морской воды, °C	Эвтектическая температура в водном растворе, °C
CaCO ₃ 6H ₂ O	1,771	-2,2	-2,2
Na ₂ SO ₄ 10H ₂ O	1,464	-8,2	-3,6
NaCl 2H ₂ O	1,630	-22,9	-21,1
MgCl ₂ 12H ₂ O	1,240	-43,2	-33,6
KCl	1,984	-36,8	-11,1
CaCl ₂ 6H ₂ O	1,718	-55,0	-55,0
MgCl ₂ 8H ₂ O	(1,24)	-33,6 ?	-43,2 ?
		-18,0 ?	-33,6 ?

являются основными также в теории фазового состава морского льда, базирующейся на функциональной зависимости относительной массы солей в рассоле от температуры, при этом более достоверными представляются данные Нельсона и Томпсона.

На рис. 2 графически представлены результаты определения массы рассола в опытах по вымораживанию морской воды разными авторами. Из рис. 2 видно, что большие расхождения в данных отмечаются в диапазоне температуры от -10 до -22,4 °C. Ниже температуры -22,4 °C экспериментальные значения расходятся меньше. Лучше всего совпадают точки Гиттермана, Нельсона и Томпсона как до -22,4 °C, так и ниже этой температуры.



**Рис. 2. Масса рассола в граммах на 1 кг морского льда
при различной температуре (по данным Ю.Л. Назинцева):**

1 — данные В.Е. Рингера ($S_1 = 35,05\%$); 2 — данные К.Э. Гиттермана ($S_1 = 33,34\%$); 3 — данные К.Х. Нельсона, Т.Г. Томпсона ($S_1 = 34,32\%$)

Таблица 3

Состав рассола в морском льду, образованном из воды соленостью 33,34 ‰
при различной температуре в процентах от массы рассола
(по данным К.Э.Гиттермана)

T, °C	H ₂ O	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Сумма ионов
0,0	96,67	1,84	0,245	1,03	0,037	0,045	0,131	3,33
-1,8	96,68	1,84	0,260	1,02	0,037*	0,036	0,125	3,32
-5,6	90,68	5,24	0,740	2,81	0,005*	0,100	0,350	9,32
-7,6	87,93	6,72	0,910	3,63	0,135*	0,120	0,460	12,07
-9,5	86,50	7,94	0,596	4,14	0,160*	0,124	0,509	13,50
-10,6	85,18	8,76	0,605	4,62	0,177*	0,165	0,594	14,82
-12,3	84,29	9,67	0,396	4,52	0,193*	0,190	0,664	15,71
-15,0	82,32	10,85	0,250	5,51	0,218*	0,188	0,750	17,68
-17,0	80,38	12,05	0,190	6,14	0,243*	0,185	0,812	19,62
-22,6	76,96	14,35	0,151	7,02	0,310	0,149	1,06	23,04
-24,2	77,25	14,50	0,181	5,60	0,541	0,131	1,80	22,75
-26,0	77,25	14,82	0,248	4,27	0,749	0,126	2,54	22,75
-28,0	76,65	15,31	0,301	3,61	0,950	0,118	3,06	23,35
-30,8	76,05	15,89	0,410	2,73	1,14	0,091	3,69	23,95
-32,2	75,87	16,09	0,470	2,23	1,26	0,072	4,01	24,13
-34,2	75,50	16,52	0,593	1,72	1,09	0,055	4,52	24,50
-35,5	75,16	16,81	0,720	1,57	0,94	0,030	4,77	24,84

П р и м е ч а н и е. Звездочка означает — в работе Гиттермана на месте этих цифр стоят прочерки. Цуриков, по данным Гиттермана, вычислил массы иона K⁺ и внес соответствующие поправки как в значения массы H₂O, так и в значения суммарной массы ионов в рассоле.

Опыты по вымораживанию морской воды и, вытекающая из них, общая картина преобразования фазового состава морского льда, изменений в химическом составе и в соотношении масс компонентов системы относятся к морской воде соленостью свыше 30 ‰. По сравнению с морской водой природный морской лед имеет значительно меньшую соленость, обычно на целый порядок. Тем не менее, в нем происходят те же фазовые преобразования, что и в искусственном льду, образующимся при вымораживании морской воды высокой солености. Сохраняется порядок появления и исчезновения отдельных компонентов, соотношение относительной массы льда, солей в осадке и рассола. Относительные массы последних находятся в прямой пропорциональной зависимости от солености льда. Это обстоятельство позволяет рассчитать доли рассола и солей в осадке, находящихся в морском льду различной солености. Исходными данными для такого расчета, при использовании множителя в виде дроби, числитель которой соответствует солености льда, а знаменатель равен 33,34, могут служить сведения, содержащиеся в табл. 3. Однако следует отметить, что в целом процесс перехода растворенных в морской воде солей в твердую фазу и наоборот, особенно в области низких температур (ниже -30 °C), остается до сих пор мало исследованным.

Ч.Ричардсон, исследуя замерзание морской воды методом ядерного магнитного резонанса, показал, что при изменении температуры от 0 до -52 °C формируются следующие кристаллогидраты: CaCO₃·6H₂O (от

0 до -10°C); $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ (от -8 до -32°C); $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (от -10 до -26°C); $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (ниже -24°C); KCl (ниже -34°C); $\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ (от -34 до -44°C); $\text{MgCl}_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ (ниже -44°C). При температуре от -26 до -44°C обнаружено присутствие неидентифицированных кристаллогидратов. Ранее Ч.Ричардсон и Е.Келлер этим же методом показали присутствие рассола вплоть до температуры -55°C .

2. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Образующийся в природе из морской воды лед содержит те же химические элементы, что и вода, но в меньшей концентрации. Соотношение образующихся во льду при конкретной температуре различных фаз (чистого льда, рассола и твердых солей в осадке) обуславливается его химическим составом. В свою очередь, комбинация фаз определяет теплофизические свойства системы в целом. В связи с этим возникают три вопроса: 1. Какие колебания химического состава льда можно считать нормой? 2. Какова амплитуда этих колебаний? 3. Как они влияют на фазовый состав льда и числовые значения его теплофизических характеристик?

На первый вопрос дают ответ результаты экспериментального изучения химического состава морского льда и воды, из которой он образовался, однако, этих данных недостаточно. Второй и третий вопросы из-за отсутствия специальных исследований остаются до сих пор открытыми. По обобщенным данным о составе морской воды видно, что доли отдельных ее компонентов отличаются друг от друга на значительную величину, некоторые из них на 3—5 порядков. Из табл. 4 видно, что по данным С.В.Бруевича сумма наименьших долей ионов Sr^{2+} , HCO_3^- , Br^- , F^- и $\text{B}(\text{OH})_4^-$ составляет всего 0,64 % от массы всех компонентов. Очевидно, что влиянием этих пяти компонентов на фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда можно пренебречь. Оставшиеся девять компонентов, включая H_2O , условно называют «основными». Хотя доля иона HCO_3^- очень мала (0,32 % от общей массы ионов солей) и в число основных он не входит, его не следует исключать из дальнейшего анализа химических реакций в морском льду. Вступая в соединение с Ca^{2+} , ион HCO_3^- образует кристаллогидрат $\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, имеющий температуру эвтектики вблизи температуры замерзания морской воды ($-2,2^{\circ}\text{C}$) и приводит к изменению химического состава льда. Как следует из табл. 4, химический состав морской воды, участвующий в опытах Нельсона и Томпсона, очень близок к химическому составу стандартной морской воды.

Некоторые вариации доли отдельных ионов в составе морского льда, исследуемого в лабораторных опытах и природе приведены в табл. 4, в которой также даны значения хлорных коэффициентов, представляющих отношение массы иона к массе хлор иона, находящихся в морском льду. Из табл. 4 видно, что хлорные коэффициенты для морского льда, полученные по данным экспериментов в лаборатории (Ассур) и в природе (Накано, Синха), близки к данным стандартного льда (по Бруевичу).

Таблица 4

**Концентрация (K) компонентов морской воды
и хлорные коэффициенты (K/Cl) морского льда**

Компонент	K		K/Cl		
	по Бруевичу, г/кг	по Нельсону, Томсону, г/кг	по Бруевичу	по Накая, Синха	по Ассуру
Na^+	10,7638	10,7822	0,5542	0,55556	0,55560
Mg^{2+}	1,2970	1,2837	0,0667	0,06680	0,06695
Ca^{2+}	0,4080	0,4121	0,0210	0,02125	0,02106
K^+	0,3875	0,3991	0,0199	0,02060	0,02000
Sr^{2+}	0,0136	0,0079	0,0007	0,00041	0,00070
Cl^-	19,3534	19,3529	0,9965	0,99834	0,99894
SO_4^{2-}	2,7007	2,7124	0,1390	0,14000	0,13940
HCO_3^-	0,1427	0,1135	0,0073	0,00735	0,00735
Br^-	0,0659	0,0672	0,0033	0,00348	0,00340
CO_3^{2-}		0,0116			
$B(OH)_3$		0,0066			
F^-	0,0013	0,0013	0,0000	0,00007	0,00007
$B(OH)_3$	0,0265	0,0203	0,0013	0,00132	0,00137
Сумма	35,160	35,1708	1,8099	1,81577	1,81482

Некоторые вариации доли отдельных компонентов в составе морской воды связаны с гидрологическими особенностями разных морей и океанов. Из табл. 5 видно, что наибольшие изменения содержания ионов в морской воде разных географических регионов приходятся на K^+ , а наименьшие — на ион Na^+ .

Рассмотрим основные результаты исследования химического состава морских льдов. По вопросу постоянства соотношения химических составляющих в морской воде и во льду, который из нее образуется, наметились две точки зрения. Одни исследователи считают, что химический состав льда близок к составу морской воды. В.Л.Цуриков определил соотношения основных ионов в морской воде и во льду при различных скоростях намораживания и показал, что значения соотношений SO_4^{2-}/Cl^- для воды и льда близкие. Относительные концентрации ионов Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} и HCO_3^- во льду, как видно из рис. 3, получились очень близкими, что позволило предположить для них общую зависимость от скорости нараста-

Таблица 5

**Значения хлорных коэффициентов (K/Cl) морской воды
для некоторых частей Мирового океана
(по данным Н.И.Попова, К.Н.Федорова, В.М.Орлова)**

Бассейн	K/Cl				
	Ca^{2+}	K^+	Mg^{2+}	Na^+	SO_4^{2-}
Океаны	0,02058±	0,0191±	0,0658±	0,5476±	0,1393±
	0,02155	0,02063	0,5576	0,5576	0,1420
Балтийское море	0,02127	0,0205	0,0669	0,5554	0,1414
Белое море	0,02182	0,0167	0,0676	0,5555	0,1403
Северное море	0,02118	0,0206	0,0670	0,5541	

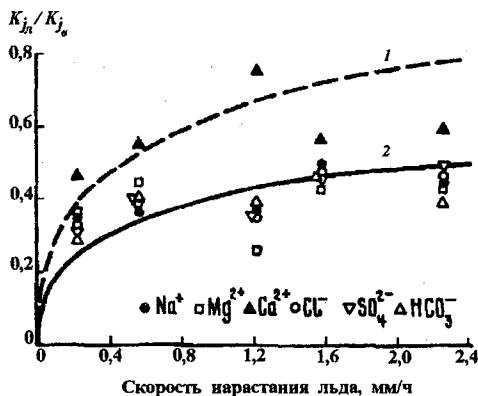


Рис.3. Зависимость отношения концентраций различных ионов во льду и в воде $K_{\text{ж}}/K_{\text{в}}$ от скорости нарастания льда (по данным В.Л.Цурикова):
1 — расчетные кривые для Ca^{2+} ; 2 — то же для остальных ионов

ния льда. Относительная концентрация иона Mg^{2+} также близка к ним, но в отдельных случаях она все же оказалась более низкой. Относительное содержание во льду иона Ca^{2+} , наоборот, значительно выше концентраций остальных ионов. Последнее дает основание считать, что происходит адсорбция ионов Ca^{2+} образующимися при замерзании морской воды кристаллами льда. Это явление наблюдали и другие исследователи.

По данным наблюдений на дрейфующих станциях «Северный полюс» температура приледного слоя воздуха зимой составляет $-40 \pm -50^\circ\text{C}$ и, как правило, минимальная температура покрытого снегом ледяного покрова Арктического бассейна, редко опускается до таких значений. Поэтому можно сделать вывод, что при данной температуре фазовые превращения содержащегося во льду рассола должны способствовать обогащению поверхностных слоев воды всеми основными солевыми ингредиентами, за исключением сульфатов и карбоната кальция. Последние, наоборот, в течение большей части года будут накапливаться во льду и переходить в морскую воду только с момента начала таяния льда. Накопление этих ингредиентов во льду вполне отчетливо выявилось при исследовании 33 образцов толстого однолетнего арктического льда, взятого в бухте Солнечной (табл. 6). Анализ этих данных показал, что в сравнении с водой, все образцы льда были обогащены бикарбонатами, 85 % из них имели повышенное содержание сульфатов и 76 % — кальция. Превышение концентрации ионов магния во льду в сравнении со средним содержанием в подледной воде показали 55 % образцов и в 45 % образцов концентрация оказалась пониженной.

Абсолютное количество солей во льду в течение почти всего периода существования значительно ниже, чем в подледной воде, поэтому обеднение или обогащение ими подледных слоев воды является относительным. Так, из этих же опытов видно, что при среднем содержании ионов Ca^{2+} и

Таблица 6

**Процент отклонения относительного содержания основных компонентов
солевого состава толстого однолетнего арктического льда
от среднего солевого состава морской воды,
из которой лед образовался (по данным Е.В.Белышевой)**

Знак отклонений	Компоненты						
	Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	K ⁺	Cl ⁻ + Br ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Положительный	36	55	76	12	18	85	100
Отрицательный	64	45	12	88	82	15	

HCO₃⁻ равном 0,387 и 0,135 г соответственно, содержание их в воде, полученной при таянии льда в июне—июле изменялось всего от 0,016 до 0,051 г и от 0,007 до 0,038 г в 1 кг подледной воды, т.е. было в десятки раз ниже, чем в воде, из которой образовался лед.

В водах морей Карского и Лаптевых, по сравнению с Мировым океаном, отмечается устойчивый дефицит ионов SO₄²⁻, составляющий в среднем соответственно 0,09 и 0,06 %, и повышение в среднем на 0,04 % относительного содержания Ca²⁺ (табл. 7). Пониженный процент содержания SO₄²⁻ объясняется, с одной стороны, весьма малой минерализацией воды арктических рек, с другой — вмерзанием сульфатов в лед при его образовании. С воздействием речных вод связано и более высокое процентное содержание в морской воде Ca²⁺ вследствие повышенного относительного количества его в речном стоке. Несмотря на существенную роль речного стока, избыток кальция в водах этих морей относительно невелик по сравнению с водами Мирового океана. Подобная картина может быть вызвана как постоянным накоплением кальция во льду и выносом его в Арктический бассейн, так и переходом кальция в прибрежных и северных районах этих морей в донные отложения. Одним из доказательств возможности осаждения карбоната кальция является высокое содержание этого компонента в грунтах этих районов.

Для анализа изменений солевого состава морского льда относительно масс отдельных его химических компонентов В.Л.Цуриков предложил

Таблица 7

**Средний относительный солевой состав вод арктических морей
и его отклонения от состава воды Мирового океана
(по данным Е.В.Белышевой)**

Район	Средняя соленость, ‰	Компоненты						
		Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	K ⁺	Cl ⁻ + Br ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Содержание, %								
Карское море	34,52	30,67	3,68	1,20	1,13	55,30	7,61	0,42
Море Лаптевых	34,64	30,67	3,69	1,20	1,08	55,28	7,64	0,41
Мировой океан	35,00	30,68	3,70	1,16	1,10	55,25	7,70	0,41
Отклонение, %								
Карское море	-0,48	-0,01	-0,02	+0,04	+0,03	+0,05	-0,09	+0,01
Море Лаптевых	-0,36	-0,01	-0,01	+0,04	-0,02	+0,03	-0,06	0,00

**Отношение разности хлорных коэффициентов во льду и в воде
к хлорному коэффициенту в воде для основных ионов,
содержащихся в морском льду**

Вид льда	Бассейн	Ca^{2+}	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Mg^{2+}	K^+	Na^+	Автор
Многолетний	Северный Ледовитый океан	2,420		-0,214				Савельев
Однолетний	То же	2,630		-0,070				Савельев
		0,190		-0,007	0,054	0,005	0,016	Бенингтон
То же, весенний период	Пролив Вилькицкого	0,018	-0,23	0,036	0,004	-0,070	0,003	Мусина
То же, летний период	То же	0,036	-0,88	0,317	0,003	-0,035	0,039	Мусина

использовать параметр D , представляющий собой отношение разности хлорных коэффициентов содержащихся во льду и в воде ионов к их хлорным коэффициентам в воде. В табл. 8 приведены средневзвешенные значения D для всей толщи ледяного покрова, вычисленные по определениям химического состава льда на различных горизонтах от дневной до нижней поверхности. Отрицательные значения D означают относительное обеднение льда данным компонентом, а положительные показывают его относительный избыток. Из табл. 8 следует, что значения коэффициента D всегда положительны только для Ca^{2+} , для других ионов они могут быть как одного, так и другого знака. Наибольшие колебания числовых значений D характерны для ионов Ca^{2+} , HCO_3^- и SO_4^{2-} (они достигают десятков и сотен процентов), наименьшие не превышают 7 % и относятся к иону K^+ .

По результатам других исследователей, химический состав морской воды и льда заметно различается, особенно в случае, когда проходит значительное время с момента образования льда. Так, Б.А.Савельев объясняет изменения в химическом составе ледяного покрова избирательным высаливанием, т.е. потерей льдом некоторых солей в результате стока рассола вниз, в то время как другие соли, будучи в твердом состоянии, оказываются зафиксированными в толще льда. Избирательное высаливание становится возможным вследствие колебания температуры ледяного покрова, когда она становится для одних соединений выше их температуры замерзания, а для других — ниже. Как было показано ранее, при образовании льда и понижении его температуры раньше всех выпадает в осадок при температуре $-2,2^\circ\text{C}$ кристаллогидрат $\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, затем при температуре $-8,2^\circ\text{C}$ $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, при $-22,9^\circ\text{C}$ $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, а при температуре ниже -30°C — кристаллогидраты KCl и $\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ и др. Савельев считает, что при -17°C может выпасть соль CaSO_4 . По данным А.Ассура при -18°C выпадает в осадок некоторое количество ионов Mg^{2+} и Cl^- в виде кристаллогидратов $\text{MgCl}_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. Однако относительная масса выпадающих в осадок солей CaSO_4 и $\text{MgCl}_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ предполагается

всеми авторами очень малой и ею можно пренебречь при рассмотрении миграции их в ледяном покрове.

Приведенные в табл. 8 данные позволяют составить представление только об относительных изменениях доли каждого иона. Однако распределение ионов по их фактической массе во льду весьма различно. По этой причине влияние отклонений химического состава льда от состава морской воды на фазовый состав и теплофизические свойства льда должно оцениваться по отклонениям массы каждого иона. Для такой оценки были вычислены относительные отклонения по массе для каждого из основных ионов. При этом принималась суммарная их масса в исследуемом образце льда за единицу (по исходным данным, послужившим основой для расчета табл. 8). Полученные пределы отклонений химического состава арктических льдов от состава подледной воды ($\Delta m \cdot 10^2$) приводятся ниже:

K ⁺	-0,063 ÷ 0,005	Mg ²⁺	0,014 ÷ 0,926
Ca ²⁺	0,0013 ÷ 2,24	SO ₄ ²⁻	-0,537 ÷ 0,715
Na ⁺	0,125 ÷ 1,59	HCO ₃ ⁻	-0,046 ÷ 0,183

Результаты показывают, что для всей толщи арктических льдов наибольшие отклонения приходится на Ca²⁺ и Na⁺, несколько меньшие, но того же порядка, на Mg²⁺ и SO₄²⁻. Наименьшие отклонения относятся к K⁺. В процентном выражении максимальное суммарное отклонение химического состава льда от состава морской воды, как следует из этого же расчета, может составлять несколько процентов, из них 1+2 % за счет Ca²⁺ или Na⁺ и 0,5+1,0 % за счет Mg²⁺ или SO₄²⁻. Однако вероятность столь большого отклонения очень мала. Обычно оно не превышает доли процента от общей массы солей во льду. Следует также иметь в виду, что сделанные выше оценки отклонений относятся к однолетним льдам. В молодых льдах отклонения меньше.

По отношению к массе иона Cl⁻ наибольшие отклонения приходится на долю ионов HCO₃⁻, SO₄²⁻ и Ca²⁺, причем отклонения Ca²⁺ всегда положительны (избыток во льду), а для остальных ионов они могут иметь разный знак. Гистограмма распределения отклонений всегда имеет положительную асимметрию. Наименьшие отклонения относительной массы ионов во льду, по сравнению с массой ионов в морской воде, приходится на K⁺ (менее 1 %), порядок максимальных отклонений для Ca²⁺, Na⁺, Mg²⁺, SO₄²⁻, как правило, одинаков: среднее значение послойных определений для всей толщи исследованных образцов арктических льдов составляет 1—2 %. Общий порядок колебания химического состава морских льдов соизмерим с колебаниями состава поверхностных вод замерзающих морей северного и южного полушарий.

Таким образом, результаты исследования химического состава морских льдов показали, что он близок к составу исходной воды. Нижние слои ледяного покрова, более молодые по срокам образования, значительно меньше отличаются соотношением главных ионов от морской воды по сравнению с верхними слоями. Поэтому в большинстве прикладных за-

дач, в частности теплофизических, этот состав можно принимать одинаковым для льда и морской воды. Те незначительные отклонения химического состава льда от состава морской воды, которые удается обнаружить, в основном относятся к пробам, взятым из многолетних ледяных полей. В составе свежееобразовавшегося льда из морской воды различия практически не обнаруживаются.

3. СОЛЕНОСТЬ

Соленость льда является основным параметром, определяющим многие его свойства. Закономерности формирования солености льда изучены в настоящее время довольно полно. Под соленостью морского льда понимается суммарная масса содержащихся в 1 кг талой воды главнейших ионов хлора, брома, фтора, сульфат иона, бикарбонат иона, натрия, калия, магния и кальция. Соленость льда, по аналогии с соленостью морской воды, измеряется в промилле ‰ или г / кг.

Теоретическое описание процессов, приводящих к изменению содержания солей в ледяном покрове (миграция, диффузия, гравитационный сток рассола, замещение рассола водой и др.), выполненное Ю.П.Дороным, позволяет определить изменение солености льда во времени. Но при оценке теплофизических характеристик ледяного покрова морей интерес представляют не столько природа процессов формирования солености льда, сколько их результат. Другими словами, важно установить статистические пространственно-временные особенности распределения солености в ледяном покрове в зависимости от типа льда, его возрастной стадии, толщины, времени года, климатических условий. Обобщение и анализ основных материалов натурных определений солености льда, содержащиеся в зарубежной и отечественной литературе, показывают, что их крайне мало для выполнения обстоятельных статистических расчетов. В настоящее время возможны лишь предварительные и частичные оценки.

Соленость льда тем больше, чем выше соленость воды, из которой этот лед образуется. Вместе с тем соленость льда зависит от скорости его роста. По экспериментальным данным В.Л.Цурикова эта зависимость имеет вид

$$S_i = S_w \frac{7\sqrt{W}}{7\sqrt{W} + 10,30},$$

где S_i — соленость льда, ‰; S_w — соленость морской воды, ‰; W — скорость нарастания льда, мм/ч.

В тонких льдах некоторая масса рассола выжимается на верхнюю поверхность льда, а основная его часть под действием гравитационных сил и температурного градиента стекает под лед. По мере увеличения толщины льда скорость вертикальной миграции рассола становится различной на разных по глубине залегания слоев. Самые верхние слои имеют наиболее низкую температуру и здесь жидкая фаза в большей мере оказывается вы-

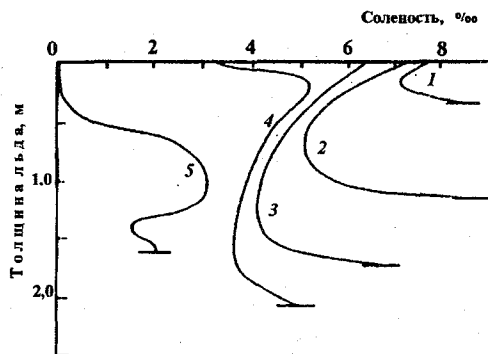


Рис. 4. Схема среднемесячных (октябрь — август) изменений вертикального распределения солености однолетнего льда в Арктическом бассейне (по данным Ф.Мальмгрена):

1 — октябрь; 2 — декабрь; 3 — март; 4 — июнь; 5 — август

мороженной и ограниченной в способности перемещения. Слои льда, расположенные ближе к нижней поверхности, имеют температуру близкую к температуре замерзания морской воды. Они более насыщены рассолом и сток рассола в них более интенсивен, чем в верхних слоях. При этом отмеченные два максимума солености сохраняются долгое время (рис. 4). С-образная картина формирования солености характерна для периода нарастания льда в спокойных погодных условиях. Из-за процессов нарушения горизонтальной послойности льда (разломы, надвиги, торошение), распределение и количество солей во льду может быть весьма различным.

В связи с разнообразием условий, при которых образуются льды, их соленость меняется в пространстве. Из рис. 4 видно, что наибольшую соленость до 9 ‰ имеет лед недавнего образования. Начальные формы льда (нилас, блинчатый лед, серый лед) содержат солей до 22—25 ‰, и в течение нескольких дней она снижается до 10 ‰. В дальнейшем, по мере нарастания льда до толщины 1—2 м соленость принимает значения от 6 до 4 ‰. В период с апреля по июль скорость опреснения льда возрастает, среднее для всех значения солености снижаются до 2—3 ‰. Прослеживается вполне определенная зависимость солености от толщины льда: при толщине льда 0,7 — 1,2 м средняя соленость льда составляет 5,9 ‰, при толщине 1,2 — 1,7 м — 4,9 ‰ и при толщине 1,7 — 2,2 м — 3,2 ‰. Это соответствие особенно видно из наблюдений, проведенных в Беринговом море и у п-ова Лабрадор (рис. 5). Из рис. 5 видно, что зависимость средней солености льда от его толщины можно аппроксимировать двумя линейными функциями: для молодых тонких льдов эта зависимость имеет вид $S_i = 14,2 - 19,4H$ (прямая 1), в то время как для льда толщиной более 0,4 м зависимость становится такой $S_i = 7,9 - 1,6H$ (прямая 2). Для многолетнего льда зависимость совсем другая — $S_i = 1,6 + 0,2H$, где H выражается в метрах, S_i — в ‰.

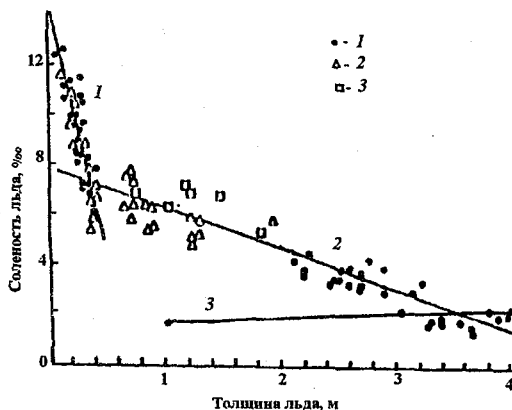


Рис.5. Зависимость средней солености льда от его толщины
(по данным Д.Ф.Н.Кокса и У. Ф.Уикса):

1 – молодой лед; 2 – однолетний лед толщиной более 0,4 м; 3 – многолетний лед

Как известно, основную площадь в Арктическом бассейне занимают поля многолетнего льда, толщина которых обычно составляет 2,5—3,5 м, а на отдельных участках и значительно больше. В результате термического метаморфизма льда, избирательного характера его таяния, стока талых вод и понижения рельефа происходит ежегодное перемещение нижних горизонтов льда к поверхности и постепенное опреснение его верхних слоев. Эти особенности и однонаправленность процесса изменения солености льда во времени препятствуют упорядочению содержания солей по толщине и выравниванию значений солености на различных участках ледяных полей. Однако, несмотря на это, имеет место общая тенденция к увеличению значений солености от верхних слоев к нижним и сохранению одного—двух локальных повышений и понижений солености в промежуточных слоях (рис. 6). Почти все вертикальные профили солености полей многолетнего льда отражают ее неравномерное распределение с основным минимумом в самом верхнем слое и основным максимумом в самом нижнем. Анализ данных наблюдений показывает, что соленость в верхних слоях льда находится в пределах $0 \div 5\text{‰}$, а в нижних — $3 \div 5\text{‰}$, причем в слоях многолетних льдов примечателен самый нижний участок толщиной 0,1 м. В нем имеет место наибольшее сгущение изолиний солености, а ее значение достигает $5 \div 7\text{‰}$.

Морские льды в Южном океане в среднем на $0,5\text{—}1\text{‰}$ более соленые чем в Северном Ледовитом. Вертикальные профили распределения солености в антарктических водах имеют следующие закономерности:

— с увеличением возраста льда его соленость падает (рис. 7 а);

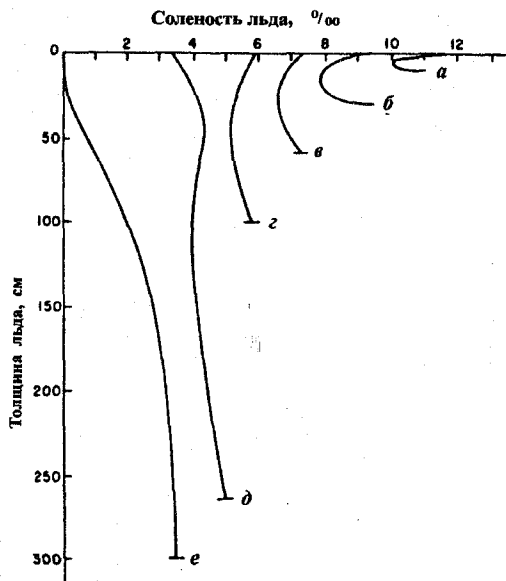


Рис.6. Идеализированные профили солености арктического льда различной толщины (по данным Д. А.Мейката):

a-g — профили солености в однолетнем льду; *д* — профиль солености в многолетнем льду пониженного участка; *е* — профиль солености в многолетнем торосистом льду (по данным У.Ф.Уикса и С.Ф.Аккли)

— у молодых льдов имеется максимум солености в верхних слоях ($z/H < 0,2$) и минимум в нижних ($z/H > 0,8$) (рис. 7 б);

— в однолетних тонких льдах существуют два максимума солености — больший в верхних слоях ($z/H < 0,15$), меньший в нижних ($z/H > 0,9$), причем первый в 1,5 раза больше второго (рис. 7 в);

— максимум солености у однолетнего среднего и толстого льда наблюдается, как правило, в слоях, расположенных несколько ниже ($z/H >> 0,6+0,7$) среднего горизонта (рис. 7 г);

— в летний период вертикальное распределение солености характеризуется возрастанием ее в направлении от верхних слоев к нижним (рис. 7 д);

— соленость многолетнего льда уменьшается от 6—8 ‰ в верхних слоях до 1—3 ‰ в нижних, среднее значение ее составляет 4 ‰ (рис. 7 е).

Унтерштейнер описал четыре механизма, способствующих вытеканию рассола из льда.

1. Градиенты температуры во льду ведут к формированию градиентов концентрации в ячейках рассола. Благодаря условию фазового равновесия лед в теплой части ячейки рассола плавится, в то время как в холодной части происходит замерзание, что приводит к миграции ячеек рассола по направлению к теплой части льда. Этот механизм не рассматривается как механизм, обуславливающий значительные потери рассола.

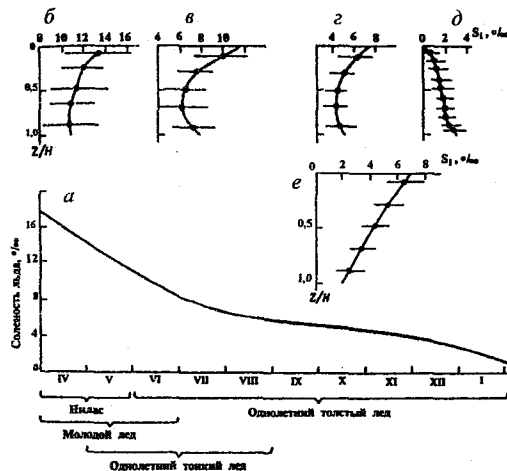


Рис. 7. Изменение солености антарктических льдов во времени и вертикальные профили солености в различных возрастных стадиях (по данным Ю.Л.Назинцева, В.В.Панова):

а – средневзвешенные для всей толщины льда значения по всему ряду наблюдений (разные годы и географические точки); б – молодой лед; в – тонкий однолетний лед; г – средний и толстый однолетний лед с июля по ноябрь; д – средний и толстый однолетний лед в январе; е – вертикальный профиль солености в толще многолетнего антарктического льда.

2. «Выталкивание» рассола происходит тогда, когда возрастание давления в ячейке рассола приводит к тому, что жидкая фаза парциальными включениями выдавливается из пузырька пара. Это давление может стать достаточным для разрушения окружающего льда вдоль направлений основных плоскостей кристаллов, что ведет к стеканию рассола. Выталкивание рассола по направлению к верхней поверхности наиболее эффективно для тонкого льда, когда ледяной покров подвержен быстрому охлаждению. Однако обычно «выталкивание» рассола вызывает незначительное опреснение однолетнего льда.

3. Гравитационное стекание является процессом, при котором рассол под влиянием гравитации «просачивается» в подстилающую морскую воду. Так как лед становится толще, его поверхность постепенно поднимается над уровнем моря, сохраняя изостатическое равновесие, что создает напор в соединенных между собой канальцах с рассолом – давление, которое заставляет рассол вытекать из льда. Так как плотность рассола, находящегося в равновесии со льдом, определяется распределением температуры, когда последняя увеличивается сверху вниз, в каналах с рассолом существует неустойчивое вертикальное распределение плотности. Это порождает как конвективное перемешивание рассола во льду, так и обмен между более плотным рассолом во льду и подстилающей морской водой. Доронин полагает, что это является одним из преобладающих механиз-

мов опреснения однолетнего морского льда, приводит к значительному «выпрямлению» С-образного профиля, характерного для относительно тонкого льда, и прогрессирующее уменьшение объемной солености. Действительное стекание рассола в нижележащую морскую воду происходит посредством дренажных канальцев размером 5 мм в диаметре, а струи рассола, образующиеся таким образом, могут привести к образованию полых трубок льда, называемых «ледяными сталактитами», которые в Антарктиде могут достигать длины до 6 м.

4. Вымывание рассола — тип гравитационного стекания рассола, которое происходит весной и летом вследствие гидростатического напора, оказываемого талой водой на поверхности. Это, в частности, касается морского льда в Арктике, где, как считают Уикс и Акли, «вымывание» является наиболее эффективным механизмом летнего опреснения, поскольку момент начала «вымывания» соответствует весне началу лета, когда наблюдаются основные изменения солености льда, особенно в верхнем 50—100 сантиметровом слое.

Кокс и Уикс ввели понятие «коэффициент распределения солей» (k_{eff}), который выражает количество солей, удержанных льдом в период замерзания, и записывается в виде $k_{eff} = S_i/S_w$, где S_i — соленость льда, S_w — соленость воды. Коэффициент распределения солей может быть использован для оценки величины выпавших в зимние разводы, где быстрое нарастание льда может обусловить интенсивное стекание рассола в океан, что вызывает интенсивную локальную циркуляцию, так как большинство солей выделяется во время нарастания льда.

Согласно Мейкату, поток солей, выделившийся в период нарастания льда, получается из выражения $F = \rho_i f(h)(1 - k_{eff})$, где ρ_i — плотность льда; $f(h)$ — скорость нарастания льда. Полагая плотность льда равной $0,92 \text{ кг/м}^3$ и определяя k_{eff} по формуле Кокса и Уикса, А.И.Гоу и В.Б.Такер считают, что при солености океана, равной 33 ‰, поток солей в перемешанный слой океана при скоростях нарастания 10, 5 и 2 см/сутки равен $50,3 \text{ кг/м}^2$ месяц, $29,7$ и 13 кг/м^2 месяц, соответственно. Осредненные значения по площади потоки солей в период нарастания льда равны 1 — 5 кг/м^2 месяц, а в период таяния в летние месяцы обуславливают поступление пресной воды в перемешанный слой, соответствующее удалению 12 — 13 кг/м^2 солей.

4. ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ И РАСЧЕТ ФАЗОВОГО СОСТАВА ЛЬДА

Как уже было показано, основную массу морского льда составляет пресный (чистый) лед, в нем содержится жидкая фаза и соли в растворенном и твердом состоянии. Между количеством рассола, его концентрацией и температурой льда существует связь, которую Ю.П.Доронин представил в аналитической форме следующим образом. Некоторый объем льда массой M состоит из пресного льда (твердой фазы) M_p , воды в жидком состоянии M_w и солей M_s :

$$M = M_i + M_w + M_s. \quad (1)$$

В зависимости от температуры льда часть солей находится в растворенном состоянии в рассоле M_{bs} , а часть в кристаллическом состоянии M_{cs} :

$$M_s = M_{bs} + M_{cs}. \quad (2)$$

Обычно лед характеризуют не общей массой солей, а их количеством, приходящимся на весовую единицу морского льда, т.е. соленьостью

$$S_i = \frac{M_s}{M}, \quad (3)$$

а соленьость рассола S_b характеризуют массой растворенных солей, приходящихся на весовую единицу рассола:

$$S_b = \left[\frac{M_{bs}}{M_{bs} + M_w} \right]. \quad (4)$$

Разделим выражение (1) на M и подставим вместо соответствующих членов S_i и S_b :

$$1 = \left[\frac{M_i}{M} \right] + \left[\frac{M_w}{M} \right] + S_i. \quad (5)$$

После замены M_w на S_b по соотношениям (2) и (4) получим относительную долю пресного льда в морском:

$$\left[\frac{M_i}{M} \right] = 1 - \left[\frac{S_i}{S_b} \right] + \left[\frac{M_{cs}}{M \cdot S_b} \right] (1 - S_b). \quad (6)$$

Масса рассола в морском льду равна сумме масс жидкой воды и растворенных солей:

$$M_b = M_w + M_{bs}. \quad (7)$$

Поделив все члены уравнения (7) на M и используя соотношения (2)—(4), получим:

$$\left[\frac{M_b}{M} \right] = \left[\frac{S_i}{S_b} \right] - \left[\frac{M_{cs}}{M \cdot S_b} \right]. \quad (8)$$

Между концентрацией солей и температурой равновесия фаз существует вполне определенное и единственное при неизменном давлении соотношение. Поэтому, если температура льда меняется, то изменяется масса и концентрация рассола. Аналитически эту связь можно получить, продифференцировав уравнение (1) по температуре:

$$\left[\frac{dM}{dT} \right] = \left[\frac{dM_i}{dT} \right] + \left[\frac{dM_w}{dT} \right] + \left[\frac{dM_s}{dT} \right].$$

Так как общая масса льда и солей в нем при изменении температуры не меняется, то следовательно

$$\left[\frac{dM_i}{dT} \right] = - \left[\frac{dM_w}{dT} \right]$$

Поэтому для определения изменения массы пресного льда или воды в морском льду достаточно продифференцировать уравнение (6) по температуре, учитывая, что соленость льда при этом не меняется:

$$\frac{1}{M} \frac{dM_i}{dT} = \frac{S_i}{S_b^2} \left(1 - \frac{M_{cs}}{S_i \cdot M} \right) \frac{dS_b}{dT} + \frac{1}{M \cdot S_b} (1 - S_b) \frac{dM_{cs}}{dT} \quad (9)$$

По уравнению (9) можно проводить расчеты, зная соленость рассола и массу кристаллических солей как функцию температуры. Эти данные можно получить из экспериментов (см. табл. 1). Зависимость массы выпавших в осадок солей от температуры не является гладкой функцией (см. рис. 1). Поэтому Швердтфегер зависимость концентрации от температуры рассола аппроксимировал линейной функцией, заменив массу солей их отношением к массе воды в рассоле:

$$\frac{M_{bs}}{M_w} = -1,848 \cdot 10^{-2} \cdot T \quad \text{при } 0 \geq T \geq -7,6^\circ \text{C} \quad (10)$$

$$\frac{M_{bs}}{M_w} = (6,240 - 1,031 \cdot T) \cdot 10^{-2} \quad \text{при } -7,6 \geq T \geq -22,4^\circ \text{C} \quad (11)$$

На основании аппроксимации Швердтфегера, Доронин получил скорость изменения солености в зависимости от температуры:

$$\left[\frac{dS_b}{dT} \right] = \left[\frac{\alpha}{1 + \frac{M_{bs}}{M_w}} \right], \quad (12)$$

где α — коэффициент пропорциональности между концентрацией рассола и температурой

$$\alpha = \begin{cases} -1,848 \cdot 10^{-2} & \text{при } 0 \geq T \geq -7,5^\circ \text{C} \\ -1,031 \cdot 10^{-2} & \text{при } -7,5 \geq T \geq -22,4^\circ \text{C} \end{cases} \quad (13)$$

Массу рассола Ю.П.Доронин определяет исходя из общей солености льда, массы кристаллических солей и солености рассола:

$$M_b = M_{bs} + M_w = \frac{M \cdot S_i - M_{cs}}{S_b} \quad (14)$$

Зависимость (14) по данным экспериментов представлена на рис. 2, из которого видно, что все эксперименты показывают уменьшение жид-

кой фазы в морском льду при понижении его температуры до температуры $-22,5^{\circ}\text{C}$. При этой температуре происходит быстрое уменьшение массы рассола и скорость падения замедляется при температуре около -30°C .

По известной массе рассола (14) легко определяются объемы рассола v_b и пресного льда v_i в нем. Для этого необходимо разделить их массы на соответствующие плотности:

$$v_b = v_s \frac{s_i \rho}{S_b \gamma_b} - \frac{M_{cs}}{S_b \gamma_b}, \quad (15)$$

и

$$v_i = v_s \frac{\rho}{\rho_i} \left[\left(1 - \frac{s_i}{S_b} \right) + \frac{M_{cs}}{MS_b} (1 - S_b) \right], \quad (16)$$

где v_b — объем рассола; v_i — объем пресного льда; v_s — объем морского льда; γ_b — плотность рассола; ρ — плотность пресного льда; ρ_i — плотность морского льда.

Таким образом, все составляющие морской лед представлены Ю.П.Дороным в аналитической форме, по формулам легко рассчитать их значения.

Ю.Л.Назинцев следующим образом обработал экспериментальные данные для получения массы компонентов, составляющих морской лед и их изменение от температуры, исходя из следующих соображений (в обозначениях Назинцева). Если основная масса H_2O при температуре от 0 до $-7,5^{\circ}\text{C}$ представлена кристаллами льда, небольшая часть входит в состав рассола w , а общая соленость льда равна σ , количество растворенных в рассоле солей S , то можно записать

$$\frac{\sigma}{w} = S. \quad (17)$$

При температурах ниже $-7,5^{\circ}\text{C}$ необходимо учитывать массу солей в осадке. Поэтому обозначим массу, выпавших в осадок солей без учета кристаллизационной воды в них, p . Тогда единица массы морского льда будет состоять из следующих частей: w — H_2O в рассоле; wS — растворенные соли (в рассоле); wp — соли в осадке (без кристаллизационной воды), γwp — соли, включающие кристаллизационную воду; σ — суммарное количество солей (масса ионов). Очевидно, что $\sigma = wS + wp$. Отсюда

$$S + p = \frac{\sigma}{w}. \quad (18)$$

Тогда масса чистого (пресного) льда составит

$$m_{ii} = 1 - \sigma - w - \gamma wp = 1 - \sigma \left(1 + \frac{1 + \gamma + p}{S + p} \right), \quad (19)$$

масса рассола

$$m_{br} = w + wS = \sigma \frac{1+S}{1+p}, \quad (20)$$

масса солей в рассоле

$$m_{st} = wp + \gamma wp = \sigma(1+\gamma) \frac{p}{S+p}. \quad (21)$$

где γ — коэффициент, учитывающий массу связанной в гидратах солей кристаллизационной воды.

Фазовый состав морского льда можно определить по уравнениям (17)—(21), если известны параметры S и p в широком диапазоне температур. Эти сведения до температуры приблизительно -23°C основываются на экспериментальных данных фазовой диаграммы Ассура (см. рис. 1). Их использовал, как уже было отмечено, Швердтфегер в своих расчетах массы компонентов, слагающих морской лед. Однако ниже -23°C по диаграмме Ассура линейность связи между температурой и соленостью рассола нарушается. Назинцев привлек экспериментальные данные Гиттермана, исправленные Цуриковым (см. табл. 3) и данные Нельсона с Томпсоном (см. табл. 1).

Количество соли в рассоле было найдено путем осреднения данных, полученных, с одной стороны, по общему содержанию солей в 1 кг системы и количеству солей в осадке

$$wS = \sigma - S_i, \quad (22)$$

с другой — по сумме масс отдельных ионов.

Количество жидкой фазы во льду определялось осреднением значений как непосредственно измеренных Гиттерманом, так и рассчитанных по соотношениям

$$m_{br} = \text{Cl}^-/\text{Cl}^-_i = \text{K}^+/\text{K}^+_i = \text{Mg}^{2+}/\text{Mg}^{2+}_i,$$

где Cl^- , K^+ , Mg^{2+} — содержание соответствующего консервативного иона в вымораживаемой воде; Cl^-_i , K^+_i , Mg^{2+}_i — содержание соответствующего иона в рассоле при температуре t . Отклонения вычисленных значений от экспериментальных имеют разный знак 0—1 % в интервале температуры $0 \div -23^\circ\text{C}$ и 0—3 % в интервале $-23 \geq t \geq -35^\circ\text{C}$. Это позволяет заключить, что в опытах Гиттермана методика разделения фаз соблюдалась достаточно строго, а осредненные значения m_{br} являются весьма точными (табл. 9). В табл. 9 приведены также измеренные значения солей в осадке M_{cs} и в растворе M_{bs} с учетом корректив, приводящих к суммарному значению 33,34 ‰ (соленость исходной вымораживаемой воды). Кроме того, в табл. 9 показаны вычисленные по ним следующие величины

$$M'_{cs(\text{H}_2\text{O})} = (\gamma+1)S_i, \quad M_i = 1 - m_m - m_{st} \quad \text{и} \quad S_b = \frac{\sigma - m_{st}}{m_{br}}.$$

**Фазовый состав 1 кг морского льда, образовавшегося из воды
соленостью 33,34 ‰ (по данным Ю.Л.Назинцева)**

T, °C	Масса, г					S _{br} , ‰
	M _л	M _{кр}	M _{кр(H₂O)}	M _{бр}	M _л	
-1,8	1000,0	0,00	0,00	33,30	0	33,34
-5,6	351,2	0,00	0,00	33,30	648,0	93,10
-7,6	263,8	0,16	0,36	33,14	725,8	120,90
-9,5	231,9	1,73	3,92	31,57	764,2	136,14
-10,6	209,2	2,91	6,60	30,39	784,2	145,28
-12,3	190,6	2,99	6,78	30,31	802,6	159,03
-15,0	169,6	2,78	6,17	30,52	824,2	179,98
-17,0	152,6	3,58	7,80	29,72	839,6	194,77
-22,6	117,8	6,10	11,6	27,20	870,6	220,90
-24,2	69,0	17,65	30,7	15,65	900,3	226,81
-26,0	49,5	21,96	36,8	11,34	910,9	229,09
-28,0	40,6	23,81	39,6	9,49	917,7	233,74
-30,8	33,7	25,15	41,7	8,15	924,6	241,84
-32,2	31,9	25,53	41,2	7,77	926,9	243,57
-34,2	27,3	26,45	43,6	6,85	929,1	250,92
-35,5	26,2	26,80	43,2	6,50	930,6	248,09

Примечание. M_{кр(H₂O)} — масса кристаллов солей с учетом кристаллизационной воды, выпавших в осадок из рассола.

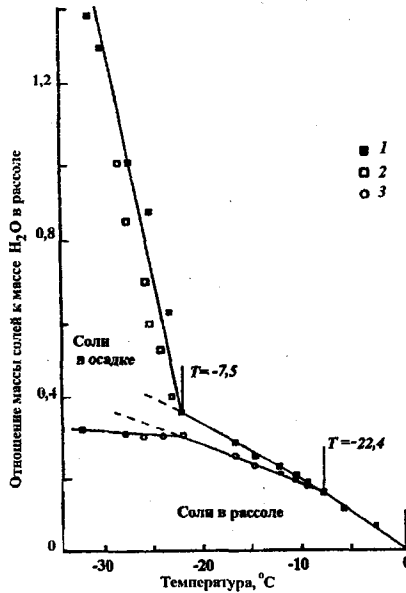


Рис. 8. Диаграмма равновесных концентраций соли в морском льду
(по данным Ю.Л.Назинцева, В.В.Панова):

1 — данные В.Е.Рингера; 2 — данные К.Х.Нельсона, Т.Г.Томпсона; 3 — данные К.Э.Гиттермана

По данным табл. 9, используя соотношения (17) и (18), Назинцев построил диаграмму (рис. 8) относительного распределения солей в рассоле M_{bs} и в осадке M_{cs} ; эти функции на отдельных температурных интервалах до -30°C можно привести к линейному виду

$$s + p = \alpha t + k, \quad (23)$$

$$s = \beta t + l, \quad (24)$$

где α, β, k, l — экспериментальные коэффициенты линейной зависимости отношения массы солей к массе воды в рассоле от температуры. Границы температурных интервалов определяются точками выпадения солей $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ (при $-7,5^\circ\text{C}$) и $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (при $-22,4^\circ\text{C}$).

Из рис. 8 видно, что экспериментальные точки хорошо аппроксимируются ломаными линейными зависимостями. Ю.Л. Назинцев показал, что относительное распределение солей в рассоле и в осадке, как функция температуры, удовлетворительно аппроксимируется линейной зависимостью до температуры -30°C . Методом наименьших квадратов он получил коэффициенты α, β, k, l в разных температурных интервалах (табл. 10).

Таблица 10

Средние значения линейных коэффициентов α, β, k, l

Температура, °C	Коэффициент			
	α, K^{-1}	β, K^{-1}	k	l
$-7,5 + -22,4$	-0,01367	-0,01077	-0,0332	0,0567
$-22,4 + -30,0$	-0,10567	-0,00532	-1,9920	0,1677

Тогда вместо (12), (13) получим уточненные уравнения:

$$\alpha = \begin{cases} -1,848 \cdot 10^{-2} & \text{при } 0 \geq T \geq -7,5^\circ\text{C} \\ -1,077 \cdot 10^{-2} & \text{при } -7,5 \geq T \geq -22,4^\circ\text{C} \\ -0,532 \cdot 10^{-2} & \text{при } -22,4 \geq T \geq -30,0^\circ\text{C} \end{cases} \quad (25)$$

$$\frac{M_{bs}}{M_w} = \begin{cases} \alpha T \cdot 10^{-2} & \text{при } 0 \geq T \geq -7,5^\circ\text{C} \\ (5,670 - 1,077 \cdot T) \cdot 10^{-2} & \text{при } -7,5 \geq T \geq -22,4^\circ\text{C} \\ (16,770 - 0,532 \cdot T) \cdot 10^{-2} & \text{при } -22,4 \geq T \geq -30,0^\circ\text{C} \end{cases}, \quad (26)$$

которые учитывают эксперименты по вымораживанию морской воды Гиттермана, Нельсона и Томпсона. Имея числовые значения коэффициентов, по соотношениям (17), (18) и (22)—(24) можно определить количество всех компонентов, составляющих так называемый «стандартный» морской лед. Например, массы рассола, кристаллогидратов во льду и соленость соответственно равны:

Таблица 11

**Соленость рассола (S_b) при различных температурах (T)
(по данным Ю.Л.Назинцева)**

$T, ^\circ\text{C}$	$S_b, \text{‰}$	$T, ^\circ\text{C}$	$S_b, \text{‰}$	$T, ^\circ\text{C}$	$S_b, \text{‰}$	$T, ^\circ\text{C}$	$S_b, \text{‰}$
-1	18,1	-9	133,2	-17	193,4	-25	230,2
-2	35,6	-10	141,2	-18	200,3	-26	231,5
-3	52,5	-11	149,0	-19	207,2	-27	232,8
-4	68,8	-12	156,8	-20	213,9	-28	234,4
-5	84,6	-13	164,4	-21	220,5	-29	236,2
-6	99,8	-14	171,8	-22	227,0	-30	238,3
-7	114,5	-15	179,1	-23	228,0	-31	240,7
-8	125,0	-16	186,3	-24	229,0	-32	243,5

$$m_{br} = \sigma \frac{1 + (\beta t + l)}{\alpha t + k}; \quad m_{st} = \sigma(1 + \gamma) \left(1 - \frac{\beta t + l}{\alpha t + k} \right); \quad S_b = \frac{\beta t + l}{1 + (\beta t + l)}. \quad (27)$$

Сопоставление значения S_b с экспериментальными данным, по расчетам с применением средних коэффициентов β и l и по расчетам Цурикова показывает, что вычисленные Назинцевым значения S_b находятся, как правило, в промежутке между величинами, полученными из экспериментов. Расхождения их с данными Цурикова составляет около 1 %. Результаты расчета S_b приводятся в табл. 11. Это подтверждает целесообразность использования средних значений коэффициентов α, β, k, l в расчетах фазового состава морского льда и надежность результатов таких расчетов.

Таблица 12

Фазовый состав морского льда соленостью 10 ‰ при различной температуре (по данным Ю.Л.Назинцева)

$T, ^\circ\text{C}$	Относительные единицы			Объем рассола
	массы рассола $\times 10^2$	массы кристаллогидратов $\times 10^2$	массы чистого льда $\times 10^2$	
-2	28,03	0	71,97	25,70
-4	14,53	0,0023	85,24	12,90
-6	10,02	0,0038	89,98	8,67
-8	7,93	0,0052	92,06	6,73
-10	6,77	0,121	93,11	5,64
-12	5,94	0,179	93,88	4,89
-14	5,31	0,204	94,49	4,32
-16	4,82	0,221	94,96	3,88
-18	4,42	0,232	95,35	3,52
-20	4,10	0,242	95,66	3,20
-22	3,82	0,252	95,93	2,97
-24	3,38	0,642	96,00	1,83
-26	1,73	1,00	97,27	1,31
-28	1,36	1,17	97,47	1,02
-30	1,13	1,27	97,60	0,84

**Масса рассола в морском льду (в граммах на 1 кг общего веса)
в зависимости от температуры (по данным Ю.Л.Назинцева)**

T, °C	Соленость льда, ‰											
	0,5	1	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20
-1	27,6	55,1	110	220	331	441	551	661	772	882	992	1102
-2	14,0	28,1	56,1	112	168	224	281	337	393	449	505	561
-3	9,52	19,0	38,1	76,2	114	152	190	228	267	305	343	381
-4	7,26	14,5	29,1	58,1	87,2	116	145	174	203	232	262	291
-5	5,91	11,8	23,6	47,3	70,9	94,6	118	142	166	189	213	236
-6	5,01	10,0	20,0	40,0	60,1	80,0	100	120	140	160	180	200
-7	4,37	8,73	17,5	34,9	52,4	69,8	87,3	104	122	140	157	175
-8	3,96	7,93	15,8	31,7	47,6	63,4	79,3	95,1	111	127	143	159
-9	3,65	7,30	14,6	29,2	43,8	58,4	73,0	87,6	102	117	131	146
-10	3,39	6,77	13,6	27,1	40,6	54,2	67,7	81,3	94,8	108	122	135
-11	3,17	6,33	12,6	25,3	38,0	50,6	63,3	75,9	88,6	101	114	126
-12	2,97	5,94	11,9	23,8	35,6	47,5	59,4	71,3	83,2	95,0	107	119
-13	2,80	5,60	11,2	22,4	33,6	44,8	56,0	67,3	78,5	89,7	101	112
-14	2,65	5,31	10,6	21,2	31,9	42,5	53,1	63,7	74,3	85,0	95,6	106
-15	2,52	5,05	10,1	20,2	30,3	40,4	50,54	60,6	70,7	80,8	90,9	101
-16	2,41	4,82	9,64	19,3	28,9	38,5	48,2	57,8	67,4	77,1	86,7	96,3
-17	2,30	4,61	9,22	18,4	27,7	36,9	46,1	55,3	64,5	73,7	83,0	92,2
-18	2,21	4,42	8,84	17,7	26,5	35,4	44,2	53,1	61,9	70,7	79,6	88,4
-19	2,12	4,25	8,50	17,0	25,5	34,0	42,5	51,0	59,5	68,0	76,5	85,0
-20	2,05	4,10	8,19	16,4	24,6	32,8	41,0	49,1	57,3	65,5	73,7	81,9
-21	1,98	3,95	7,91	15,8	23,7	31,6	39,5	47,4	55,3	63,2	71,2	79,1
-22	1,91	3,82	7,65	15,3	22,9	30,6	38,2	45,9	53,5	61,2	68,8	76,5
-23	1,34	2,69	5,38	10,8	16,1	21,5	26,9	32,3	37,6	43,0	48,4	53,8
-24	1,09	2,18	4,35	8,70	13,1	17,4	21,8	26,1	30,5	34,8	39,2	43,5
-25	0,91	1,83	3,66	7,32	11,0	14,4	18,3	22,0	25,6	29,3	33,0	36,6
-26	0,79	1,58	3,16	6,32	9,49	12,7	15,8	19,0	22,1	25,3	28,5	31,6
-27	0,70	1,39	2,79	5,57	8,36	11,2	13,9	16,7	19,5	22,3	25,1	27,9
-28	0,62	1,25	2,49	4,99	7,48	9,97	12,5	15,0	17,6	19,9	22,4	24,9
-29	0,56	1,13	2,26	4,51	6,77	9,03	11,3	13,5	15,8	18,1	20,3	22,6
-30	0,52	1,03	2,06	4,13	6,19	8,25	10,3	12,4	14,4	16,5	18,6	20,6

Аналогичным образом по уравнению (27) вычисляются значения массы рассола, масса солей в осадке и масса кристаллов льда. В табл. 12 приведен фазовый состав морского льда соленостью 10 ‰. С помощью множителя $0,1 \cdot S_i$ все значения легко пересчитать для льда, имеющего отличную от 10 ‰ соленость S_i .

При расчете массы кристаллогидратов солей масса M_{cs} вычислена путем графической интерполяции экспериментальных значений. Поэтому экспериментальные данные о вымораживании морской воды в интерпретации Назинцева вполне приемлемы для вычисления теплофизических характеристик морского льда при температуре до -30°C . При более низкой температуре ошибки метода соизмеримы с определяемыми величинами. Проведение физико-химических исследований при температуре ниже -30°C , поэтому представляет большой научный интерес.

**Объем рассола в морском льду
как функция температуры и солености, см³/дм³**

T, С	Соленость льда, ‰											
	0,5	1	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20
-1	25,2	50,4	101	203	307	411	517					
-2	12,5	25,6	50,2	101	152	205	257	310	364	419	474	530
-3	8,36	16,7	33,5	67,4	102	136	171	207	242	279	315	353
-4	6,30	12,6	25,3	50,9	76,8	103	129	156	183	210	237	265
-5	5,08	10,2	20,5	41,1	61,7	82,6	104	125	146	168	189	211
-6	4,27	8,55	17,1	34,3	51,7	69,2	86,7	104	122	140	158	176
-7	3,69	7,37	14,8	29,6	44,5	59,5	74,6	89,8	105	120	136	151
-8	3,31	6,64	13,3	26,6	40,0	53,5	67,1	80,7	94,4	108	122	136
-9	3,03	6,06	12,1	24,3	36,5	48,8	61,2	73,6	86,0	98,5	111	124
-10	2,78	5,56	11,2	22,4	33,6	44,9	56,3	68,5	79,2	90,7	102	114
-11	2,58	5,16	10,3	20,7	31,1	41,6	52,1	62,7	73,3	84,1	96,0	107
-12	2,41	4,82	9,65	19,3	29,0	38,8	48,7	58,5	68,6	78,4	88,4	98,5
-13	2,25	4,51	9,04	20,4	27,2	36,4	45,6	54,9	64,1	73,4	82,8	92,3
-14	2,12	4,25	8,51	17,1	25,7	34,3	42,9	51,6	60,3	69,1	77,9	86,8
-15	2,00	4,02	8,05	16,1	24,2	32,4	40,6	48,8	57,0	65,4	73,6	82,0
-16	1,91	3,81	7,62	15,3	23,0	30,7	38,4	46,3	54,1	61,9	69,8	77,8
-17	1,81	3,62	7,26	14,5	21,8	29,2	36,6	44,0	51,4	58,8	66,4	73,8
-18	1,73	3,45	6,91	13,8	20,8	27,8	34,8	42,0	49,0	56,1	63,3	70,5
-19	1,65	3,30	6,60	13,2	19,9	26,6	33,3	40,1	46,8	53,7	60,4	67,3
-20	1,58	3,17	6,34	12,7	19,1	25,5	31,9	38,4	44,9	51,4	57,9	64,5
-21	1,52	3,03	6,07	12,2	18,3	24,5	30,6	36,8	43,0	49,2	55,5	61,7
-22	1,46	2,92	5,84	11,7	17,6	23,5	29,4	35,4	41,3	47,3	53,3	59,3
-23	1,02	2,05	4,09	8,19	12,3	16,4	20,6	24,7	28,9	32,7	37,3	41,5
-24	0,82	1,65	3,29	6,59	9,90	13,2	16,6	19,9	23,3	26,6	30,0	33,3
-25	0,69	1,38	2,76	5,53	8,30	11,1	13,9	16,7	19,5	22,3	25,1	27,9
-26	0,59	1,19	2,37	4,75	7,14	9,25	11,9	14,3	16,7	19,1	21,5	24,0
-27	0,52	1,04	2,07	4,17	6,27	8,36	10,5	12,6	14,7	16,8	18,9	21,0
-28	0,46	0,93	1,86	3,72	5,59	7,45	9,32	11,2	13,1	15,0	16,9	18,7
-29	0,42	0,84	1,68	3,36	5,04	6,72	8,44	10,1	11,8	13,5	15,2	16,9
-30	0,38	0,76	1,53	3,06	4,59	6,12	7,67	9,20	10,7	12,3	13,8	15,4

При изучении строения, механических, оптических и других свойств морского льда представляет интерес не столько масса рассола, сколько занимаемый им относительный объем v_{br} . Объем рассола в морском льду можно определить по формуле:

$$V_b = \frac{M_b \rho_{сг}}{\rho_{br}}, \quad (28)$$

где $\rho_{сг}$ и ρ_{br} — плотность льда и рассола, соответственно; M_b — масса рассола (табл. 13).

По экспериментальным данным $\rho_{br} \approx 1,000 + 0,0008S_b$. Поэтому отношение при -2°C равно 0,918, а при -30°C — 0,742. Данные об объемном содержании рассола в морском льду соленостью 10 ‰ приведены в табл. 12. Значения V_{br} для различной температуры и солености льда приведены в табл. 14. При этом значения плотности льда рассчитывались по формуле

$\rho_T = \rho_0 / (1 + 0,000165 \cdot T)$, где ρ_0 — плотность чистого льда при 0°C ; T — температура.

Перечисленные экспериментальные данные фазового состава морского льда, как отмечает Ю.П.Доронин, справедливы лишь в том случае, когда миграция рассола отсутствует. Как было показано, общее количество солей в морском льду естественного образования значительно меньше значений лабораторных экспериментов. Однако соотношение химического состава, как правило, близко к составу морской воды, из которой он образовался.

5. ПОРИСТОСТЬ И ПЛОТНОСТЬ

Морской лед почти всегда содержит поры, заполненные рассолом и водяным паром. Наличие пор влияет на плотность, теплофизические и механические свойства ледяного покрова. Установлены следующие закономерности формирования пористости и плотности льда. По мере развития ледяного покрова с начала его образования размер, форма и распределение пор во льду непрерывно меняются. Это связано с изменением температуры и фазового состава льда, миграцией солей из одного слоя в другой, расширением и сжатием льда в результате колебаний объема отдельных фаз, составляющих морской лед, и выделением газов из воды и рассола. Каждому структурному типу льда свойственны определенные пределы значений солёности, пористости, специфический характер распределения включений, их размер и форма. Однако отсутствие параллельных наблюдений не позволяет установить эти закономерности. Можно лишь констатировать, что цилиндрическая форма трубчатых пор неустойчива, с течением времени превращается в вытянутые ячейки, которые затем все более приближаются к сферической форме.

Пористость обычно характеризуется безразмерным отношением суммарного объема пор к объему образца льда или размерной величиной, равной объему пор в куске льда массой 1 кг. Безразмерная пористость v_i связана с плотностью монолитного (бесполостного) ρ_0 и пористого льда ρ_i соотношением

$$v_i = 1 - \frac{\rho_i}{\rho_0}. \quad (29)$$

Пористость (в процентах) морского льда при замещении воздухом солевых ячеек приведена в табл.14, если поделить табличные значения на 10. Пористость прозрачного льда составляет не более $1 \text{ см}^3/\text{кг}$, морского льда — в пределах $1—50 \text{ см}^3/\text{кг}$, и пористость снегового инфильтрационного льда составляет $50—400 \text{ см}^3/\text{кг}$. Пористость льда меняется по вертикали: она максимальна ($1,2—1,8\%$) в верхнем и нижнем слоях молодого льда и минимальна ($0,8\%$) в среднем слое. Отмечается также сезонный ход пористости льда: максимальные значения ($6,9\%$) наблюдаются в сером льду осенью, а наименьшие ($0,9—1,3\%$) — осенью в полях ниласа и зимой, весной в однолетнем средней толщине льду.

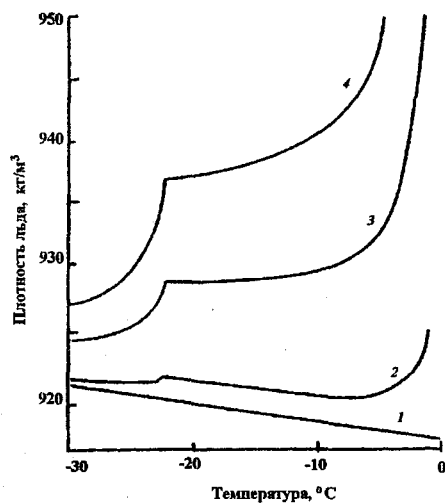


Рис.9. Зависимость плотности льда от температуры для различных значений солености льда (по данным Ю.Л.Назинцева, В.В.Панова):
1 — 0 ‰; 2 — 2 ‰; 3 — 10 ‰; 4 — 20 ‰

Плотность ρ_i чистого пресноводного льда, лишенного каких-либо пор, газовых включений и примесей при температуре 0 °C и атмосферном давлении 1000 мбар по данным П.А.Шумского равна 916,8 кг/м³. С понижением температуры она вследствие сжатия увеличивается и может быть вычислена по формуле

$$\rho_{\text{л}} = \frac{\rho_i}{1 + \gamma \cdot T}, \quad (30)$$

где γ — коэффициент объемного теплового расширения чистого льда, среднее значение которого равно $1,58 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-1}$.

Таблица 15

Плотность морского льда, не содержащего включений воздуха, кг/м³
(по данным Ю.Л.Назинцева, В.В.Панова)

T, °C	Соленость льда, ‰							
	0	2	4	6	8	10	15	20
-2	917	923	928	934	940	946	961	977
-4	917	921	924	928	931	935	944	953
-6	918	920	923	926	929	931	938	945
-8	918	920	923	925	927	930	936	942
-10	918	920	923	925	927	929	935	941
-14	919	921	923	925	927	929	934	939
-18	919	921	923	925	927	928	933	937
-22	920	922	923	925	927	928	932	937
-26	921	921	922	923	924	924	926	928
-30	921	922	922	923	923	924	925	926

Плотность морского льда, как многокомпонентная система, зависит от относительного объема отдельных компонентов. Удельный объем морского льда, у которого отсутствуют включения воздуха, пренебрегая твердыми солями, определим по формуле Н.Н.Зубова

$$v_{\text{л}} = \frac{S_i}{S_b} \cdot \frac{1}{\rho_{\text{лг}}} + \left(1 - \frac{S_i}{S_b} \right) \cdot \frac{1}{\rho_0}. \quad (31)$$

В соответствии с уравнением (31) и соотношениями (15)—(16) рассчитана плотность морского льда (табл. 15).

Характер изменения плотности морского льда при разной температуре (рис. 9 и табл. 15) свидетельствуют о том, что при температуре выпадения из рассола $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (примерно при температуре $-22,9^\circ\text{C}$) существует скачок. Другой особенностью является смещение минимальных значений плотности от температуры таяния в область низких температур с увеличением солености.

ГЛАВА 2.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О ТЕРМИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ КОМПОНЕНТОВ МОРСКОГО ЛЬДА

Морской лед состоит из кристаллов чистого льда, раствора солей, солей в осадке (кристаллогидраты), воздушных включений и др. Основная часть морского льда — чистый лед, все остальные части можно рассматривать как примеси. Термические характеристики чистого льда изучены в достаточной мере, хуже исследованы эти же характеристики рассола и соединений солей. Тем не менее, несмотря на небольшую долю в общей массе морского льда, они могут оказывать заметное влияние на его теплофизические характеристики.

В связи с этим представляют интерес данные о термических свойствах компонентов слагающих морской лед. К этим характеристикам относятся теплоемкость, теплота фазовых переходов, теплопроводность, температуропроводность, а также связанные с ними физические величины: плотность, линейное и объемное термическое расширение, внутренняя и свободная энергия, энтропия и др.

1. МОНОКРИСТАЛЛЫ ЧИСТОГО ЛЬДА

Теплота фазовых переходов

Внутренняя энергия льда является функцией состояния системы и однозначно определяется совокупностью параметров состояния — температурой, объемом фазы, давлением и др.

Параметр состояния — объем для твердых тел — можно считать величиной постоянной. Незначительное изменение объема льда при изменении внешних условий предопределяет близость значений теплоемкости при постоянном объеме C_v и постоянном давлении C_p , а также энтальпии H и внутренней энергии U : ($H \approx U$).

Диаграмма термодинамических характеристик для льда и воды при атмосферном давлении 101,3 кПа приведена на рис. 10. При $T = 0^\circ\text{C}$ лед и вода характеризуются значениями внутренней энергии $U_n = 635,1$ кДж/кг и $U_{\text{ж}} = 301,6$ кДж/кг, соответственно. Разница этих величин определяет скрытую теплоту плавления льда $L = 333,5$ кДж/кг. Это значение совпадает с удельной теплотой кристаллизации пресной воды. Н.С. Осборн экспериментально определил значение $L = 333,98 \pm 0,21$ кДж/кг, несколько меньшее значение приводит Б.П. Вейнберг: $L = 333,3 \pm 0,4$ кДж/кг.

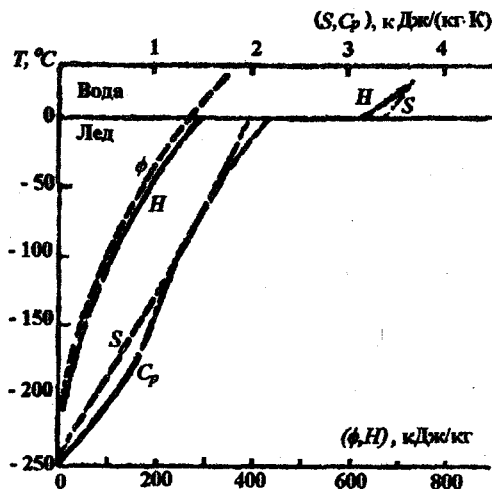


Рис.10. Изменение термодинамических характеристик льда и воды в зависимости от температуры при атмосферном давлении 101,3 кПа (по данным Б.А.Савельева)

Внутренняя энергия льда может быть разделена на свободную ϕ и связанную энергии. Последняя, в свою очередь, определяется произведением температуры T на энтропию s : $U = \phi + sT$.

У льда при температуре 0 °С свободная энергия составляет 92 % от всей внутренней энергии, а у воды — 44 %. Связанная энергия sT проявляется как энергия фазовых превращений воды. Фазовые превращения воды и льда характеризуются соответствующими им значениями удельной теплоты плавления и сублимации льда, а также теплоты возгонки воды. Удельная теплота возгонки (сублимации) льда есть изменение энтальпии при изотермическом превращении единичной массы льда в водяной пар, минуя жидкое состояние. Теоретически можно рассчитать удельную теплоту плавления льда по уравнению Клайперона–Клаузиуса

$$T \frac{dp}{dT} = \frac{L}{v_w - v_i},$$

где $(v_w - v_i)$ — изменение фазового объема воды при переходе ее из жидкого состояния в твердое; L — удельная теплота фазового перехода при температуре T . Так, при температуре -20 °С имеем следующие значения:

$\frac{dp}{dT} = -0,725 \times 10^7$ Па/К; $(v_w - v_i) = -0,13 \times 10^{-3}$ м³/кг, следовательно, $L = 0,725 \times 10^7 \times (273 - 20) \times 0,13 \times 10^{-3} = 238$ кДж/кг, т.е. с понижением температуры удельная теплота плавления льда понижается.

Если лед возгоняется, то к скрытой теплоте парообразования воды, которая при 0 °С равна 2499,5 кДж/кг, следует прибавить значение тепло-

**Температурные зависимости удельной теплоты фазовых переходов
воды и пресноводного льда, кДж/кг
(по данным Х.Ч.Дикинсона и Н.С.Осборна)**

Температура, °С	Теплота плавления льда	Теплота возгонки	
		льда	воды
0	334	2834	2501
-2	328	2835	2505
-5	308	2835	2513
-10	285	2836	2524
-15	262	2837	2536
-20	241	2837	2547
-25	220	2837	2559
-30	201	2837	2571

ты плавления чистого льда L , тогда скрытая теплота возгонки льда составит 2833,5 кДж/кг. Температурные зависимости указанных величин представлены в табл. 16, из которой видно, что в самый момент образования или плавления пресноводному льду необходимо большое количество тепла и малое количество на изменение своей температуры.

Теплоемкость льда

Удельная теплоемкость пресноводного льда численно равна количеству тепла, которое необходимо сообщить единице массы льда, чтобы повысить его температуру на 1 °К. Теплоемкость при постоянном объеме C_{iv} и при постоянном давлении C_{ip} связана между собой соотношением $C_{ip} - C_{iv} = k^2 v_0 T / \epsilon$, где k — коэффициент объемного расширения, v_0 — единичный объем; ϵ — коэффициент термической сжимаемости. Разница между теплоемкостями в естественных условиях для пресноводного льда не превышает 2 % их величины, поэтому в большинстве ледотермических исследованиях различия между ними не учитываются и берется среднее значение C_i . В расчетах используют как удельную C_p , так и молярную теплопроводность C_μ , которые связаны следующим образом: $C_\mu = \mu C_p$, где μ — молярная масса. Для воды и льда при 0 °С и атмосферном давлении 101,3 кПа значения молярных теплоемкостей равны 75,3 и 37,7 Дж/(моль·К) соответственно, т.е. теплоемкость льда примерно в два раза меньше, чем воды.

Джюнк и Стаут эмпирически установили, что удельная теплоемкость пресноводного льда при нормальном атмосферном давлении с понижением температуры T уменьшается по закону:

$$C_i = 2,108 + 0,007548 \cdot T ;$$

по данным Дикинсона и Осборна

$$C_i = 2,114 + 0,007787 \cdot T , \text{ кДж/(кг·К)}. \quad (32)$$

Теплопроводность льда

Наибольшее количество теоретических и экспериментальных исследований теплопроводности проведено для пресноводного льда (рис.11). Среднее значение теплопроводности пресноводного льда вблизи точки плавления при нормальном атмосферном давлении оказалось равным $(2,26 \pm 0,26)$ Вт/(м·К). Это значение примерно в четыре раза больше, чем теплопроводность пресной воды при температуре 0°C .

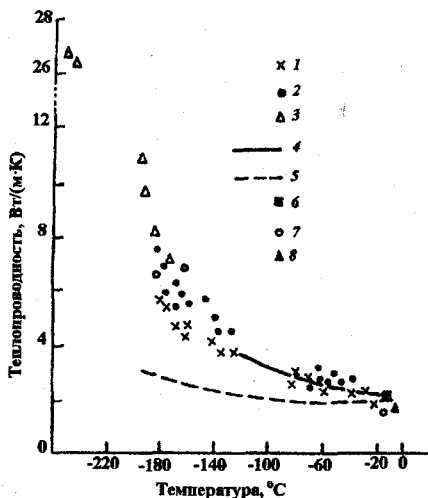


Рис.11. Зависимость теплопроводности пресноводного поликристаллического льда от температуры по экспериментальным данным:

1 — D.S.Dillard, K.D.Timmerhaus; 2 — E.H.Ratcliffe; 3 — J.W.Dean, K.D.Timmerhaus; 4 — M.Jakob, S.Erk; 5 — C.H.Lees; 6 — А.С.Арцыбашева, И.П.Парфианович; 7 — J.K.Landaner, H.Plumb; 8 — Ю.Л.Назинцева

Температурные зависимости коэффициента теплопроводности поликристаллического пресноводного льда при нормальном атмосферном давлении при температуре $0 + -130^\circ\text{C}$ подчиняются закону

$$\lambda_{IT} = 2,25 - 0,0062 \cdot T + 0,000115 \cdot T^2,$$

где T — температура льда, $^\circ\text{C}$; λ_{IT} — удельная теплопроводность льда, Вт/(м·К).

Анализ опубликованных данных и собственные эксперименты дали основание Ю.А.Назинцеву предложить более простую формулу для вычисления коэффициента теплопроводности пресноводного льда:

$$\lambda_{IT} = 2,24(1 - 0,0048 \cdot T), \text{ Вт/(м·К)}. \quad (33)$$

Точность определения λ_{IT} составляет, по-видимому, значение не ниже $\pm 0,084$ Вт/(м·К).

С повышением давления имеет место линейное по характеру незначительное снижение теплопроводности. При температуре льда $-8,4^\circ\text{C}$ значение коэффициента теплопроводности при давлении 2,5 МПа равно

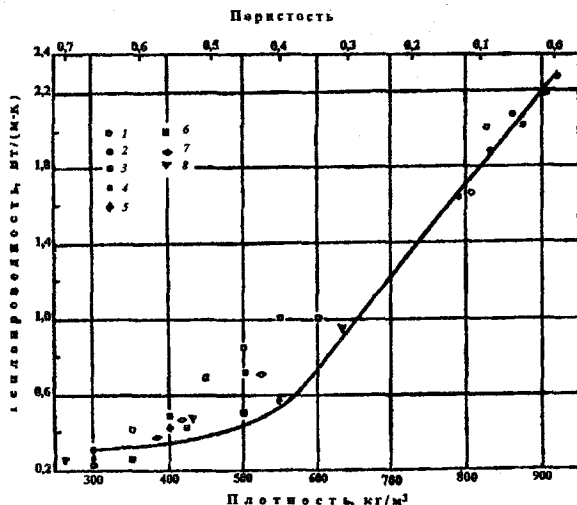


Рис.12. Зависимость теплопроводности пресноводного льда от пористости и плотности по экспериментальным данным:

1 – Ю.Л.Назинцева; 2 – В.В.Шулейкина; 3 – А.С.Кондратьевой; 4 – Де Вейкса; 5 – М.Джонса; 6 – Ван Дасена; 7 – Г.И.Сморыгина; 8 – Г.Коулза

2,22 Вт/(м·К), а при давлении 10 МПа — 1,55 Вт/(м·К). При снятии давления было обнаружено явление своеобразного «гистерезиса» теплопроводности, которое объясняется изменением структурной модификации льда.

Теплопроводность монокристаллического льда, измеренная вдоль С-оси, примерно на 5 % больше теплопроводности, измеренной перпендикулярно С-оси. Поликристаллический лед, в котором оптические оси отдельных кристаллов ориентированы хаотически, анизотропией не обладает.

Зависимость коэффициента теплопроводности пресноводного льда $\lambda_{\rho T}$ от плотности имеет параболический вид (рис.12). В пределах обычной плотности природного пресноводного льда 800 — 910 кг/м³, зависимость $\lambda_{\rho T}$ от плотности можно принять линейной

$$\lambda_{\rho T} = \lambda_{0T} - 0,0057(\rho_0 - \rho),$$

где λ_{0T} — коэффициент теплопроводности бесполостного льда при температуре T , Вт/(м·К); ρ_0 — плотность бесполостного льда ($\rho_0 = 917$ кг/м³ при $T = -5$ °С, $\rho_0 = 920$ кг/м³ при $T = -25$ °С) и хорошо согласуется с формулой Абельса для снега, где λ_c — теплопроводность снега, Вт/(м·К); ρ_c — плотность снега, кг/м³.

В настоящее время имеются эксперименты по определению коэффициента теплопроводности льда в зависимости от его пористости (см. рис.12). Из рис.12 хорошо видна линейная зависимость теплопроводности льда от пористости и плотности в диапазон их изменения 10 ÷ 40 % и 550 ÷ 850 кг/м³, соответственно.

Температуропроводность льда

Температуропроводность характеризует скорость распространения тепла в толще льда при изменении внешней температуры. Коэффициент температуропроводности K определяется отношением коэффициента теплопроводности $\lambda_{\text{лТ}}$ к объемной теплоемкости $\rho_i C_i$

$$K = \lambda_{\text{лТ}} / \rho_i C_i.$$

Экспериментально установлено, что коэффициент температуропроводности K для пресноводного льда имеет значение $11,5 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ при -5°C и с понижением температуры значения K возрастают:

$$K = (11,5 - 0,1T) \cdot 10^{-7}, \quad -30 \leq T \leq 0. \quad (34)$$

С понижением температуры увеличиваются значения K , о чем свидетельствуют данные, представленные ниже:

$T, ^\circ\text{C}$	0	-2	-6	-10	-20	-30
$K \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$	11,5	11,6	12,1	12,4	13,5	14,7

Тепловая деформация льда

Мерой тепловой деформации является коэффициент линейного k_l и объемного k_v расширения. Они вычисляются как относительное изменение длины или объема льда при изменении температуры на 1° :

$$k_l = \frac{1}{l_0} \frac{dl}{dt}, \quad k_v = \frac{3l^2}{l_0^3} \frac{dl}{dt},$$

где l_0 — первоначальный линейный размер льда; l — линейный размер льда после воздействия температуры.

Экспериментальные данные свидетельствуют, что обе величины k_l и k_v , с понижением температуры уменьшаются.

Тепловая деформация льда непосредственно связана с изменением его плотности: $\rho = v + k_v \cdot T$, где v — удельный объем льда при температуре 0°C . Так как в широком интервале температур от 0 до -180°C плотность пресноводного льда с понижением температуры увеличивается от 910 кг/м^3 до 941 кг/м^3 , соответственно, коэффициент k_v имеет положительные значения и уменьшается по данным С.Ларласа и Б.Роста от $1,56 \cdot 10^{-4}$ до $0,1 \cdot 10^{-4} \text{ К}^{-1}$. Ю.П.Доронин приводит значение $k_v = 1,44 \cdot 10^{-4} \text{ К}^{-1}$ по данным, полученным различными учеными.

В интервале температуры от 0 до -30°C , по Будковичу и Поуэлу, коэффициент термического расширения пресноводного льда подчиняется линейному закону

$$k_v = (1,58 + 0,0054 \cdot T) \cdot 10^{-4}, \text{ К}^{-1}. \quad (35)$$

Все вышеперечисленные характеристики можно отнести к чистому льду, рассматривая его как главную составляющую морского льда. Ниже рассматриваются характеристики его примесей.

2. РАССОЛ В МОРСКОМ ЛЬДУ

Теплоемкость морской воды, как известно, зависит от состава и концентрации составляющих ее химических компонентов. С увеличением солености воды ее теплоемкость уменьшается, но температурная зависимость незначительна. При солености $< 25\%$ температурный коэффициент ее теплоемкости отрицателен, а при солености $> 25\%$ — положителен. До температуры -2°C теплоемкость морской воды можно вычислить по формуле Кувахары:

$$C_b = 1,005 - 4,36 \times 10^{-3} S_b - 109,8 \times 10^{-6} S_b^2 - 1,324 \times 10^{-6} S_b^3,$$

где C_b , кал/(г·К); S_b , ‰.

Однако эта формула не применима при низких температурах, вследствие процессов кристаллизации и изменения состава рассола. Основываясь на данных Савельева, Доронин предлагает для определения теплоемкости рассола эмпирическую формулу

$$C_b = 4,1868 - 4,55 \cdot 10^{-3} S_b, \text{ кДж/(кг·К)},$$

удовлетворительно соответствующую измерениям до солености рассола порядка 220 ‰.

При низких температурах теплоемкость Назинцевым оценивается по данным для насыщенных растворов NaCl , MgCl_2 и CaCl_2 , которые составляют более 90 % от суммы всех солей в рассоле морской воды. На рис. 13 приведены значения удельной теплоемкости насыщенных растворов NaCl и MgCl_2 при температурах от 0 до -40°C . Из рис. 13 видно, что при температуре выше -10°C , когда во льду содержится большая масса рассола, значения C_b , полученные по формуле Доронина, согласуются с данными Назинцева. Расхождения заметны при более низких температурах.

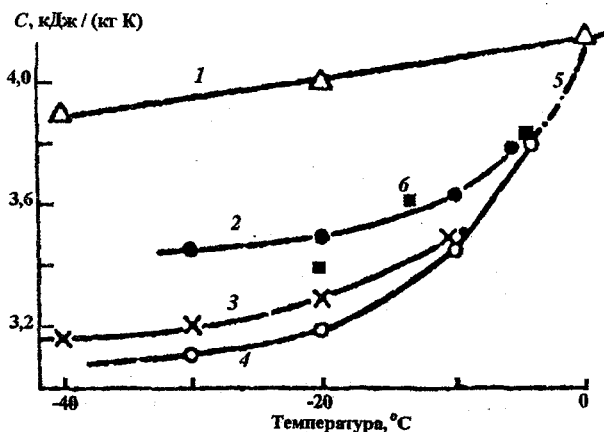


Рис. 13. Зависимость удельной теплоемкости воды и рассола в морском льду при нормальном атмосферном давлении от температуры (по данным Ю.Л.Назинцева): 1 — H_2O ; 2 — насыщенный раствор NaCl ; 3 — насыщенный раствор MgCl_2 ; 4 — рассол морской воды по Д.Л.Андерсену; 5 — тоже по В.Л.Пурикову; 6 — по формуле Ю.П.Доронина

Теплопроводность рассола определяется по экспериментальным данным по формуле Швердтфегера

$$\lambda_b = 0,523 + 0,0125 \cdot T + 0,000059 \cdot T^2,$$

которая получена по результатам экспериментальных определений коэффициента теплопроводности для монорастворов NaCl и Na₂SO₄ при температуре 0 °С и известного значения температурного коэффициента λ для чистой воды. Расчеты коэффициента теплопроводности λ_b для температурного интервала 0 + -10 °С приведены ниже:

$T, ^\circ\text{C}$	-2	-4	-6	-8	-10
$\lambda_b, \text{Вт/(м}\cdot\text{К)}$	0,498	0,474	0,450	0,427	0,404

Коэффициент температуропроводности рассола определяется на основании экстраполяции данных, полученных для морской воды. По данным Попова, Федорова, Орлова известно, что коэффициент температуропроводности морской воды увеличивается с ростом ее солености и температуры, однако эти изменения незначительны. Так, с увеличением солености воды от 5 до 35 ‰ ее температуропроводность увеличивается от $1,34 \cdot 10^{-7}$ до $1,39 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$. Известные немногочисленные экспериментальные данные говорят о том, что эти характеристики меняются мало с изменением солености и температуры.

3. КРИСТАЛЛОГИДРАТЫ СОЛЕЙ

Масса кристаллогидратов солей в морских льдах весьма мала (менее 0,3 ‰), поэтому при рассмотрении составляющих, определяющих теплофизические характеристики морского льда, их влиянием обычно пренебрегают. Это допустимо в тех случаях, когда высокая точность расчета не требуется.

Влияние кристаллогидратов солей на теплофизические характеристики льда проявляются главным образом через теплоту их кристаллизации L_s . Величина L_s представляет собою суммарную теплоту фазового перехода солей из раствора в кристаллогидрат или наоборот. Она складывается из ряда экзо- и эндогенных эффектов: энергии разрушения кристаллической решетки соли структуры растворителя, теплоты взаимодействия ионов соли и молекул растворителя, энергии межмолекулярного взаимодействия. В зависимости от преобладания одних эффектов над другими L_s принимает неодинаковые значения, у некоторых солей оказывается с противоположным знаком. Так, у основных кристаллогидратов в морском льду: Na₂SO₄·10 H₂O, NaCl·2H₂O и MgCl₂·12H₂O значение L_s положительно и составляет, согласно Андерсону, соответственно 197, 162 и 201 кДж/(кг·К). У кристаллогидратов CaSO₄·2H₂O L_s отрицательно и равно 1006 кДж/(кг·К) по данным Гудмана, Виста и Селди.

С понижением температуры теплота растворения солей увеличивается, если ее значения положительны, и уменьшается при отрицательных значениях (табл. 17). Подобным образом влияет на L_s и изменение числа молекул связанной в кристаллогидрате воды. Теплота фазового перехода соли в раствор зависит также от концентрации самого раствора (см. табл. 17).

Таблица 17

Теплота растворения солей в зависимости от температуры и концентрации раствора (по данным Ю.Л.Назинцева)

Соль	Концентрация, моль/кг	L_s Дж/ моль	
		-2 °С	-6 °С
NaCl	2	4,88	8,20
	3	4,00	4,50
	5	2,50	2,28
$MgCl_2 \cdot 6H_2O$	2	-7,61	-4,89
	4	-2,53	-0,54

При температуре от -8,2 до -22,9 °С величина L_s обуславливается растворением $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$, а при температуре от -22,9 до -38 °С — хлорида натрия $NaCl \cdot 2H_2O$. Поэтому в первом приближении для величины L_s можно принять значения соответственно 197 и 162 кДж/(кг·К).

В табл. 18 приводятся значения приращения массы кристаллогидратов солей Δm_s для солёности льда 10 ‰, а также значения L_s теплоты плавления одновременно для всех принимаемых в расчет солей. Эти данные рассчитаны не из самих масс кристаллогидратов, а из их приращений при данной температуре. Приращения масс Δm_s рассчитаны по значениям, приведенным в табл.2. В табл.18 приведены значения L_s теплоты плавления одновременно всех принимаемых в расчет солей. Расчет является приближенным, так как здесь не учитывается влияние температуры системы и концентрации солей в рассоле на величину L_s для каждого кристаллогидрата в отдельности.

Таблица 18

Изменение массы кристаллогидратов солей и средневзвешенное значение их теплоты плавления при солёности льда 10 ‰
(по данным Ю.Л. Назинцева)

T, °С	$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$		$MgCl_2 \cdot 8H_2O$		$NaCl \cdot 2H_2O$		$\Sigma \Delta m_s L_s$	$\Sigma \Delta m_s$	L_s , кДж/(кг·К)
	Δm_s	$\Delta m_s L_s$	Δm_s	$\Delta m_s L_s$	Δm_s	$\Delta m_s L_s$			
-10	0,91	179,0	0	0	0	0	179,00	0,91	197
-12	0,37	72,9	0	0	0	0	72,90	0,37	197
-14	0,2	39,4	0	0	0	0	39,40	0,20	197
-16	0,14	27,5	0	0	0	0	27,60	0,14	197
-18	0,11	21,7	0	0	0	0	21,70	0,11	197
-20	0,052	10,2	0,030	6,03	0	0	16,23	0,082	197,9
-22	0,052	10,2	0,046	9,25	0	0	19,45	0,098	199,5
-24	0,049	9,65	8,047	9,45	5,00	810	829,10	5,096	162,7
-26	0,045	8,86	0,052	10,40	2,51	407	426,26	2,607	163,5
-28	0,039	8,67	0,056	11,30	1,10	178	8,00	1,195	165,7
-30	0,030	6,90	0,037	7,44	0,62	100	114,34	0,687	166,4

Примечание. Значения Δm_s — в г/кг морского льда при изменении его температуры на 2°С.

Роль теплоты плавления кристаллогидратов в морском льду показывает следующий пример. Для повышения температуры морского льда солёностью 6 ‰ и массой в 1 кг от -10 до -9 °С необходимо количество

тепла около 3100 Дж. При этом на расплавление части кристаллогидратов, в соответствии с изменением термодинамического равновесия системы (лед + рассол + кристаллогидраты), потребуется энергия, равная ~ 15 Дж. Таким образом, количество тепла, требуемое для расплавления кристаллогидратов, составляет около 0,5 % от того количества тепла, которое необходимо для изменения температуры всей системы в целом. В температурных точках, соответствующих началу выпадения в осадок той или иной соли, приращение массы кристаллогидратов на единицу температуры скачкообразно возрастает и количество тепла, выделенное при кристаллизации соли. Например, при температуре от -23 до -24 °C это количество тепла возрастает примерно в 15 раз по сравнению с тем, которое выделяется при изменении температуры льда от -9 до -10 °C.

Роль теплоемкости солей в энергии фазовых превращений морского льда совсем незначительна по сравнению с той ролью, которую играет теплота образования кристаллогидратов. Поэтому в теплофизических расчетах теплоемкостью солей без существенного ущерба для точности результата, как правило, пренебрегают. Теплоемкость морских солей в твердом состоянии более чем в 4 раза меньше теплоемкости их насыщенных растворов. Например, по данным Савельева у NaCl она составляет при температуре -38 °C 0,825 кДж/(кг·K), а у KCl — 0,745 кДж/(кг·K). Теплоемкость твердой соли Na₂SO₄ равна 0,826 кДж/(кг·K), а по данным Гудмана, Виста и Селди для CaSO₄·2H₂O — 1,110 кДж/(кг·K). С понижением температуры теплоемкость кристаллов солей заметно уменьшается. Следует отметить, что теплоемкость солей, особенно кристаллогидратов, остается малоисследованной.

4. ВОЗДУХ В ПОРАХ ЛЬДА

Наличие во льду воздушных включений снижает способность льда проводить тепло. Вследствие малой плотности воздуха, а также небольшой удельной теплоемкости его роль в теплоемкости морского льда ничтожна. Сухой воздух, свободный от углекислоты, при 0 °C и постоянном давлении 101,3 кПа, согласно данным Хромова и Мамонтовой, имеет удельную теплоемкость 1,606 кДж/(кг·K), а при постоянном объеме — 0,718 кДж/(кг·K).

Воздух во льду находится в состоянии насыщения водяным паром. Последний несколько повышает теплоемкость воздуха: она растет на 0,004 кДж/(кг·K) на каждые 5 г воды в 1 кг воздуха.

Теплопроводность воздуха мала, поэтому при 5%-ном содержании воздуха в единице объема льда и равномерном распределении пор по объему коэффициент теплопроводности льда снижается на 10 %, согласно данным В.В.Богородского, А.В.Гусева и Г.П.Хохлова. Ниже приводятся значения коэффициента молекулярной теплопроводности сухого воздуха при различных температурах по данным К.П.Яковлева:

Температура, °K	100	150	200	250	273,1	300
$\lambda_a \cdot 10^2$ Вт/(м·K)	0,92	1,39	1,83	2,21	2,37	2,56

Из вышеприведенных данных видно, что теплопроводность воздуха λ_a при небольших отрицательных значениях температуры на два порядка ниже, чем у пресноводного льда. Это значит, что при расчетах коэффициента теплопроводности льда в первом приближении можно принять λ_a равным нулю.

Теплопроводность воздуха в замкнутых ячейках зависит от их размера. По данным А. Ф. Чудновского, коэффициент λ_a при температуре 0°C в порах диаметром около 0,01 см составляет $3,2 \cdot 10^{-2}$ Вт/(м·К), а при диаметре 0,20 см достигает $40,6 \cdot 10^{-2}$ Вт/(м·К). Поэтому при строгом расчете коэффициента теплопроводности льда необходимо учитывать зависимость теплопроводности воздуха от температуры, насыщенности водяным паром, размеров пор и давления.

ГЛАВА 3.

ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ОСНОВНЫХ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК МОРСКОГО ЛЬДА

Начало теоретическому анализу тепловых свойств морского льда положено Мальмгреном. Развитие теории фазовых превращений в многокомпонентных системах и уточнение физических констант, составляющих морской лед компонентов, дали возможность получить для описания его теплофизических характеристик более строгие формулы. Несмотря на различие формы аналитического представления теплофизических характеристик разными авторами, а также на некоторое несовпадение экспериментальных данных, результаты расчета в целом хорошо согласуются между собой. Расхождение в числовых значениях теплофизических характеристик морского льда составляет, как правило, 3 — 10 %.

1. ТЕПЛОЕМКОСТЬ

Под удельной теплоемкостью вещества понимается количество тепла, которое необходимо сообщить единице массы вещества, чтобы повысить его температуру на 1 К. Согласно Ю.П.Доронину, теплоемкость сложного вещества, каким является морской лед, определяется теплоемкостями и массами компонентов: пресноводным льдом, рассолом, солями в рассоле и солями в осадке:

$$C_{sT} = C_i \frac{M_i}{M} + C_b \frac{M_b}{M} + C_s \frac{M_{bs}}{M} + L_i \frac{dM_i}{dT} + L_s \frac{dM_{bs}}{dT}, \quad (36)$$

где C_{sT} — эффективная теплоемкость морского льда, имеющего соленость S_i и температуру T ; C_i — удельная теплоемкость пресноводного льда; M_i — масса пресноводного льда в 1 кг морского льда; M_b — масса рассола в 1 кг морского льда; C_b — теплоемкость рассола равновесной концентрации в ячейках льда; M_{bs} — масса кристаллогидратов в твердом осадке в 1 кг морского льда; C_s — средневзвешенное значение из теплоемкостей отдельных кристаллогидратов солей; L_i — удельная теплота плавления пресноводного льда; L_s — средневзвешенное значение удельной теплоты растворения (или кристаллизации) кристаллогидратов в морском льду.

Б.А.Савельев предложил называть суммарное выделение тепла при изменении температуры морского льда на 1°C эффективной теплоемкостью, в отличие от суммарной теплоемкости, в которой не принимается во внимание выделение или поглощение тепла при фазовых преобразованиях.

ях. После замены массы пресноводного льда и рассола по уравнениям (6) и (8), а также закономерностей изменения массы кристаллогидратов и массы пресноводного льда от температуры по уравнениям (11) и (14) получим

$$C_{\text{сг}} = C_i \left[1 - \frac{S_i}{S_b} + \frac{M_{\text{сг}}}{M \cdot S_b} (1 - S_b) \right] + C_b \left(\frac{S_i}{S_b} - \frac{M_{\text{сг}}}{M \cdot S_b} \right) + C_s \frac{M_{\text{сг}}}{M} + \\ + L_i \left[\frac{S_i}{S_b} \left(1 - \frac{M_{\text{сг}}}{M \cdot S_i} \right) \frac{dS}{dT} + \frac{1}{M \cdot S_b} (1 - S_b) \frac{dM_{\text{сг}}}{dT} \right] + \frac{L_s}{M} \frac{dM_{\text{сг}}}{dT}. \quad (37)$$

Первые три члена уравнения (37) представляют вклад в эффективную теплоемкость морского льда теплоемкостей пресноводного льда (F_1), рассола (F_2) и кристаллических солей, а два последующих члена уравнения характеризуют выделение или поглощение тепла при фазовых превращениях воды и солей (F_3).

Основываясь на вышеперечисленных теплоемкостях и массовых долях, составляющих морской лед, а также на фазовом составе и теплоте кристаллизации солей была вычислена эффективная теплоемкость морского льда по формуле (37) с учетом только первых трех членов уравнения. Результаты расчетов представлены в табл. 19.

Таблица 19

Эффективная теплоемкость морского льда при различных температурах и соленостях, кДж/(кг·К) (по данным Ю.Л.Назинцева, В.В.Панова)

S_i , ‰	Температура льда, °С														
	-2	-4	-6	-8	-10	-12	-14	-16	-18	-20	-22	-24	-26	-28	-30
0	2,10	2,08	2,07	2,05	2,03	2,02	2,00	1,99	1,97	1,95	1,94	1,92	1,90	1,89	1,88
2	11,25	4,39	3,10	2,55	2,38	2,26	2,22	2,13	2,09	2,09	2,05	2,22	2,05	2,01	1,97
4	20,4	6,73	4,14	3,01	2,72	2,55	2,43	2,30	2,26	2,17	2,13	2,51	2,22	2,09	2,01
6	29,5	9,03	5,19	3,55	3,10	2,80	2,63	2,47	2,38	2,30	2,22	2,80	2,38	2,17	2,09
8	38,7	11,4	6,23	4,01	3,43	3,05	2,80	2,63	2,51	2,43	2,34	3,10	2,51	2,26	2,13
12	47,8	13,7	7,28	4,52	3,76	3,30	3,01	2,80	2,63	2,51	2,43	2,39	2,68	2,38	2,22
15	70,7	19,5	9,87	5,72	4,64	3,97	3,51	3,22	2,97	2,80	2,63	4,14	3,05	2,59	2,33
20	93,6	25,3	12,5	6,94	5,52	4,64	4,01	3,64	3,30	3,10	2,89	4,85	3,43	2,83	2,51
25	116	31,1	15,1	8,20	6,40	5,27	4,56	4,01	3,64	3,35	3,14	5,60	3,85	3,10	2,68
30	139	36,9	17,7	9,41	7,28	5,94	5,06	4,43	3,97	3,64	3,39	6,31	4,22	3,30	2,83

Вычисления, как и экспериментальные определения, показывают, что теплоемкость $C_{\text{сг}}$ возрастает с повышением солености льда и может быть во много раз больше при температуре полного таяния льда, чем при значительных отрицательных температурах. Вклад отдельных функций в эффективную теплоемкость морского льда хорошо прослеживается на рис. 14. Из рисунка видно, что при температуре $-22,9^\circ\text{C}$, когда в осадок выпадает $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, имеет место некоторое скачкообразное возрастание значения $C_{\text{сг}}$. Причина существования такого скачка заключается в резком изменении массы чистой воды M_w , содержащейся в рассоле. При указан-

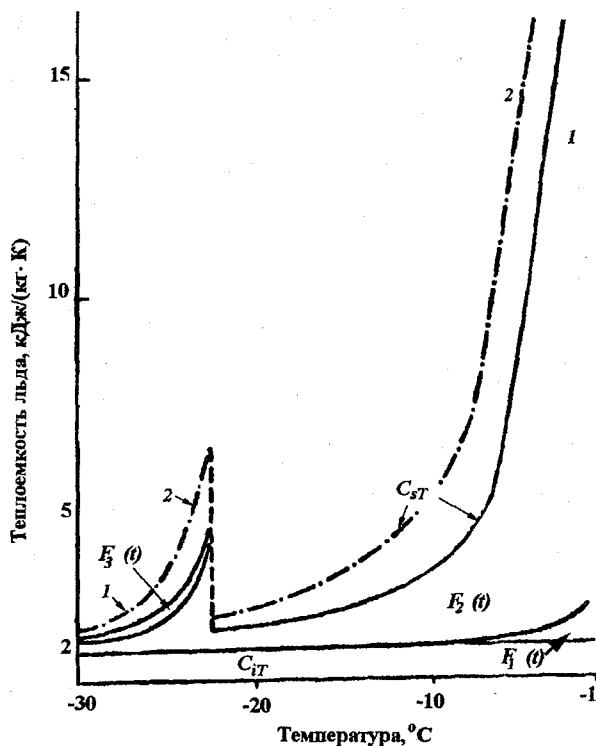


Рис. 14. Зависимость эффективной теплоемкости морского льда соленостью 10 ‰ (1) и 20 ‰ (2) от температуры (по данным Ю.Л.Назинцева, В.В.Панова)

ной температуре функция dM_w/dT имеет разрыв, так как резко изменяется интенсивность перехода части льда в раствор, или наоборот, образование льда из раствора. Соответствующая теплота фазового преобразования воды весьма значительна. Небольшую долю в ней составляет теплота, расходуемая на плавление кристаллогидратов $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. С уменьшением солености льда, отмеченный скачок, как и нелинейность зависимости C_{sT} от температуры, становится менее выраженным (табл. 19) и значения ее приближаются к значению теплоемкости пресного льда.

Сопоставление величин теплоемкости C_{sT} с результатами Зубова, Савельева, Паундера, Швердтфегера, Доронина, Оно и Цурикова, показывает, что данные (табл. 19) более полные, так как они охватывают весь возможный диапазон значений солености льда и его температуры. Они не противоречат калориметрическим экспериментальным определениям, полнее учитывают факторы, влияющие на теплоемкость, и находятся в пределах между крайними значениями, полученными вышеупомянутыми авторами.

**Суммарная теплоемкость морского льда
в зависимости от температуры и солёности, кДж/(кг·К)
(по данным Ю.Л.Назинцева, Ж.А.Дмитраша, В.И.Моисеева)**

T, °C	Солёность льда, ‰				
	2	5	10	15	20
-2	2,196	2,350	2,607	2,964	3,121
-10	2,073	2,134	2,234	2,334	2,434
-18	1,990	2,016	2,058	2,101	2,144
-26	1,919	1,926	1,938	1,950	1,962

В отличие от эффективной теплоемкости суммарная теплоемкость морского льда C_s характеризуется плавной зависимостью от температуры, не претерпевая скачкообразных изменений. С повышением солёности она возрастает, а с понижением температуры уменьшается (табл. 20).

2. ЭНТАЛЬПИЯ ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДОВ

В морском льду процессы плавления льда или, наоборот, кристаллизации воды из рассола происходят от температуры замерзания воды данной солёности до температуры полного вымерзания в ней жидкой фазы. По этой причине понятие удельной теплоты плавления или теплоты кристаллизации можно применять к морскому льду только условно. Поэтому под эффективной теплотой плавления морского льда имеется в виду некоторое эффективное тепло L_e , необходимое для полного плавления единицы массы морского льда, имеющего начальную температуру T и солёность S_i . Оно складывается из энергии, расходуемой на плавление чистого льда и на повышение температуры льда и рассола до температуры полного плавления морского льда Q . Уравнение для расчета этого тепла можно получить, если проинтегрировать по температуре от T до Q эффективную теплоемкость льда (37). Зависимость солёности рассола от температуры при этом представится уравнениями (12) и (14). Тогда по Ю.П.Доронину:

$$L_e = [C_i(1 - S_i) + C_b S_i](T - \Theta) + (C_b - C_i) \frac{S_i}{\alpha} \ln \frac{T}{\Theta} + L_i \left(\frac{S_i}{\alpha T} - \frac{S_i}{\alpha \Theta} \right). \quad (38)$$

При температуре замерзания Q уравнения (12) и (14) остаются справедливыми, но при этом S_b должно быть заменено на солёность льда S_i :

$$S_i = \frac{\alpha \Theta}{1 + \alpha \Theta}. \quad (39)$$

Замена знаменателей в последнем члене уравнения (39) с помощью уравнений (12), (14) и (39) приводит его к виду

$$L_e = [C_i(1 - S_i) + C_b S_i](T - \Theta) + (C_b - C_i) \frac{S_i}{\alpha} \ln \frac{T}{\Theta} - L_i \left(1 - \frac{S_i}{S_b} \right). \quad (40)$$

**Теплота плавления морского льда, кДж/кг
(по данным Ю.Л.Назинцева, В.В.Панова)**

T, °C	Соленость льда, ‰									
	0	2	4	6	8	10	15	20	25	30
-2	337	319	300	281	263	244	197	149	102	54
-4	342	332	322	312	303	293	268	244	220	203
-6	346	399	332	326	319	312	294	278	262	245
-8	350	345	340	334	329	323	310	297	284	270
-10	354	350	345	340	336	332	320	309	297	286
-12	358	354	350	346	342	338	328	318	308	298
-14	363	358	355	351	348	344	335	326	317	308
-16	367	362	359	356	353	349	341	335	325	317
-18	371	366	363	360	357	354	346	339	331	324
-20	375	370	368	365	362	360	352	346	339	332
-24	384	378	376	374	372	370	365	360	356	351
-26	388	382	380	379	377	375	372	368	364	360
-28	392	386	384	383	382	380	377	374	370	366
-30	396	390	388	387	386	385	381	378	375	372

Первые два члена уравнения (40) характеризуют количество энергии, потраченной на нагревание кристаллов чистого льда и рассола от температуры T до Q , а последний — энергию фазовых переходов.

Вычисленные по уравнению (40) значения L_e при температурах и соленостях морского льда приведены в табл. 21.

Из табл. 21 видно, что величины теплоты плавления пресноводного и морского льда существенно различаются при высоких температурах льда (выше -10°C) и примерно одинаковы при температурах ниже -10°C . Это тепло почти целиком расходуется на плавление при нулевой температуре, а у морского льда большая часть тепла идет на плавление льда при всех отрицательных температурах. По этой причине в весенний период к моменту таяния ледяной покров моря оказывается, по сравнению со льдами пресноводных бассейнов, более подготовленными к окончательному разрушению не только в смысле внутреннего механического ослабления, но и в смысле необходимых энергетических затрат.

Заметим, что температура образования льда в море и температура таяния ледяного покрова, как правило, не совпадают. Это объясняется тем, что образующийся лед имеет много меньшую соленость, чем морская вода. Поэтому температура полного таяния льда оказывается заметно выше, чем температура замерзания подледной воды. Отсюда в климатических и термодинамических расчетах в качестве конечной температуры существования морского льда Q необходимо принимать то ее значение, которое соответствует солености льда на расчетный момент времени.

Значения табл. 21 можно использовать как значения теплоты, выделяющейся при образовании льда с температурой Q и соленостью S_e (теплота кристаллизации).

3. ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ

Теплопроводность является одной из важнейших теплофизических характеристик льда. Без знания этой величины невозможно определить температурное поле льда: ни нарастание или таяния толщины, ни теплообмен между атмосферой и океаном через ледяной покров. Теплопроводность морского льда, как вообще любого сложного вещества, зависит от теплопроводности его компонентов (пресный лед, рассол, пузырьки воздуха) и их расположения. Теплопроводность этих составных частей льда различна. Так, теплопроводность рассола примерно в 4 раз меньше теплопроводности чистого льда, а молекулярная теплопроводность воздуха на 2 порядка меньше, чем теплопроводность льда. Природные льды отличаются многообразием кристаллического строения, количеством и характером распределения в них воздушных, жидких и твердых включений. Тем не менее, в настоящее время есть несколько теоретических моделей теплопроводности морского льда, основанные на аналогии колебательного движения молекул льда, вызванного тепловыми и акустическими волнами, изложенная В.В.Шулейкиным, на аналогии с электропроводностью, выполненные Л.Андерсоном и П.Швердтфегером.

На рис. 15 приведены некоторые наиболее распространенные структуры пресноводного и морского льда и соответствующие им модели теплопроводности Ю.Л.Назинцева. Размер базисных элементов в кристаллах для

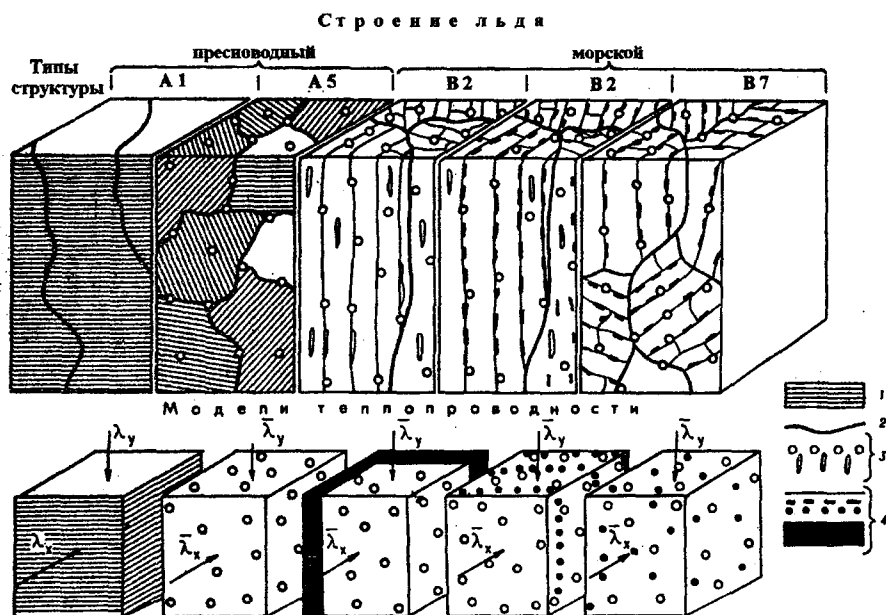


Рис.15. Структура льда и модели теплопроводности (по данным Ю.Л.Назинцева): 1 — базисные плоскости; 2 — границы между кристаллами; 3 — включения воздуха; 4 — включения рассола

наглядности на рис. 15 изображен в увеличенном виде. Модель II одинаково применима для всего многообразия типов льда от А5 до А9. Аналогично с точки зрения теплопроводности модели III и IV применимы ко всей группе вертикально-волокнистых структур льда от В1 до В2, а модель V для типов льда от В6 до В9. Изображенные на модели включения воздуха в виде сферических пор лучше всего соответствуют пресноводным льдам пузырчатых текстур. Сферическая форма воздушных включений преобладает и в морских льдах типов В6 — В9. В типах льдов волокнистой структуры В1 — В4 наряду со сферической формой распространена вертикально-нитевидная и дендритообразная форма скоплений воздушных включений. На рис. 15 структура В2 показана с относительно большим и малым содержанием рассола. В первом случае скопления рассола в базисных плоскостях могут образовывать сплошные вертикальные прослойки. Этому состоянию соответствует модель III. Во втором случае (низкая температура льда или малая соленость) рассол образует вертикальные ряды отдельных включений (модель IV). Модель V соответствует льдам с беспорядочно ориентированными эвгедральными кристаллами (типы В6 — В9).

Теплопроводность среды с беспорядочным распределением сферических включений определяется известной формулой Максвелла, которая имеет вид:

$$\lambda_{ia} = \lambda_i \frac{2\lambda_i + \lambda_a - 2v_i(\lambda_i - \lambda_a)}{2\lambda_i + \lambda_a + v_i(\lambda_i - \lambda_a)}, \quad (41)$$

где λ_i , λ_a — теплопроводность чистого льда и воздуха, соответственно; v_i — относительная пористость. В морском льду в качестве порового вещества выступают рассол или воздух. Для рассола λ_i/λ_a составляет около 4, а для воздуха — $\lambda_i/\lambda_a \approx 50$. Следовательно, влияние рассола на теплопроводность морского льда практически одинаково описывается формулой (41), тогда как роль воздуха существенно различается.

Модель II. Для расчета теплопроводности пористого льда λ_b предлагается формула

$$\lambda_{ia} = \lambda_i \frac{1 - v_b \left(1 - n \frac{\lambda_a}{\lambda_i} \right)}{1 + (n - 1)v_b}, \quad (42)$$

где λ_i — теплопроводность чистого льда; λ_a — теплопроводность воздуха в порах; v_b — объемное содержание воздуха в сферических порах; $n = 3\lambda_i / (2\lambda_i + \lambda_a)$.

При диаметре пор менее 1 мм можно принять $\lambda_a = 0$. В таком случае

$$\lambda_{ia} = 2\lambda_i \frac{1 - v_b}{2 + v_b}. \quad (43)$$

Модель III. Для определения теплопроводности льда вертикально-волокнистой структуры, содержащей рассол во льду, наиболее подходят зависимости, предложенные Швердтфегером для расчета потока тепла вдоль оси y :

$$\lambda_{iab} = \lambda_{ia} (1 - S_b) + \lambda_b S_b, \quad (44)$$

где S_b — содержание рассола во льду.

Модель IV и V. Лед зернистой структуры (типы В7, В8 и В9) содержит включения рассола разнообразной формы, та часть рассола, которая образует параллельные друг другу прослойки в кристаллах, располагается в самых различных плоскостях по отношению к вертикальному потоку тепла. В этом случае теплопроводность морского льда приблизительно может быть определена по уравнению

$$\lambda_{ST} = \frac{\lambda_i}{v_b \lambda_i / [(3 - v_b) \lambda_b] + 1} + \frac{v_b}{3} \lambda_b. \quad (45)$$

Из этого соотношения видно, что при $n_b \rightarrow 0$ $\lambda_{ST} \rightarrow \lambda_i$. С изменением температуры λ_b изменяется в большей мере, чем λ_i . При выводе соотношения (45) предполагалось, что во льду отсутствуют воздушные включения. Если же таковые имеются, то в (45) вместо λ_i следует подставить величину λ_{ia} , определяемую по формуле (42).

В табл. 22 и 23 приведены значения коэффициента теплопроводности морского льда по формулам (42), (44) и (45) при этом приняты $\lambda_i = 2,24$ Вт/(м·К), $\lambda_b = 0,498$ Вт/(м·К) и $\lambda_a = 0,025$ Вт/(м·К). Из таблиц видно, что соленость льда понижает теплопроводность льда значительно больше, чем возрастание объема пузырьков воздуха.

Таблица 22

Коэффициент теплопроводности бесполостного морского льда типа В2 при различной солености и температуре, Вт/(м·К) (по данным Ю.Л.Назинцева)

$T_b, ^\circ\text{C}$	Соленость льда, ‰					
	0	2	4	6	8	10
-2	2,22	2,13	2,05	1,97	1,88	1,76
-6	2,27	2,26	2,22	2,17	2,13	2,09
-10	2,32	2,30	2,28	2,26	2,24	2,22
-20	2,44	2,42	2,40	2,39	2,37	2,35
-30	2,56	2,55	2,54	2,52	2,51	2,49

Для верхних слоев ледяного покрова, как уже отмечалось, характерно повышенное содержание воздушных включений, относительный объем которых изменяется от долей до нескольких единиц процента (табл. 23). В нижних слоях сохраняется почти неизменное температурное поле. Поэто-

**Коэффициент теплопроводности морского льда типа В7
при различном содержании воздуха, Вт/(м·К)
(по данным Ю.Л.Назинцева)**

Объем воздуха, %	$T_b, ^\circ\text{C}$	Соленость льда, ‰					
		0	2	4	6	8	10
0	-2	2,22	2,14	2,01	1,88	1,76	1,64
	-6	2,27	2,22	2,18	2,14	2,09	2,05
	-10	2,32	2,28	2,25	2,21	2,18	2,14
	-20	2,44	2,40	2,37	2,35	2,32	2,30
	-30	2,56	2,54	2,52	2,51	2,49	2,47
5	-2	2,08	1,97	1,85	1,73	1,62	1,51
	-6	2,10	2,06	2,01	1,97	1,92	1,88
	-10	2,18	2,14	2,09	2,05	2,01	1,96
	-20	2,24	2,22	2,20	2,18	2,16	2,14
	-30	2,36	2,35	2,34	2,33	2,32	2,31
10	-2	1,89	1,80	1,70	1,60	1,51	1,41
	-6	1,96	1,92	1,88	1,84	1,80	1,76
	-10	1,99	1,96	1,93	1,90	1,86	1,83
	-20	2,08	2,06	2,04	2,02	2,00	1,98
	-30	2,21	2,20	2,18	2,16	2,15	2,13

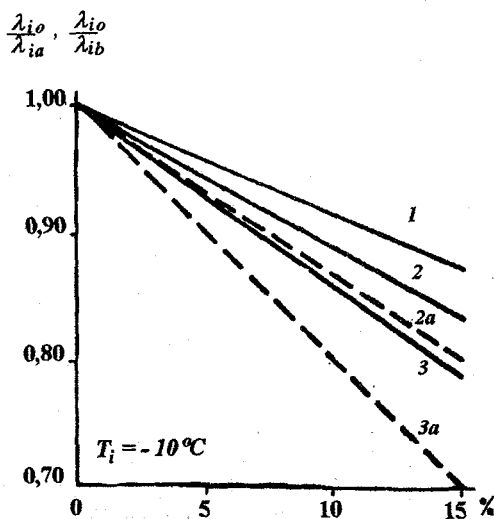


Рис. 16. Влияние строения льда (процент включений) на его теплопроводность в направлении y (по данным Ю.Л.Назинцева):

1 — модель III; 2 — модель V; 3 — модель II; 2a, 3a — экспериментальные значения соответствующих моделей

му относительный объем жидкой фазы в них пропорционален солёности льда, который имеет значение от 2 до 8 ‰.

Численный расчет показывает, что при всем различии структур морского льда и моделей теплопроводности, полученные значения коэффициентов теплопроводности вдоль оси y сравнительно мало отличаются друг от друга. Из рис. 16 видно, что по экспериментам фазовый состав влияет на теплопроводность льда в большей мере, чем это следует из рассмотренных моделей. Назинцев причину расхождений видит не только в неточностях измерений, но и в некоторых упрощениях, принятых в теории моделей. Непосредственные определения коэффициентов теплопроводности льда в зависимости от фазового состава нуждаются в уточнении. Расхождение теории и опыта в оценке влияния воздушных включений слишком велико, чтобы отнести его только за счет инструментальных погрешностей. Ближайшей задачей является проведение точных измерений теплопроводности в зависимости от фазового состава льда. Эти данные будут способствовать развитию теории теплопроводности льда как многофазной переменной системы и, в конечном итоге, более реальному и детальному отображению природных структур льда на моделях теплопроводности.

4. ТЕМПЕРАТУРОПРОВОДНОСТЬ

Коэффициент температуропроводности морского льда K показывает скорость изменения его температуры в зависимости от поступления к нему тепла от всех источников, в том числе от обусловленных фазовыми переходами. Он связан с коэффициентом теплопроводности λ соотношением

$$K = \frac{\lambda}{C\rho_i}, \quad (46)$$

где C — эффективная теплопроводность льда при постоянном давлении; ρ_i — плотность льда.

Рассмотренные выше модели теплопроводности морского льда были использованы для расчетов коэффициентов температуропроводности льда различного строения при различных температурах в зависимости от солёности и содержания воздушных включений (табл. 24 и 25).

Таблица 24

Коэффициент температуропроводности пресноводного льда типа А5 при различном объеме пор и температуре, $K \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ (по данным Ю.Л.Назинцева)

$T, ^\circ\text{C}$	Объем пор, %					
	0	2	4	6	8	10
-2	116	119	121	13	126	129
-6	121	123	126	128	131	134
-10	124	127	130	132	135	138
-20	135	138	141	144	147	150
-30	147	150	153	156	159	163

Коэффициент эффективной теплопроводности бесполостного морского льда типа В7 при различной солености и температуре, $K \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ (по данным Ю.Л.Назинцева)

T, °C	Соленость льда, ‰					
	0	2	4	6	8	10
-2	11,6	2,1	1,1	0,7	0,5	0,4
-6	12,1	7,9	5,8	4,5	3,7	3,1
-10	12,4	10,6	9,1	7,9	7,0	6,2
-20	13,5	12,5	11,7	10,9	10,5	9,9
-30	14,7	13,6	12,8	11,8	11,2	10,6

У морского льда, вследствие выделения значительной энергии фазовых переходов, а следовательно, большой эффективной теплоемкости, значения K оказываются значительно ниже, чем у пресного льда, особенно заметной она становится вблизи температуры плавления льда и тем больше, чем выше соленость льда (табл. 25). Возрастание пористости льда приводит к уменьшению его теплопроводности и плотности, однако, значения K при этом заметно возрастают (табл. 24).

5. ТЕПЛОВАЯ ДЕФОРМАЦИЯ

Под тепловой деформацией понимается относительное изменение объема льда, происходящее при изменении температуры льда. Мерами тепловой деформации льда являются коэффициенты линейного и объемного расширения.

Аномальные свойства морского льда отчетливо проявляются в процессе термического расширения. Оно заключается в том, что к термическому расширению отдельных его компонентов добавляется изменение их относительной массы в результате фазовых превращений. Например, с понижением температуры морского льда находящийся в нем пресноводный лед и соли сжимаются, но общий объем единицы массы морского льда обычно возрастает за счет вымерзания рассола и образования дополнительной массы льда. Пренебрегая объемными изменениями перехода солей в твердое состояние или в рассол, Доронин получил:

$$k_{sT} = k_{iT} + \frac{S_i (v_{iT} - v_{wT})}{v_0 S_b (S_b - S_i)} \frac{dS_b}{dT}, \quad (47)$$

где k_{sT} — коэффициент объемного расширения морского льда; k_{iT} — коэффициент объемного расширения пресноводного льда; v_{iT} — удельный объем пресноводного льда при температуре T ; v_{wT} — удельный объем воды при температуре T ; v_0 — начальный объем льда. Так как плотность воды и пресноводного льда неодинакова при различных температурах, то разность объемов $(v_{iT} - v_{wT})$ также является функцией температуры, что подтверждается нижеприведенными данными:

$T, ^\circ\text{C}$	-2	-4	-6	-8	-10	-15	-20	-25
$(v_{IT} - v_{wT}) \cdot 10^{-4}, \text{см}^3/\text{г}$	899	893	887	881	875	860	845	830

По формуле (47) рассчитаны значения коэффициента объемного расширения морского льда (рис.17, табл.26).

Таблица 26

Коэффициент объемного расширения морского льда $k_v \cdot 10^{-4}, \text{K}^{-1}$
(по данным Ю.Л.Назинцева, В.В.Панова)

$T, ^\circ\text{C}$	Соленость льда, ‰								
	0	2	4	6	8	10	15	20	25
-2	1,6	-22,7	-46,9	-71,2	-95,5	-119,7	-180,3	-241,0	-301,6
-4	1,6	-4,5	-10,5	-16,6	-22,6	-28,7	-43,8	58,9	-74,0
-6	1,5	-1,1	-3,8	-6,4	-9,1	-11,8	-18,4	-25,1	-31,8
-8	1,5	1,4	-0,8	-2,0	-3,1	-4,3	-7,3	-10,2	-13,1
-10	1,5	0,7	-0,1	-0,9	-1,7	-2,5	-4,6	-6,7	-8,7
-12	1,5	1,0	0,4	-0,3	-0,9	-1,5	-1,0	-4,5	-6,0
-14	1,5	1,1	0,6	0,2	-0,3	-0,8	-1,9	-3,1	-4,2
-16	1,5	1,2	0,8	0,5	0,1	-0,3	-1,2	-2,1	-3,0
-18	1,5	1,3	1,0	0,7	0,4	0,1	-0,7	-1,4	-2,1
-20	1,4	1,3	1,1	0,8	0,6	0,3	-0,2	-0,9	-1,5
-22	1,4	1,4	1,2	1,0	0,8	0,5	0,0	-0,5	-1,0
-24	1,4	1,0	0,4	-0,2	-0,8	-1,4	-2,9	-4,4	-5,9
-26	1,4	1,2	1,0	0,6	0,3	0,0	-0,7	-1,5	-2,3
-28	1,4	1,4	1,2	1,0	0,8	0,6	0,2	-0,3	-0,8
-30	1,4	1,4	1,3	1,2	1,1	0,9	0,6	0,3	0,0

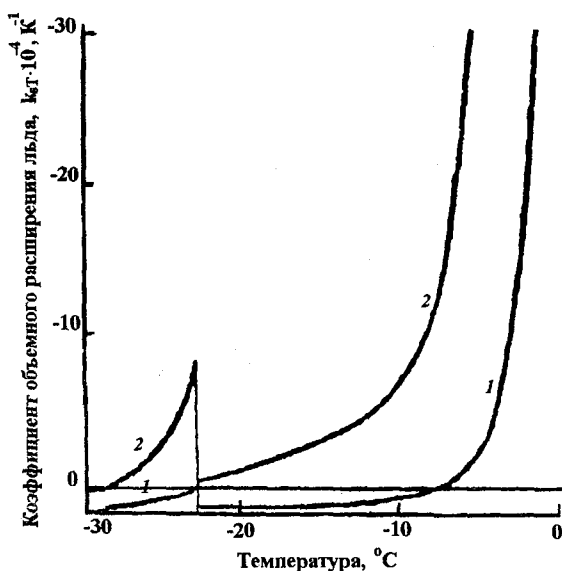


Рис. 17. Зависимость коэффициента объемного расширения морского льда соленостью 2 ‰ (1) и 4 ‰ (2) от температуры (по данным Ю.Л.Назинцева)

Из рис. 17 и табл. 26 видно, что при температуре начала образования кристаллогидрата $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ происходит резкое изменение k_{sT} . Другой особенностью коэффициента k_{sT} является то, что в зависимости от T и S , он принимает как положительные, так и отрицательные значения. Отрицательное значение означает, что при повышении температуры морской лед не расширяется, а сжимается.

Коэффициент линейного расширения k_{sT}^l связан с коэффициентом объемного соотношением

$$k_{sT} = 3k_{sT}^l. \quad (48)$$

Проявлением тепловой деформации льда являются наблюдаемые в зимнее время трещины в поверхностном слое ледяного покрова, которые вызываются быстрым понижением температуры воздуха. Расширение льда может быть причиной его давления на гидротехнические сооружения. В некоторых случаях оно может достигать опасных для этих сооружений значений.

ГЛАВА 4. **ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ** **О ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИКАХ** **МОРСКОГО ЛЬДА**

Теплота плавления морского льда и его теплоемкость определяются преимущественно калориметрическим методом, который впервые использовал Мальмгрен. В настоящее время экспериментальных данных о теплофизических характеристиках морского льда весьма мало вследствие от-

Таблица 27

Эффективная теплоемкость морского льда (кДж/кг)
при различной температуре и солености (по данным Ф.Мальмгрена)

Образец	$T, ^\circ\text{C}$	C_1	C_2	$(C_2 - C_1)/C_1 \times 100, \%$
1. Соленость 4,72 ‰	-1,6	27,20	33,50	18,8
	-2,3	16,30	17,00	4,1
	-4,6	6,40	6,06	-5,6
	-6,2	5,43	4,39	-23,7
	-7,7	3,51	3,47	-11,5
	-9,5	3,01	2,93	-2,7
	-11,6	2,55	2,55	0
	-13,1	2,34	2,38	1,7
	-16,0	2,51	2,30	-9,1
	-21,0	2,34	2,17	-7,8
2. Соленость 7,56 ‰	-2,8	21,70	20,10	-8,0
	-4,1	10,70	10,50	-1,9
	-5,0	8,11	7,57	-7,1
	-6,5	6,69	5,22	-28,2
	-8,4	4,01	3,89	-3,1
	-12,1	2,55	2,76	7,6
3. Соленость 7,96 ‰	-4,2	10,50	10,50	0
	-5,7	5,56	6,65	16,4
	-9,2	3,43	3,68	6,8
	-9,9	3,14	3,43	8,4
	-11,0	2,93	3,18	7,9
	-12,0	2,72	2,84	4,2
	-13,2	2,59	2,63	1,5
	-17,5	2,26	2,47	8,5
	-22,0	2,38	2,30	-3,5
4. Соленость 8,8 ‰	-6,7	5,52	5,57	4,3
	-8,5	3,89	4,40	5,1
	-13,7	3,05	2,68	-13,8
	-17,0	2,22	2,55	12,9
	-20,0	2,17	2,38	8,8

сутствие стандартных приборов. Погрешность применяемых приборов оценивается величиной 15 %, тем не менее, эти данные позволяют дать оценку расчетным методам определения теплофизических характеристик морского льда.

1. ТЕПЛОТА ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДОВ И ТЕПЛОЕМКОСТЬ

Ф.Мальмгрен впервые получил наиболее полные теплофизические характеристики морского льда. В табл. 27 представлены его данные для арктического льда. Из таблицы видно, что как расчетные (C_T), так и экспериментальные (C_p) значения теплоемкости льда возрастают по мере приближения температуры к точке плавления. Значения C_p и C_T хорошо коррелируются между собой: с учетом 80 %-ной доверительной вероятности интервала наблюдаемые относительные отклонения сравниваемых величин $(C_T - C_p)/C_T$ не превышают по абсолютному значению 16 %, что является типичным для полевых теплофизических экспериментов.

П. Швердтфегер провел опыты с четырьмя образцами морского льда соленостью $1,2 \pm 9,6 \text{ ‰}$ и температуры от -5 до -20 °C и получил изменение

Таблица 28

Теплосодержание морского льда при различной температуре и солености
(по данным П.Швердтфегера)

Образец	$T_{\text{нач}}, \text{ °C}$	$T_{\text{кон}}, \text{ °C}$	ΔQ_p	ΔQ_T	$\frac{\Delta Q_T - \Delta Q_p}{\Delta Q_T} \times 100\%$
1. Соленость $1,2 \text{ ‰}$	-1,24	-0,48	24,3	29,5	17,6
	-4,44	-0,74	32,8	32,5	-0,9
	-6,34	-0,62	41,8	46,0	9,1
	-10,38	-2,54	21,9	21,4	-2,4
	-24,22	-2,86	48,5	45,0	-7,8
2. Соленость $2,5 \text{ ‰}$	-3,24	-1,00	37,8	36,4	-3,8
	-6,02	-1,16	42,2	42,1	-0,2
	-7,22	-0,84	59,4	61,6	3,6
	-9,30	-0,52	109,6	101,2	-8,3
	-25,34	-3,02	64,8	52,1	-24,4
3. Соленость $4,4 \text{ ‰}$	-0,86	-0,58	50,6	45,4	-11,4
	-2,86	-0,88	61,5	68,0	9,6
	-8,36	-1,24	66,5	70,5	5,7
	-24,68	-3,78	62,7	53,9	-16,3
	-26,20	-3,64	50,6	57,6	12,2
4. Соленость $9,6 \text{ ‰}$	-5,30	-0,04	233,0	250,0	6,8
	-10,36	-0,74	235,0	233,0	-0,9
	-11,40	-1,36	146,0	127,0	-15,0
	-23,72	-4,00	86,6	69,3	-25,0
	-24,56	-2,88	94,5	69,6	-5,5

теплосодержания льда, приходящегося на единичный температурный интервал (табл.28). Эти результаты полностью согласуются с представлениями в области теплофизики льда, основанными на теории Мальмгрена. Об этом свидетельствует совпадение значений ΔQ_3 , полученных экспериментально, с расчетными ΔQ_3 , полученными по (37). Как видно из табл. 28, разница между ΔQ_T и ΔQ_3 не выходит за пределы 10 % погрешности экспериментов.

2. КОЭФФИЦИЕНТ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ

В.В.Шулейкин получал образцы льда путем замораживания минеральной воды, насыщенной углекислым газом. Применяя электрический сферический термозонд, он проследил четко выраженную зависимость коэффициента теплопроводности льда от его плотности. При уменьшении плотности льда от 880 до 790 кг/м³ наблюдалось снижение коэффициента теплопроводности от 2,21 до 1,63 Вт/(м·К). Для образцов льда с плотностью 640 и 250 кг/м³ Коулз получил значения коэффициента теплопроводности 1,04 и 0,88 Вт/(м·К), соответственно. Большой объем определения коэффициента теплопроводности был получен Ю.Л.Назинцевым в лабораторных условиях для образцов искусственного льда с различным содержанием жидкой фазы. Лед имел мелкозернистую структуру. Данные наблюдений после пересчета на температуру -5 °С приведены в табл. 29.

Таблица 29

**Коэффициент теплопроводности λ_{IT} искусственного льда
с различным содержанием жидкой фазы
(по данным Ю.Л.Назинцева)**

Содержание солей, ‰	λ_{IT} Вт/(м·К)	Содержание солей, ‰	λ_{IT} Вт/(м·К)
1,8	2,35	4,8	2,12
3,0	2,29	6,0	2,03
3,1	2,25	6,5	2,07
3,4	2,14	7,5	1,98
4,0	2,12	12,5	1,95

Исследования коэффициента теплопроводности морского льда в лабораторных условиях провел Назинцев (табл. 30). Приведенные данные наглядно показывают, что температурная зависимость коэффициента теплопроводности морского льда намного сильнее, чем пресноводного, особенно вблизи температуры полного таяния. Последнее связано с резким возрастанием объема жидкой фазы, образующейся по мере приближения к этой температуре. Он также установил, что коэффициент теплопроводности находится в линейной зависимости от относительного объема содержащейся во льду жидкой фазы: $\lambda_{IT} = 2,2 - \xi b$, где $\xi = 1,7$. Лед имел как мелкозернистую, так и вертикально-волокнистую структуру. Расчет функции $\lambda_{IT} = f(b)$ для этих структур на основании теоретических моделей дает значения коэффициента соответственно 2,35 и 1,82. При объемах жидкой фазы $0 \leq b \leq 0,12$ имеет место хорошее совпадение экспериментальных точек с теоретическими моделями.

**Коэффициенты теплопроводности морского льда $\lambda_{\text{ит}}$
при различной температуре и солёности
(по данным Ю.Л.Назинцеву)**

Образец 1, солёность льда, 8,5 ‰		Образец 2, солёность льда, 6,8 ‰		Образец 3, солёность льда, 5,7 ‰	
$T_b, ^\circ\text{C}$	$\lambda_{\text{ит}} T \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$	$T_b, ^\circ\text{C}$	$\lambda_{\text{ит}} T \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$	$T_b, ^\circ\text{C}$	$\lambda_{\text{ит}} T \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$
-1,0	1,79	-1,5	1,61	-1,8	1,78
-2,1	1,94	-2,1	1,90	-2,8	1,89
-3,0	1,99	-3,2	2,00	-4,5	2,00
-4,5	2,03	-5,9	2,06	—	—
-5,0	2,05	-7,5	2,09	—	—
-7,2	2,12	-9,2	2,11	—	—
-8,9	2,10	-11,2	2,17	—	—
-9,3	2,13	-13,2	2,17	—	—
-13,0	2,12	—	—	—	—

Примечание. Образец 1 — молодой лед осеннего образования толщиной 33 см; проба из слоя типа В7, расположенного в 25—26 см от поверхности. Образец 2 — молодой водно-снежный лед толщиной 28 см; проба из слоя типа В9, расположенного в 2—3 см от поверхности. Образец 3 — молодой лед конгломерационного образования толщиной 28 см; проба из слоя типа В5, расположенного в 25—26 см от поверхности.

Таким образом, известные в настоящее время данные по теплопроводности морского льда можно считать в достаточной мере надежными, а расчеты по формуле (45) — точными.

3. КОЭФФИЦИЕНТ ТЕМПЕРАТУРОПРОВОДНОСТИ

Образцы искусственно приготовленного морского льда исследовались Б.А.Савельевым при температурах от -5 до $-20\text{ }^\circ\text{C}$ и солёности 2—20 ‰ в лабораторных условиях. Для льда солёностью 2 ‰ значения коэффициента $K_{\text{эфф}}$ при температурах $-5\text{ }^\circ\text{C}$ и $-15\text{ }^\circ\text{C}$ соответственно составили $4,8 \cdot 10^{-7}$ и $5,1 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$, а для льда солёностью 20 ‰ — $1,4 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$.

Температуропроводность морского льда имеет максимальное значение в верхних слоях льда, а минимальные — в нижних. У молодого льда значения K меньше, чем у старого, особенно многолетнего.

Применяя методику регулярного режима значительно снижающую влияние внутренних источников тепла, Назинцев получил коэффициенты температуропроводности арктического морского льда при различной температуре (табл. 31).

Таблица 31

**Коэффициент температуропроводности $K_{\text{эфф}}$ арктического морского льда
при различной температуре и солёности (по данным Ю.Л.Назинцева)**

$T_b, ^\circ\text{C}$	$K_{\text{эфф}} \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$		
	образец 1, $S_t=3,59\text{ ‰}$	образец 2, $S_t=3,86\text{ ‰}$	образец 3, $S_t=4,0\text{ ‰}$
-5	5,2	4,6	4,7
-10	8,7	8,4	8,9
-15	11,3	10,6	9,7

Непосредственные измерения $K_{эфф}$ для морского льда в районе обсерватории Мирный в Антарктике провел А.П.Коптев. В полевых экспериментах он использовал зондовый метод с линейным источником тепла в нестационарном режиме, а также использовал метод регулярного режима в лаборатории. В первом случае он получил $K_{эфф} = (6,3 \pm 9,1) \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$, во втором — $K_{эфф} = (3,7 \pm 5,2) \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$. Температура льда находилась в пределах $-6 \div -14^\circ\text{C}$, а соленость — $4,3 \div 6,5\text{‰}$.

Таким образом, данные лабораторных опытов оказались меньше теоретических значений. По всей видимости, условия регулярности температурного режима в лаборатории выполнялись в недостаточной степени.

4. КОЭФФИЦИЕНТ ОБЪЕМНОГО ТЕПЛОВОГО РАСШИРЕНИЯ

Непосредственные измерения коэффициента объемного теплового расширения $k_{\text{эТ}}$ морского льда выполнялись Петтерсоном, а затем Мальмгренем. Полученные ими значения представлены на рис.18, где показаны также теоретические данные, полученные на основании уравнения (47). Совпадение определенной температурной границы смены знака коэффициента тепловой деформации льда с данными опытов является надежным критерием правильности методики расчетных работ.

Коэффициенты теплового расширения морского льда недавно были определены Д.Джонсоном и Р.Метзнером с использованием интерферометра Михельсона. Для температуры $-4 \div -15^\circ\text{C}$ значения коэффициента $k_{\text{эТ}}$ изменялись от $4,5 \cdot 10^{-5}$ до $5,4 \cdot 10^{-5} \text{ К}^{-1}$ при солености льда равной 2‰ и от $3,3 \cdot 10^{-5}$ до $5,3 \cdot 10^{-5} \text{ К}^{-1}$ при солености равной 2‰ . Измеренные значения коэффициента $k_{\text{эТ}}$ близки к значениям, приведенным в табл.26 при температуре -15°C , и значительно расходятся при температуре -4°C .

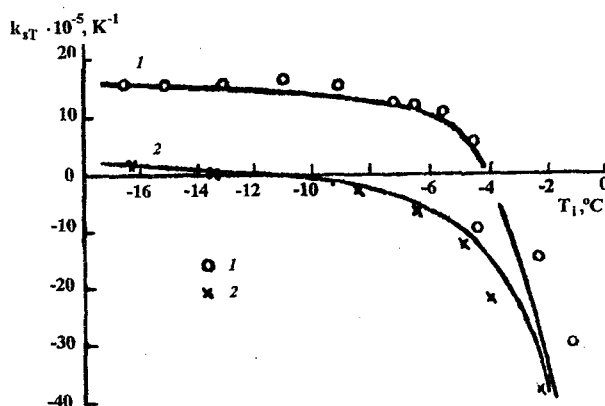


Рис.18. Зависимость коэффициента объемного расширения от температуры (по данным Ю.Л.Назинцева, Ж.А.Дмитраша, В.И.Мойсеева):

1,2 — экспериментальные значения при солености льда 0,45 и 6,69 ‰, соответственно; сплошные линии — расчет по формуле (47).

ГЛАВА 5.

ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО И ЮЖНОГО ОКЕАНОВ

Теоретическое описание теплофизических характеристик морского льда позволяет рассчитать эти свойства для ледяного покрова, если известны его структура, состав и температура. Такой расчет избавляет от необходимости проведения массовых тонких и трудоемких физических экспериментов для измерения теплофизических характеристик льда для выявления пространственно-временной изменчивости последних по площади моря или отдельных акваторий. Можно ограничиться минимальным количеством этих измерений, достаточным для проверки и подтверждения результатов теоретических расчетов.

1. МОЛОДОЙ И ОДНОЛЕТНИЙ АРКТИЧЕСКИЙ МОРСКОЙ ЛЕД

Молодые льды в море по сравнению с однолетними, как уже отмечалось ранее, отличаются большим содержанием солей и, как правило, имеют более высокую температуру. Эти два обстоятельства определяют относительно большее содержание в молодых льдах жидкой фазы и потому значительно большую роль имеет скрытая теплота, выделяющейся при изменении температуры льда. В общем случае молодые льды по сравнению со льдами большего возраста имеют более низкие значения коэффициентов теплопроводности и температуропроводности. На их полное плавление требуется значительно меньшее количество тепла. Как расчетные, так и натурные определения теплофизических свойств ледяного покрова, находящегося в тех или иных климатических условиях, подтверждают эти положения. В табл. 32 приводятся результаты расчета теплопроводности морского льда на его различных возрастных стадиях.

Таблица 32

Теплопроводность арктического морского льда
(по данным Ю.Л.Назинцева)

Месяц	b	λ_T Вт/(м·К)	Месяц	b	λ_T Вт/(м·К)
Сентябрь	0,21	1,70	Февраль	0,03	2,17
Октябрь	0,11	1,90	Март	0,02	2,19
Ноябрь	0,05	2,10	Апрель	0,03	2,15
Декабрь	0,04	2,15	Май	0,04	2,07
Январь	0,03	2,17	Июнь	0,08	1,09

Примечание. b — относительный объем жидкой фазы.

Расчет $\lambda_{\text{лг}}$ проводился с учетом температуры и солености льда. Относительный объем воздушных пор за весь период времени принят равным 0,02, значения коэффициента осреднены по толщине льда на каждый момент времени. Из табл. 32 видна четкая связь значений $\lambda_{\text{лг}}$ с относительным объемом жидкой фазы во льду: по мере увеличения возраста льда, а следовательно, и его толщины, содержание жидкой фазы b убывает, а значения $\lambda_{\text{лг}}$ возрастают. С наступлением периода таяния, когда температура в ледяном покрове приближается к нулевым значениям, увеличение b оказывается небольшим вследствие сильного опреснения льда. В результате $\lambda_{\text{лг}}$ уменьшаются по сравнению с зимним периодом незначительно. Однако сезонное изменение $\lambda_{\text{лг}}$ в отдельных слоях, расположенных на различной глубине в ледяном покрове, оказывается более сложным, поскольку строение, состав и температура льда по слоям часто сильно различаются. Тем не менее, для характеристики льда $\lambda_{\text{лг}}$ прослеживаются некоторые наиболее характерные и чаще всего повторяющиеся значения, как и для других физических параметров льда, зависящих от его фазового состава и строения.

Общие условия, определяющие численные значения физических характеристик, состоят в следующем. С одной стороны, жидкая фаза содержится в основном в нижних слоях ледяного покрова, а включения воздуха — в верхних. С другой — температура нижних слоев почти постоянна во времени и близка к температуре замерзания подледной воды, тогда как температура верхних слоев испытывает большие колебания в пределах отрицательных значений. По этим причинам наибольшие изменения теплофизических характеристик во времени отмечаются в верхних слоях, а наименьшие — в нижних. Если же рассматривать неравномерность распределения теплофизических характеристик ледяного покрова в масштабе площади отдельного ледяного поля и тем более площади моря, то в нижних слоях пределы изменения численных значений этих характеристик намного возрастают и в ряде случаев могут оказаться больше, чем в верхних.

Приведем пример расчета коэффициента теплопроводности однолетних льдов в Карском море в феврале—марте. Толщина льда составляла от 0,7 до 2,2 м. Основой расчета послужили данные анализа структуры и солености льда, а также результаты измерения температуры в толще ледяных полей. Относительный объем воздушных пор принят для всех слоев одинаковым и равным 0,02. Результаты показывают диапазон изменений коэффициента теплопроводности различных слоев ледяного покрова в некоторый момент времени, обусловленных пространственной изменчивостью солености и температуры льда. Наибольшие пределы колебаний температуры и солености льда приходится на верхние и средние слои (рис. 19). Вследствие нелинейной зависимости объема жидкой фазы во льду от его температуры пределы колебания значений $\lambda_{\text{лг}}$ оказываются больше в нижних слоях ледяного покрова, а не в верхних.

Д.С.Ипатов в течение января—марта провел наблюдения за температурой припая в бухте Тикси и рассчитал коэффициент теплопроводнос-

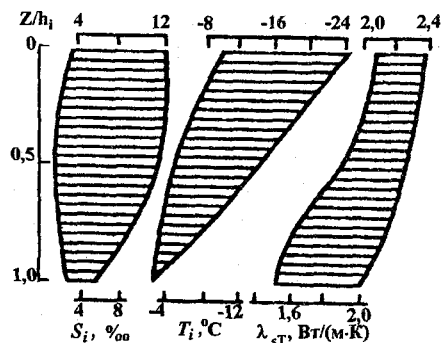


Рис. 19. Вариации температуры и солености ледяного покрова по слоям (Z/h_i) и вычисленные по ним пределы изменения коэффициента теплопроводности льда (Карское море, февраль – апрель, толщина льда равна 0,7 м) (по данным Ю.Л. Назинцева, Ж.А.Дмитраша, В.И.Моисеева).

льда в различных слоях (табл.33). Из таблицы видно, что значения коэффициента λ_{iT} минимальны в верхнем слое припая, в котором лед имеет наименьшую плотность, а максимум его значений приходится на промежуточные слои. Последнее положение не согласуется с данными Мальмгре-на, по которому максимум отмечается в нижних слоях льда.

Таблица 33

Термодинамические характеристики припая в бухте Тикси

Глубина слоя, см	ρ , кг/м ³	S_i , ‰	λ_{iT} , Вт/(м·К)		
			максимальные	минимальные	средняя
0 — 25	908	1,19	2,06	1,52	1,80
25 — 50	917	1,02	2,66	1,55	2,36
50 — 75	918	1,36	2,47	2,00	2,24
75 — 100	916	1,33	2,38	1,98	2,14
100 — 125	915	1,19	—	—	2,05
125 — 150	915	1,05	—	—	2,05

Вертикальные профили коэффициента теплопроводности в ледяных полях Арктики (рис.20а) получены путем аналитического расчета λ_{iT} на основе данных о температурном режиме льда и о потоках тепла в его толще. Последняя измерялась с помощью термоэлектрических тепломеров. Общий характер кривых обусловлен тем, что средние слои, как правило, отличаются наибольшей плотностью, на них приходится минимум суммарного относительного объема включений воздуха и жидкой фазы во льду. Для верхних слоев ледяного покрова, как уже отмечалось, характерно повышенное содержание воздушных включений, относительный объем которых изменяется от долей до нескольких единиц процента. В нижних слоях сохраняется почти неизменное температурное поле. Поэтому относительный объем жидкой фазы в них пропорционален солености льда, которая обычно имеет значение от 2 до 8 ‰. Из рис. 20 видно, что наи-

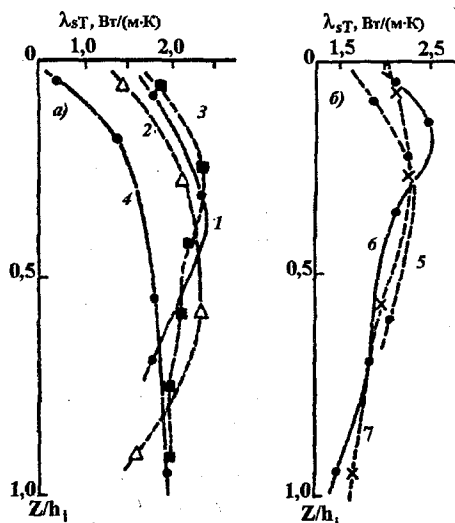


Рис. 20. Вертикальные профили коэффициента теплопроводности в однолетнем (а) и многолетнем (б) льду (по данным Ю.Л.Назинцева): 1 — «СП-4»; 2 — «СП-5»; 3 — припай, бухта Тикси; 4 — Восточно-Сибирское море; 5 — «СП-4», двухлетний лед; 6 — «СП-5», многолетний лед; 7 — «СП-5», двухлетний лед

Таблица 34

Коэффициент теплопроводности $\lambda_{сТ}$, Вт / (м·К) припая в заливе Кембридж (по данным Е.Льюиса)

Глубина слоя во льду, см	Первая серия наблюдений			Вторая серия наблюдений		
	T_h , °C	$\lambda_{сТ}$	$\lambda_{сТ}^*$	T_h , °C	$\lambda_{сТ}$	$\lambda_{сТ}^*$
0	-30,9	2,59	2,51	-26,1	2,59	2,47
15	-26,9	2,55	2,47	-23,8	2,55	2,42
30	-24,0	2,55	2,42	-21,4	2,59	2,42
45	-21,4	2,59	2,42	-19,3	2,59	2,38
60	-18,8	2,59	2,38	-17,1	2,47	2,38
75	-16,3	2,47	2,34	-14,9	2,38	2,34
90	-13,6	2,42	2,30	-12,7	2,34	2,30
105	-11,1	2,42	2,30	-10,4	2,26	2,26
120	-8,6	2,38	2,26	-8,1	2,26	2,26
135	-6,2	2,30	2,21	-5,8	2,17	2,17
150	-3,8	2,17	2,17	-3,5	2,07	2,17
165	-1,6	2,01	1,96	-1,6	1,96	1,96

Примечание. $\lambda_{сТ}^*$ — расчет по теоретической модели теплопроводности Андерсона.

большой разброс значений $\lambda_{сТ}$ наблюдается в верхних слоях. В нижних слоях он меньше и совсем незначителен в средних. Наиболее часто встречающееся распределение $\lambda_{сТ}$ по вертикали в толще ледяных полей характеризуется значениями: $1,7 \div 2,1$ Вт/(м·К) — в верхних слоях; $2,2 \div 2,4$ — в средних и $1,8 \div 2,1$ Вт/(м·К) — в нижних. Существенное отклонение от этих цифр на-

блюдается лишь в случаях аномального распределения по толщине льда его плотности и солёности. Примером этому служат данные табл. 34, в которой значения $\lambda_{\text{ит}}$ рассчитаны аналитическим путем по двум сериям измерений температуры и тепловых потоков в морском льду. В табл. 34 для сравнения даны результаты определения Е. Льюисом коэффициента теплопроводности по теоретической модели Андерсона.

По данным табл. 34 следует вывод: характер вертикального распределения во льду значений $\lambda_{\text{ит}}$, полученные путем аналитического расчета и с применением теоретической модели льда Андерсона, практически идентичны. Разница в значениях $\lambda_{\text{ит}}$, рассчитанных двумя методами, незначительна и составляет всего $1 \div 5 \%$. Следовательно, по точности методы равноценны. Применять расчет по теоретическим моделям теплопроводности, не уступающим аналитическим методам по точности и не требующим непосредственных измерений потоков тепла, особенно в период таяния льда, является предпочтительным, так как измерять потоки тепла затруднительно. Для этого необходимы надежные по качеству и достаточно массовые по количеству сведения о строении и составе льда, об объемах содержащегося в толще ледяного покрова рассола и воздуха.

2. МНОГОЛЕТНИЙ АРКТИЧЕСКИЙ МОРСКОЙ ЛЕД

Многолетний лед является преобладающей формой льда в Северном Ледовитом океане. Имеющиеся в настоящее время данные о строении, составе, солёности и термическом режиме льда в Арктическом бассейне представляют основу для расчета его теплофизических характеристик. Однако в литературе можно обнаружить только данные о теплопроводности многолетнего льда, вычисленных по непосредственным измерениям Б. А. Савельева температуры и потоков тепла в ледяном поле. Результаты определений показывают наличие двух минимумов величины коэффициента теплопроводности — $1,5 \div 2,0 \text{ Вт/(м·К)}$, которые соответствуют верхнему и нижнему слоям льда (см. рис. 20б). Максимальные значения $2,0 \div 2,5 \text{ Вт/(м·К)}$ обнаруживаются в средних слоях или несколько смещены к поверхности льда. Такое распределение по вертикали λ во льду обусловлено распределением его температуры, солёности и пористости. Верхние слои многолетнего льда почти не содержат солей, а следовательно, и рассола, снижающего способность льда проводить тепло. Однако в результате летнего термического метаморфизма относительный объем воздуха, включенный в верхние слои ледяного покрова, увеличивается и достигает $0,005 \div 0,010$, за исключением участков, представляющих собой линзы плотного льда, образовавшегося на месте замерзших снежниц. Это обстоятельство в значительной мере компенсирует роль рассола в снижении проводимости тепла льдом. Средние слои отличаются наименьшей пористостью при незначительной солёности льда, что обуславливает наибольшие значения λ . Причина относительно малых значений λ для нижних слоев та же, что и для молодых, однолетних льдов, о чем речь шла выше.

Редкую форму ледяных образований в Северном Ледовитом океане представляют так называемые дрейфующие ледяные острова — обширные по площади плавающие обломки многолетнего припая или шельфового льда, образующиеся в районе, примыкающем к Канадскому Арктическому архипелагу. В зависимости от происхождения ледяной остров складывается из пресноводного или морского льда. В последнем случае слагающий остров лед сохраняет довольно большую соленость. Исследования Н.В. Черепанова показали, что на острове толщиной 12 м соленость по вертикали изменялась от 1,0 до 2,6 ‰, при этом более высокие значения солености приходились на нижние слои льда.

Одной из особенностей термического режима ледяного острова большой толщины (более 30 м) является полное затухание температурной волны на глубине около 20—25 м от водной поверхности. Так, по наблюдениям А.П. Легенькова, И.В. Чугуя и Н.Н. Еремина было показано для острова толщиной 32,5 м, что на глубине 9 м годовые колебания температуры льда становятся малозаметными, а слои лежащие ниже имеют практически стационарный тепловой режим. Значение коэффициента теплопроводности k в слое льда толщиной от 2 до 9 м в среднем составило $10,25 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$. Таким образом, на глубинах ниже горизонта распространения температурных волн годового периода наблюдается стационарный тепловой режим и, следовательно, постоянство теплофизических свойств льда во времени. Выше указанного горизонта теплофизические характеристики изменяются в соответствии с колебаниями температуры слоев льда. Причем такие изменения свойств меньше во льду материкового происхождения и больше во льду морского образования, включающим в себя какой-то объем жидкой фазы. В обоих случаях они наиболее ярко проявляются в верхних слоях льда.

3. АНТАРКТИЧЕСКИЙ МОРСКОЙ ЛЕД

Теплофизические характеристики морских льдов Южного океана, за исключением единичных сведений для припая в районе станций Молодежная и Моусон, остаются неизученными. В прибрежной полосе у станции Молодежная, вследствие особенностей ветрового режима и характера береговой черты, образуется преимущественно конжеляционный лед. Зимний период здесь отличается умеренными отрицательными температурами — минимальное среднее значение за многолетний период приходится на июль и составляет -19°C , хотя минимальная среднесуточная температура может опускаться ниже -30°C . Непосредственные послойные измерения температуры льда, проведенные зимой 1971 г., показали, что в верхних слоях температура не опускалась ниже $-20 \div -22^\circ\text{C}$, а распределение температуры в целом оказалось близким к тому, которое наблюдается в сравнительно мягкие зимы в арктических морях. Однако в летний период термический режим прибрежного, лишённого снежного покрова припая приобретает характерные для Антарктики черты, заключающиеся в следующем. Верхние слои льда от поверхности до глубины $5 \div 10 \text{ см}$ в течение

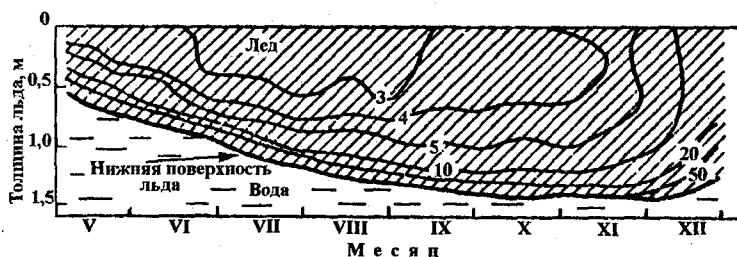


Рис. 21. Изменение эффективной теплоемкости припая во времени в районе станции Молодежная, кДж/(кг·К) (по данным Ю.Л.Назинцева)

суток имеют переменную от 0 до -10°C температуру, что является следствием сильного ночного выхолаживания. Ниже этих слоев в толще льда устанавливаются стабильные температуры от 0 до $-1,5^{\circ}\text{C}$ с минимумом на его нижней поверхности.

Результаты наблюдений за температурой, составом и основными физическими свойствами льда позволили рассчитать некоторые его теплофизические характеристики, в частности, эффективную теплоемкость $C_{\text{эфф}}$ и теплопроводность λ . Из рис.21 видно, что значения $C_{\text{эфф}}$ увеличиваются в зимнее время от 3 кДж/(кг·К) в верхних слоях льда до 20—30 кДж/(кг·К) в нижележащих слоях. В летний период, начиная с декабря, $C_{\text{эфф}}$ в связи с повышением температуры возрастает до 15 кДж/(кг·К) в верхних слоях и до 60 кДж/(кг·К) в нижних. Вертикальные смещения изолиний теплоемкости, прослеживающиеся на рис. 21, соответствуют температурным волнам в ледяном поле.

Коэффициент теплопроводности льда λ определен по данным ежедневного распределения температуры в толще припая и по соответствующим вертикальным потокам тепла (показания термоэлектрических тепломеров). Плотность льда составляла около 900 кг/м³. Расчет λ выполнен по декадным периодам для двух слоев: 0,1 — 0,5 и 0,5 — 1,0 м. Средние значения λ за каждый месяц приведены в табл. 35.

Насколько можно судить по столь ограниченному количеству данных, послойная теплопроводность антарктического льда в зимние месяцы меняется мало. В весенний период в глубинных слоях она понижается до 1,7 Вт/(м·К), что происходит за счет общего повышения температуры льда. В верхнем слое отмечается заметное, от 1,6 до 2,1 Вт/(м·К), повышение зна-

Таблица 35

Коэффициент теплопроводности припая в районе станции Молодежная (по данным Ю.Л.Назинцева)

Слой льда, м	$\lambda_{\text{л}}, \text{Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$					
	июнь	июль	август	сентябрь	октябрь	ноябрь
0,1 — 0,5	1,7	1,9	1,8	1,6	1,7	2,1
0,5 — 1,0	—	2,1	2,0	1,8	1,8	1,7

чений λ , которое можно связывать с опреснением и уплотнением льда в результате термического метаморфизма.

Более полные значения коэффициента λ для антарктических льдов могут быть рассчитаны по моделям теплопроводности льда. Для этого необходимо знать экстремальные значения солёности, пористости и температуры морского льда, а также наиболее характерные и предельно возможные сочетания этих параметров и данные о внутреннем строении льда. В табл. 36 приведены значения коэффициента теплопроводности льда λ в районе станции Молодежная для конжеляционного ледообразования по модели IV теплопроводности близкие к средним климатическим условиям. Исходные данные: плотность льда — 880 — 920 кг/м³ в верхних слоях и 905 — 915 кг/м³ в средних и нижних слоях; относительный объём воздушных пор — 0,002; средняя солёность льда от 4 до 8 ‰, наиболее вероятное распределение температуры по вертикали.

Таблица 36

Средневзвешенные по толщине льда значения коэффициента теплопроводности в зависимости от температуры и солёности для однолетнего припая в Южном океане (по данным Ю.Л.Назинцева)

Месяц	Толщина льда, м	T_b , °C	S_b , ‰	λ_{IT} , Вт/(м·К)
Май	0,5	-6,4	8,5	2,03
Июнь	0,8	-8,7	6,0	2,12
Июль	1,0	-8,6	5,0	2,14
Август	1,2	-8,6	4,6	2,15
Сентябрь	1,3	-7,5	4,4	2,12
Октябрь	1,4	-6,4	4,4	2,11
Ноябрь	1,4	-4,3	4,0	2,11
Декабрь	1,3	-1,2	3,2	1,91

Сравнивая данные табл. 35 с результатами расчета (см. табл. 36) отмечаем, что характер сезонных изменений коэффициента теплопроводности λ в обоих случаях совпадает: минимальные значения приходятся на ноябрь—декабрь, максимальные — на июль—август. Расчетные значения λ несколько превышают полученные значения λ из непосредственных измерений температуры и вертикальных потоков тепла в 1971 г. Одна из причин расхождения заключается в том, что солёность в верхних и самых нижних слоях льда в 1971 г. была выше средней, принимавшейся при расчете. Другая причина расхождений заключается в инструментальной погрешности измерения температуры и тепловых потоков в ледяном поле. Однако в целом оба способа расчета дают сопоставимые результаты.

Расчет коэффициента эффективной температуропроводности $K_{эфф}$ припая в районе станции Моусон выполнил Д.Уеллер. Анализируя распространение температурных волн во льду толщиной 1,6 м, он рассчитал значения коэффициента температуропроводности $K_{эфф}$ в различных слоях

**Температуропроводность антарктического припая
в районе станции Моусон
(по данным Д.Уеллера)**

Глубина слоя во льду, см	T_n , °C	S_n , ‰	$k_{\text{эфф}} \cdot 10^{-7}$, м ² /с
0	-18	7	9,4
30	-14	6	9,1
60	-11	5	8,2
100	-6	4	3,5
125	-2	4	2,9

(табл. 37). Как видно из табл. 37, уменьшение $K_{\text{эфф}}$ с глубиной находится в почти линейной зависимости от повышения температуры слоя. Эти данные хорошо согласуются с результатами расчета этого же коэффициента по теоретической модели Швердтфегера (рис. 22). Таким образом, еще раз подтверждается правильность теории расчета теплофизических характеристик морского льда и обоснованность использования при расчетах результатов экспериментальных исследований фаз, образующихся при вымораживании морской воды.

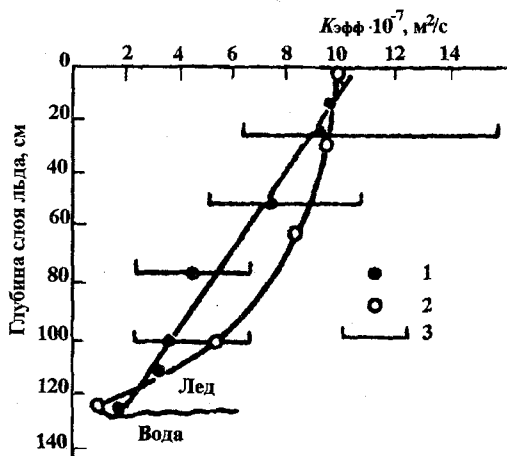


Рис. 22. Зависимость коэффициента температуропроводности припая от глубины слоя в районе станции Моусон:

1 — аналитический расчет по температурным волнам (по Д.Уеллеру); 2 — теоретическая модель льда (по П.Швердтфегеру); 3 — изменение значений $K_{\text{эфф}}$ при ошибке измерений амплитуды волны, равной $\pm 0,1$ °C

4. МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК МОРСКОГО ЛЬДА

Расчет предельных значений и пространственно-временной изменчивости теплофизических характеристик ледяного покрова обширных

акваторий или морей, находящихся в переменных гидрометеорологических условиях, путем численного моделирования представляется хотя и сложной, но вполне разрешимой задачей. Ниже приведен пример расчета пространственно-временной изменчивости значений теплоемкости, коэффициента теплопроводности и теплоты плавления морского льда, позволяющий проследить как характер географического распределения, так и особенности межгодовых и сезонных изменений этих величин на примере Карского моря в противоположные по суровости зимы годы. Расчет основан на использовании вышеизложенных теплофизических моделей льда. Необходимыми условиями решения задачи являются наличие сведений о климатических характеристиках и их изменчивости, сведений о структуре льда, солёности, плотности и температуре. При этом температура льда на каждый момент времени находится по температуре воздуха над ледяным покровом и известным теплофизическим характеристикам.

Как известно, линейное распределение температуры в снежно-ледяной толще описывается формулой для двухслойной среды при стационарном тепловом режиме:

$$\bar{t} = \frac{t_0 H \lambda_c + \theta h_c \lambda_i}{2(H \lambda_c + h_c \lambda_i)} + \frac{\theta}{2}, \quad (49)$$

где $\bar{t}$ — средняя температура льда; t_0 — температура верхней поверхности снега; θ — температура нижней поверхности ледяного поля; H — толщина льда; h_c — толщина снега; λ_i — коэффициент теплопроводности льда; λ_c — коэффициент теплопроводности снега.

Порядок расчета климатических значений среднедекадной и среднемесячной температуры ледяного покрова и его теплофизических характеристик был следующим.

1. Площадь Карского моря разбивалась на некоторое множество квадратов. Расчет в получаемой сетке числовых значений температуры льда (под снегом), средней температуры льда, его теплофизических характеристик проводился для противоположных по суровости годы.

2. Значения толщины льда H ледяного покрова выбирался на основании непосредственно наблюдаемых значений H или их расчета, например, по известным формулам Н.Н.Зубова или Ю.П.Доронина.

3. Рассчитывается средняя толщина снега на ледяном покрове h_c , используя эмпирические связи h_c с H и учитывая колебания этих связей в соответствии с колебаниями зимней температуры воздуха.

4. Выбирается значение средней за рассматриваемый период времени температуры поверхности снега на льду t_0 .

5. Определяется значение теплопроводности снега λ_c по его плотности и температуре.

6. Находится среднее значение солёности льда $\bar{S}_i$ и на основании этой величины с учетом структуры льда и приближенной температуры, по теоретической модели вычисляется коэффициент теплопроводности льда λ_i .

7. По формуле (49) определяется в первом приближении средняя температура льда $\bar{t}$. По этому значению снова просчитывается модель теплопроводности льда и определяется уточненное значение λ . Затем по полученному значению λ рассчитывается $\bar{t}$ во втором приближении. Процесс итерации продолжается до тех пор, пока изменения λ и $\bar{t}$ не станут меньше заданной величины.

8. По значению $\bar{t}$ находится распределение температуры по отдельным слоям в ледяном покрове. С учетом распределения солености и пористости по теоретическим моделям рассчитываются теплофизические характеристики льда.

Толщина ледяного покрова выбиралась на основе статистических данных для рассматриваемого географического района с учетом межгодовых изменений гидрометеорологических условий.

Значения h_c на припае приняты по данным измерений на полярных станциях, а для дрейфующих льдов — по статистическим связям, установленным между высотой снега на припае и высотой снега на дрейфующем льду и между толщиной снега и толщиной льда для дрейфующих в море ледяных полей (рис. 23).

Коэффициент теплопроводности снега λ_c , согласно Г.Абельсу, зависит главным образом от его плотности ρ_c : $\lambda_c = 2,847 \cdot 10^{-6} \rho_c^2$. Плотность снега принята равной 330 — 360 кг/м³. На теплопроводности снега также влияет структура снеговой толщи и ее температура. Согласно А.П.Коптеву для сне-

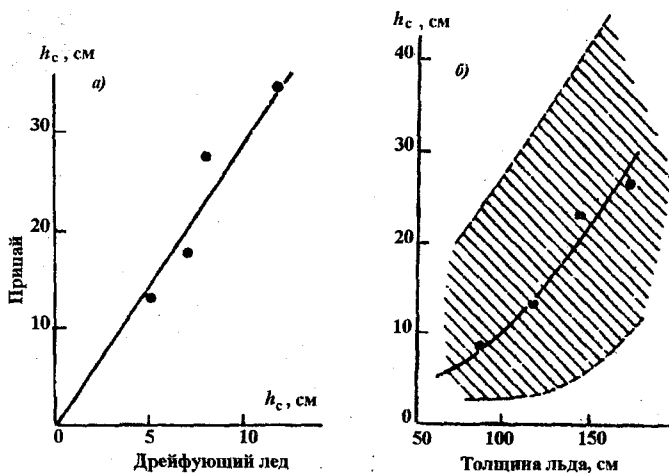


Рис.23. Эмпирическая зависимость между снегонакоплением на припае и дрейфующем льду (а) в апреле и средней толщиной снега на припае и толщиной льда (б) в Карском море (заштрихованная область ограничена максимальными и минимальными средними значениями толщины снежного покрова на льду), по данным Ю.Л.Назинцева, Ж.А.Дмитраша, В.И.Моисеева

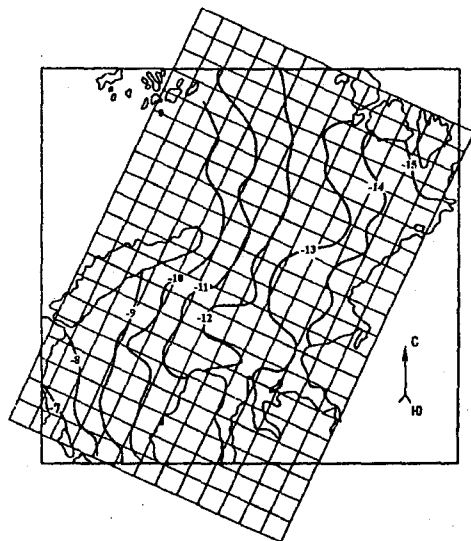


Рис. 24. Распределение по акватории Карского моря средней температуры ($^{\circ}\text{C}$) льда в феврале в суровые зимы (по данным Ю.Л.Назинцева, Ж.А.Дмитраша, В.И.Моисеева)

га плотностью 360 кг/м^3 , теплопроводность снега λ_s изменяется в пределах от 0,23 до 0,30 Вт/(м·К) при изменении температуры снега от -5 до -35°C .

Географическое распределение средневзвешенной по слоям температуры льда показано на рис.24. Линейное распределение температуры в снежно-ледяной толще описывается формулой для двухслойной среды при стационарном тепловом режиме. Данные рис. 24 относятся к самому холодному месяцу — февралю и свидетельствуют о больших региональных различиях в значениях температуры: на юго-западе моря средняя температура льда в феврале составляют $-7 \div -9^{\circ}\text{C}$, а на северо-востоке — понижается до -15°C .

Сезонные колебания среднееголетних значений температуры невелики. Они едва превышают 4°C (от $-7,3$ в феврале до $-3,2^{\circ}\text{C}$ в мае). Однако характер изменений в течение ледового периода имеет особенность: накопление холода в ледяном покрове происходит относительно медленно (от $-4,6$ в ноябре до $-7,3^{\circ}\text{C}$ в феврале). Потери его протекают вдвое быстрее (от $-5,7$ в апреле до $-3,2^{\circ}\text{C}$ в мае). Разница значений температуры, рассчитанных для аналогичных сезонов суровых и мягких зим, имеет приблизительно такой же порядок, только в феврале она для обоих типов зим более значительна и превышает 5°C как в юго-западной, так и в северо-восточной части моря.

Теплоемкость морского льда, как это показано в главе 3, в большей мере зависит от его температуры, особенно вблизи точки плавления. Влияет

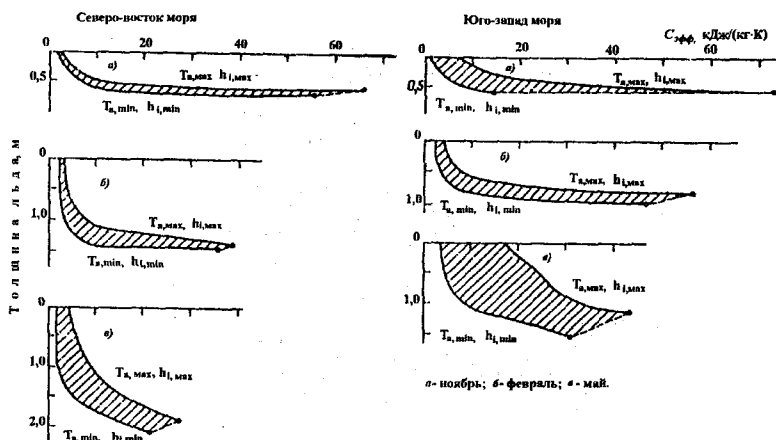


Рис. 25. Вертикальное распределение эффективной теплоемкости по толщине льда и пределы ее межгодовых колебаний в различные сезоны на северо-восточной и юго-западной частях акватории Карского моря (по данным Ю.Л.Назинцева, Ж.А.Дмитраша, В.И.Моисеева)

на $C_{\text{эфф}}$ также соленость льда, однако по обобщенным вертикальным профилям различного возраста и разной толщины соленость мало изменяется от верхней поверхности к нижней. В то же время различие температуры льда на этих поверхностях, как правило, велико, особенно в зимние месяцы. Поэтому главной особенностью распределения значений теплоемкости в толще льда является их возрастание от верхних слоев к нижним, причем в нижних слоях вертикальный ее градиент становится особенно большим.

Характер распределения $C_{\text{эфф}}$ в морских льдах Арктики по сезонам сходен в общих чертах с тем, что получено для Антарктики по непосредственным измерениям температуры и солености различных слоев льда (см. рис. 21). На рис. 25 приведены значения $C_{\text{эфф}}$ для льдов Карского моря для наиболее мягких и наиболее суровых зим, т. е. он характеризует теплоемкость льда в крайних климатических условиях. Из рис. 25 видно, что в верхних слоях ледяного покрова $C_{\text{эфф}}$ в большинстве случаев не выходят за пределы 7 кДж/(кг·К). Межгодовые изменения теплоемкости относительно невелико для ледяного покрова в стадии развития, например, в ноябре, и значительно для толстого однолетнего льда, например, в мае.

Среднеинтегральные значения $C_{\text{эфф}}$, рассчитанные на определенный момент времени для всей толщи льда, уменьшаются по мере нарастания толщины и достигают минимума в феврале—марте (рис. 25). Особенно четко такие минимумы проявляются в суровые зимы. Затем теплоемкость начинает возрастать и достигает максимума в мае—июне, т. е. к началу таяния льдов. В период интенсивного таяния в результате летнего опреснения ледяного покрова $C_{\text{эфф}}$ снова уменьшается.

Рис. 25 отражает и географический фактор в распределении $C_{\text{эфф}}$ льда: более высокие значения в юго-западной части и меньшие — в северо-вос-

точной части моря. Это различие отмечается не только из-за особенностей регионального распределения температуры воздуха над акваторией моря, но в значительной мере и неодинаковым соотношением тепловых сопротивлений снежного и ледяного покровов, являющимся следствием различий в характере снегонакопления на поверхности льда.

Теплота плавления морского льда L_p , в отличие от его эффективной теплоемкости, по мере приближения температуры льда к точке плавления не возрастает, а уменьшается. Вследствие этого значения теплоты плавления в ледяном покрове убывают от верхних слоев к нижним, т.е. с повышением температуры. Как показывают расчеты, колебания значений теплоты плавления морского льда невелики и находятся в пределах $(3,1 + 3,6) \cdot 10^2$ кДж/кг в верхних слоях и $(2,6 + 3,0) \cdot 10^2$ кДж/кг — в нижних. Рассматривая распределение теплоты плавления по акватории Карского моря в целом, можно отметить, что в северо-восточных районах его значения выше, чем в юго-западных. Это связано с региональными различиями в температуре и солёности льда.

Более показательной, чем теплота плавления L_p , характеристикой теплового состояния ледяного покрова является количество тепла Q , необходимое для плавления льда в вертикальном элементе ледяного покрова от его верхней до нижней поверхности. Результаты расчетов выполнялись по формуле для мягких и суровых зим в Карском море. Они показывают, что амплитуда межгодовых колебаний количества холода аккумулируемого ледяным покровом к началу его летнего прогревания и таяния, составляет около 20 %, причем в юго-западных районах она несколько выше, чем в северо-восточных. Географическое распределение по акватории моря запаса холода в ледяном покрове, отождествляемого со значениями количества тепла Q , в наиболее суровые и наиболее мягкие по температуре зимам, приведены на рис.26. На нем, в частности, видно, что по отдельным районам моря запасы холода во льду различаются в 2 раза.

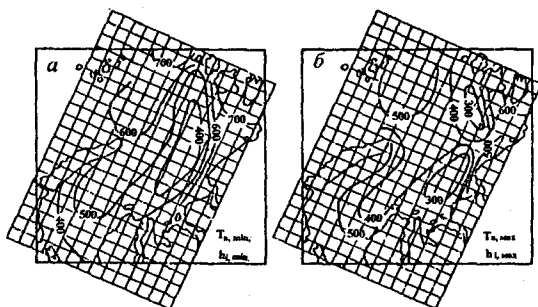


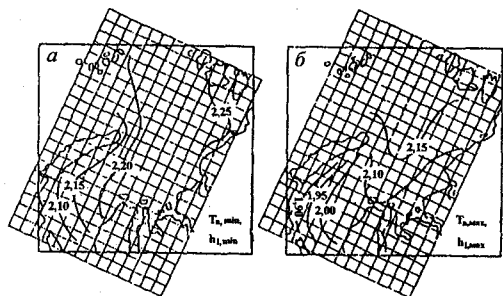
Рис. 26. Географическое распределение по акватории Карского моря в мае количества тепла (МДж), необходимого для плавления вертикальной колонки на всю толщину льда, имеющей площадь основания 1 м^2 для случая суровой (а) и мягкой (б) зимы
(по данным Ю.Л.Назинцева, Ж.А.Дмитраша, В.И.Моисеева)

**Сезонное изменение коэффициента теплопроводности
ледяного покрова Карского моря, Вт/(м·К)
(по данным Ю.Л.Назинцева, Ж.А.Дмитраша, В.И.Моисеева)**

Месяц	Северо-восточная часть	Юго-западная часть
Ноябрь	2,15	1,96
Декабрь	2,23	2,06
Январь	2,25	2,14
Февраль	2,25	2,16
Март	2,23	2,17
Апрель	2,23	1,13
Май	1,14	2,05

Способность льда проводить тепло зависит не только от состава, но в значительной степени и от строения льда и заполняющих его включений воздуха и рассола. В табл. 38 приводятся вычисленные значения $\lambda_{\text{л}}$, осредненные по отдельным слоям ледяного покрова Карского моря. Эти данные характеризуют последовательные возрастные стадии: молодой лед, тонкий однолетний, толстый однолетний лед. Известно, что льды типа В2 наибольшее распространение имеют в северо-восточных районах моря, а типа В7 — в юго-западных. Из табл. 38 видно, что значения коэффициента $\lambda_{\text{л}}$ в северо-восточной части Карского моря на протяжении ледового сезона меняются мало, заметные отклонения обнаруживаются только в начале и конце сезона. Максимум $\lambda_{\text{л}}$ приходится на январь—февраль, минимум — на май. В юго-западной части моря изменения $\lambda_{\text{л}}$ более существенны: максимум его смещен на февраль—март, минимум — на апрель. Значения $\lambda_{\text{л}}$ здесь в течение всего зимнего периода заметно ниже, чем в северо-восточной части моря, что объясняется различной структурой льда.

Помимо сезонных изменений величина коэффициента теплопроводности проявляет межгодовые колебания, как в отдельных акваториях моря,



**Рис.27. Географическое распределение коэффициента теплопроводности льда
в феврале по акватории Карского моря
для случая суровой (а) и мягкой (б) зимы, Вт/(м·К)
(по данным Ю.Л.Назинцева, Ж.А.Дмитраша, В.И.Моисеева)**

так и в каждом отдельном месяце ледового сезона. Например, из рис. 27 видно, что в феврале на юго-западе моря эти значения изменяются от 1,85 до 2,15 Вт/(м·К), а на северо-востоке — от 2,15 до 2,25 Вт/(м·К).

Приведенные закономерности распределения теплофизических характеристик ледяного покрова по акватории Карского моря в значительной мере являются приближенными. Они могут уточняться в процессе дальнейших исследований распределения в ледяном покрове типов структуры, включений солей и воздушных пор, уточнения расчета температуры льда. Немаловажное значение имеет экспериментальное определение коэффициентов теплопроводности и температуропроводности снега и зависимость их от плотности и структуры. Модели теплопроводности льда также требуют дальнейших усовершенствований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Теоретическое описание состава и теплофизических свойств морского льда как многофазовой системы рассматривается по традиционному методу анализа состава и тепловых эффектов. При определении нужных для количественных расчетов эмпирических коэффициентов в данном пособии приняты осредненные их значения, основанные на фундаментальных исследованиях фазового состава льда, выполненные Гиттерманом, Нельсоном и Томпсоном. Так как эти данные в области низких температур дают не согласующиеся между собой результаты по долевого и химическому составу фаз, проведен сравнительный анализ расчетов данных и тем самым удалось значительно расширить возможности применения линейных функций по данным Ассура и Швердтфегера. Тем не менее, проблемные вопросы теплофизики морского льда, связанные с представлениями о его составе при различных температурах и надежностью теплофизических моделей, во многих деталях остаются открытыми.

Необходимо иметь в виду, что при производстве натуральных наблюдений за формированием химического состава и соотношением масс компонентов, составляющих морской лед, встречаются пока технические трудности. Достаточно отметить, что даже наименее сложную процедуру измерения уровня концентрации рассола в ячейках, строго соответствующего температуре замерзания, еще никому не удавалось выполнить. Лед гигроскопичен, силы адгезии, силы, обусловленные воздушными порами и капиллярами во льду, не дают стечь рассолу и тем самым определить общий объем рассола.

На примере Карского моря показаны возможности оценки теплофизических характеристик морского льда в географическом масштабе. Рассмотрены лишь упрощенные теплофизические количественные модели теплового взаимодействия океана и атмосферы. Построение более совершенной теплофизической модели нуждается в необходимости дальнейшего изучения переменных параметров модели структуры, состава, солёности и температуры ледяных полей.

Практическая значимость для климатологических расчетов ледовых прогнозов, прикладные задачи океанографии и инженерной ледотехники требуют дальнейшего изучения теплофизических параметров морского льда.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бельшьева Е.В. Солевой состав вод в Арктическом бассейне и его влияние на соленость морского льда. //Тр. ААНИИ. —1976. —Т. 331. —С. 157—165.
2. Богородский В.В., Гусев А.В., Хохлов Г.П. Физика пресноводного льда. —Л.: Гидрометеиздат, 1971. —226 с.
3. Богородский В.В., Гаврило В.П. Лед. Физические свойства, современные методы гляциологии. —Л.: Гидрометеиздат, 1980. —383 с.
4. Буйницкий В.Х. Морские льды и айсберги Антарктики. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1973. —254 с.
5. Вейнберг Б.П. Лед. —М.: Гостехтеориздат, 1940. —524 с.
6. Гиттерман К.Э. Термический анализ морской воды//Тр. соляной лаборатории АН СССР. —1937. —Вып. XV, ч.1. —С. 5—32.
7. Доронин Ю.П., Хейсин Д.Е. Морской лед. —Л.: Гидрометеиздат, 1975. —320 с.
8. Доронин Ю.П. Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике. —Л.: Гидрометеиздат, 1969. —210 с.
9. Доронин Ю.П. Взаимодействие атмосферы и океана —Л.: Гидрометеиздат, 1981. —286 с.
10. Зубов Н.Н. Льды Арктики. —М.: Изд-во Главсевморпути, 1945. —360 с.
11. Морской лед. Сбор и анализ данных наблюдений, физические свойства и прогнозирование ледовых условий (справочное пособие)./ Под ред. И.Е.Фролова, В.П.Гаврило. —СПб: Гидрометеиздат, 1997. —402 с.
12. Назинцев Ю.Л. Количественные соотношения в фазовом составе морского льда. — Проблемы Арктики и Антарктики. —1974. —Вып. 45. —С.62—67.
13. Назинцев Ю.Л., Панов В.В. Теплофизические характеристики морского льда.// Тр. ААНИИ. —1975. —Т. 317. —С. 172—182.
14. Назинцев Ю.Л., Дмитриаш Ж.А., Моисеев В.И. Теплофизические свойства морского льда. —Л.: Изд-во ЛГУ, 1988. —260 с.
15. Океанологические таблицы. —Л.: Гидрометеиздат, 1975. —476 с.
16. Паундер Э. Физика льда. —М.: Мир, 1967. —189 с.
17. Попов Н.И., Федоров К.Н., Орлов В.М. Морская вода. —М.: Наука, 1979. —327 с.
18. Припай Восточной Антарктиды /Под ред. В.В.Панова, В.И.Федотова. —Л.: Гидрометеиздат, 1977. —130 с.
19. Савельев Б.А. Строение и состав природных льдов. —М.: Изд-во МГУ, 1980. —280 с.
20. Савельев Б.А. Термика и механика природных льдов. —М.: Наука, 1983. —223 с.
21. Физика океана /Под ред. Ю.П.Доронина. —Л.: Гидрометеиздат, 1978. —294 с.
22. Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. —М.: Изд-во АН СССР, 1955. —492 с.
23. Шулейкин В.В. Физика моря. —М.: Наука, 1968. —1083 с.
24. Цуриков В.Л. Жидкая фаза в морских льдах. —М.: Наука, 1976. —210 с.
25. Anderson D. L. A model for determining sea ice properties. In Thurston W.,ed. Arctic Sea Ice. Publ. № 598, Easton, Varyland, U.S. National Academy of Science/National Research Council. —1958. —P. 148—152.

26. *Assur A.* Composition of sea ice and its tensile strength //In: Arctic Sea Ice, Nat. Acad.Sci. Nat. Res. Council U.S.A., 1958. Publ. 598. —P. 106—138.
27. *Cox C.F.N., Weeks W.F.* Salinity variations in sea ice //J. Glaciol. —1974. —Vol. 23. —№ 67. —P. 109—120.
28. *Cox C.F.N., Weeks W.F.* Equation for determining the gas and brine volumes in sea ice samples //J. Glaciol. —1983. —Vol. 29. —№ 102. —P. 306—316.
29. *Hobbs P.V.* Ice physics. —Oxford, 1974. — 637 p.
30. *Johnson J.B., Metzner R.C.* Thermal expansion coefficients for sea ice //J. Glaciol. — 1990. —Vol.36. —№ 124. —P. 343—349.
31. *Nelson K.H.* A Study of the Freezin of Sea Water /Ph. D. Thesis, University of Washington. —1953. —129 p.
32. *Nelson K.H., Thompson T.G.* Deposition of salt from sea water by frigid concentration // J. Mar. Res. —1954. —Vol.13. —P. 166—182.
33. *Ono N.* Specific heat and heat of fusion of sea ice/ Inter. conf. on low temp. science. Physics of snow and ice. Vol.1, part 1, Hokkaido, 1963. —P. 599—610.
34. *Richardson C.H., Keller E.E.* The brine content of ice measured with nuclear magnetic resonance spectrometer//J. Glaciol. —1966. —Vol. 6. —№ 43. —P. 89—100.
35. *Thompson T.G., Nelson K.H.* Concentration of brines and deposition of salts from sea ice under frigid conditions//American J. of Science. —1956. —Vol. 254. —P. 227—238.
36. *Schwerdtferger P.* The thermal properties of sea ice//J. Glaciol. —1963. —Vol. 4. —№ 36. —P. 789—807.
37. *Untersteiner N.* Natural desalination and equilibrium salinity profile of perennial sea ice //J. Geophys. Res. —1968. —Vol. 73 (4). —P. 1251—1257.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Основные закономерности фазового состава морского льда	5
1. Фазовый состав	5
2. Химический состав	11
3. Соленость	17
4. Теоретическое представление и расчет фазового состава льда	22
5. Пористость и плотность	32
Глава 2. Экспериментальные данные о термических свойствах компонентов морского льда	35
1. Монокристаллы чистого льда	35
Теплота фазовых переходов	35
Теплоемкость льда	37
Теплопроводность льда	38
Температуропроводность льда	40
Тепловая деформация льда	40
2. Рассол в морском льду	41
3. Кристаллогидраты солей	42
4. Воздух в порах льда	44
Глава 3. Теоретическое описание основных теплофизических характеристик морского льда	46
1. Теплоемкость	46
2. Энтальпия фазовых переходов	49
3. Теплопроводность	51
4. Температуропроводность	55
5. Тепловая деформация	56
Глава 4. Экспериментальные данные о теплофизических характеристиках морского льда	59
1. Теплота фазовых переходов и теплоемкость	60
2. Коэффициент теплопроводности	61
3. Коэффициент температуропроводности	62
4. Коэффициент объемного теплового расширения	63
Глава 5. Теплофизические характеристики ледяного покрова Северного Ледовитого и Южного океанов	64
1. Молодой и однолетний арктический морской лед	64
2. Многолетний арктический морской лед	68
3. Антарктический морской лед	69
4. Моделирование географического распределения теплофизических характеристик морского льда	72
Заключение	80
Список литературы	81

**НАЗИНЦЕВ Юрий Леонидович,
ПАНОВ Владимир Васильевич**

**ФАЗОВЫЙ СОСТАВ И ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ
МОРСКОГО ЛЬДА**

Рецензенты: д-р техн. наук М.Г.Гладков,
д-р геогр. наук Ю.А. Горбунов,
канд.техн. наук В.А. Шматков.

Редактор: Н.П.Муравьева
Оригинал-макет и обложка: А.А.Меркулов

ЛР № 020228 от 10.11.96

Подписано в печать 20.12.2000.
Печать офсетная. Печ. л. 5,25.

Формат 60 × 90 1/16
Тираж 1000 экз.

Гидрометеиздат, 199397, Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38