

**АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ**

На правах рукописи

Андреев Олег Михайлович

**ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ МОРСКОГО
ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В АРКТИКЕ**

Специальность 25.00.28 – океанология

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Санкт-Петербург – 2005

Работа выполнена в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте.

Научный руководитель:

кандидат географических наук, с.н.с

Иванов Борис Вячеславович

Официальные оппоненты:

доктор физико-математических наук, с.н.с.

Макштас Александр Петрович

доктор физико-математических наук, профессор

Царев Валерий Анатольевич

Ведущая организация:

Санкт-Петербургский государственный университет, факультет географии и геоэкологии.

Защита состоится 20 октября 2005 г. в 15 час на заседании диссертационного совета Д 327.002.01 при Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте по адресу: 199397, Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Арктического и антарктического научно-исследовательского института.

Автореферат разослан «20» сентября 2005 г.

Ученый секретарь диссертационного совета



Радионов В.Ф.

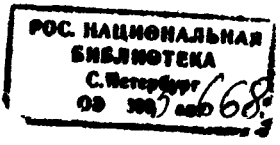
Актуальность проблемы

Известно, что морской лед является характерной особенностью морей полярных широт и непосредственно определяет возможность практической деятельности человека в Арктике. Являясь продуктом взаимодействия двух сред – атмосферы и океана, морской лед оказывает существенное влияние на поддержание термодинамического равновесия между океаном и атмосферой вследствие изменения его толщины, причем равновесие этой системы поддерживается и определяется стабильностью климатической системы. При этом морской лед представляет собой сложное, неоднородное по своим теплофизическим свойствам образование, формирующееся под влиянием целого комплекса внешних факторов. В частности, такими факторами являются метео- и гидрологический режим конкретного района моря в период образования и роста льда, приток коротковолновой солнечной радиации в период таяния и ряд других

Морской ледяной покров в природных условиях не является морфометрически однородным объектом. Он представляет собой совокупность льдин различной толщины, обычно покрытых снегом. Характерной особенностью природного морского ледяного покрова являются торосы, формирующиеся в результате выдавливания кусков битого льда под воду и на поверхность льда. В период таяния на поверхности морского ледяного покрова образуются озера талой воды – снежницы, происходит серьезное уменьшение отражающей способности.

Первые попытки математического моделирования промерзания среды относятся к середине XIX века, и наиболее серьезным исследованием в этом направлении следует признать работу И.О.Стефана (1891), в которой были заложены основы современных методов термодинамического моделирования взаимодействующих сред с движущейся границей раздела фаз. Однако наибольшая исследовательская активность началась в 40–60 годах XX века, когда появились работы А.А.Шепелевского, Л.И.Рубинштейна и В.Г.Меламеда, продемонстрировавшие возможности термодинамического подхода применительно к моделированию морского льда. Отдельно следует выделить классическую работу Ю.П. Доронина (1963). Эта термодинамическая модель морского льда и в настоящее время является одной из наиболее часто используемых. Появившиеся несколько позже модели зарубежных авторов Мэйкута–Унтерштейнера (1971) и Семтнера (1976) стали основой для современных термодинамических моделей морского льда, используемых для различных теоретических исследований.

Однако многие аспекты в термодинамическом моделировании формирования и эволюции морского льда до сих пор являются не решенными. Эволюция вертикального распределения солености морского льда, осолонение подледного слоя



воды при росте льда и поток тепла от воды к нижней границе ледяного покрова, распределение подледной воды при таянии, влияние радиационных факторов, в частности, поглощения лучистой энергии толщей льда на таяние морского льда – вот лишь некоторые из их числа. Кроме того, до сих пор в преобладающем числе расчетных методов, в том числе используемых в совместных динамико-термодинамических моделях морского льда, вертикальный градиент температуры льда по всей его толщине, как правило, принимается постоянным, что справедливо лишь для относительно тонких льдов. Таким образом важность обсуждаемой проблемы и ее, в то же время, недостаточная изученность и определяют актуальность представленной диссертации.

Цель диссертационной работы:

Исследовать основные механизмы формирования морского льда и воспроизвести сезонный ход основных физических параметров морского льда в Арктике путем математического моделирования, в рамках термодинамического подхода.

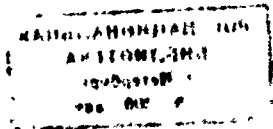
Основные задачи исследования

1. Разработать численную термодинамическую модель морского льда.
2. Определить вклад различных факторов в формирование морского льда, оценить скорость промерзания и таяния тороса.
3. Уточнить или создать новые методики более корректного учета определяющих факторов и проверить адекватность работы модели по результатам натуральных исследований.
4. Исследовать применимость модели к различным физико-географическим условиям Арктики.

Научная и практическая значимость

Диссертационная работа выполнялась в соответствии с плановой тематикой ААНИИ. Полученные результаты могут быть использованы:

- при исследованиях изменений климата Арктики;
- при разработке прогностических моделей эволюции морского ледяного покрова в Арктическом бассейне;
- в виде отдельного самостоятельного термодинамического блока в совместных динамико-термодинамических моделях морского ледяного покрова;
- для более точной оценки характеристик морского льда в конкретные годы (при наличии соответствующих исходных данных) и для конкретных физико-географических объектов в Арктике;
- для оценки прочностных характеристик морского льда.



Научная новизна диссертации

1. В работе развиты новые параметризации усвоения притока тепла солнечной радиации в толще снега и морского льда, а также приведено аналитическое решение описания данного процесса.
2. Впервые предложена, основанная на гипотезе об автомодельности вертикального профиля, параметризация для годового цикла солёности однолетнего морского льда.
3. Впервые в термодинамической модели осуществлен одновременный учет нелинейности профиля солёности льда, структуры морского льда, а также особенностей его радиационных свойств.
4. В работе, на одной расчетной базе с моделью ровного льда, создана оценочная термодинамическая модель торосистого образования.

Апробация работы

Основные результаты работы докладывались на итоговых сессиях ученого совета ААНИИ (1999–2004) и РГГМУ (1999), на семинарах отдела взаимодействия океана и атмосферы ААНИИ (1999–2005), на конференции молодых ученых, посвященной 140 летию Н.М. Книповича (ПИНРО, 2002), на совместных российско-норвежских семинарах по проекту «Транспорт и судьба загрязнений в Северных морях» (ААНИИ-НПИ, 1999–2001), и в рамках совместной российско-норвежской лаборатории по исследованию климата Арктики им. «Фрама». Некоторые, полученные в ходе исследования результаты опубликованы в трудах ААНИИ и журнале «Метеорология и гидрология»

Публикации

По теме диссертации опубликованы 9 печатных работ.

Основные положения, выносимые на защиту

1. Усовершенствованная термодинамическая модель морского льда с учетом реального профиля солёности.
2. Метод усвоения притока тепла солнечной радиации в численной термодинамической модели морского льда с учетом снежного покрова.
3. Модельные оценки влияния гидрометеорологических условий при образовании морского льда на скорость его роста.
4. Модельные оценки скорости промерзания и таяния торосистого образования в зависимости от коэффициента заполнения.
5. Результаты тестирования предложенной термодинамической модели к различным физико-географическим условиям.

Структура диссертации

Диссертационная работа состоит из введения, четырех глав и заключения. Объем диссертации составляет 166 стр. и включает 33 рис., 11 табл. Список цитируемой литературы содержит 110 наименований.

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Во введении обосновывается актуальность темы, формулируются цель и задачи исследования. Приведены основные положения, выносимые на защиту, показаны научная новизна полученных результатов и область их практического применения, излагается структура работы.

Первая глава посвящена описанию общих закономерностей роста и таяния морского льда, формированию его солёности, уделяется внимание вопросу о фазовом составе морского льда.

В параграфе 1.1 рассматриваются общие закономерности роста морского льда, приводятся основные уравнения термодинамики морских льдов, показаны преимущества и недостатки эмпирических формул расчета толщины льда.

Параграф 1.2 посвящен описанию общих закономерностей таяния морского льда. Указываются основные природные механизмы, определяющие как таяние льда, так и его интенсивность.

В параграфе 1.3 большое внимание уделяется описанию формирования и эволюции солёности морского льда, рассматриваются некоторые модели, описывающие эти процессы, приводится ряд натуральных вертикальных профилей солёности, полученных в экспедиционных исследованиях. Отмечается, что качественная и физически адекватная модель формирования и эволюции вертикального профиля солёности морского льда пока не разработана.

В параграфе 1.4 рассмотрен вопрос о фазовом составе морского льда и методах его описания. Указываются источники экспериментальных данных, по описанию соотношения фаз в морских льдах и приводится, по-видимому, наиболее удобная для использования в расчетах, связанных с учетом фазовых переходов во льду аппроксимация соотношения фаз предложенная Ю.Л. Назинцевым.

Во второй главе рассмотрены вопросы об особенностях строения и параметризации теплофизических характеристик морского льда и снега. Описываются методы параметризации турбулентных потоков тепла через снежно-ледяную поверхность, коротковолнового и длинноволнового радиационных балансов снежно-ледяной поверхности.

В параграфе 2.1 приводится определение структуры и текстуры морского льда, рассматривается структурно-генетическая классификация морских льдов Н.В. Черепанова.

Параграф 2.2 посвящен описанию методов расчета теплофизических характеристик морского льда. Такие характеристики, как эффективные теплоемкость и теплота плавления морского льда, а также его плотность являются функцией исключительно количественного соотношения фаз во льду. Точность существующих для этих характеристик теоретических выражений зависит от точности определения фазового состава льда. В большинстве современных научных работ, посвященных моделированию морского ледяного покрова, теплофизические характеристики описываются с использованием различных кусочно-линейных аппроксимаций, описывающих фазовый состав морского льда. Приводятся наиболее удобные при практических расчетах выражения для определения указанных теплофизических характеристик, полученные с помощью кусочно-линейных аппроксимаций фазового состава морского льда по Ю.Л. Назинцеву.

Теплопроводность морского льда, как известно, зависит не только от соотношения фаз, но и от особенностей их взаимного расположения, размеров и формы включений, что и затрудняет ее определение. В связи с этим приводятся несколько теоретических формул для нахождения коэффициента теплопроводности морского льда, полученных на основе различных моделей распределения включений, а соответственно, и структуры морского льда.

В параграфе 2.3 рассматриваются, с привлечением экспедиционных наблюдений автора, структурные и текстурные особенности строения снежного покрова в Арктике. Приводятся различные теоретические и эмпирические выражения для определения теплофизических характеристик снега.

Параграф 2.4 посвящен описанию методов расчета энергообмена между снежно-ледяным покровом и атмосферой в Арктике. Указано, что при определении вертикальных турбулентных потоков явного и скрытого тепла применяются интегральные аэродинамические формулы с коэффициентами обмена, зависящими от стратификации приледного слоя атмосферы. Приводится ряд способов определения длинноволнового радиационного баланса снежно-ледяной поверхности в Арктике. Описываются характерные величины альbedo снежно-ледяной поверхности. Особое внимание уделяется методике расчета коротковолнового радиационного баланса.

В настоящее время, широкое применение нашел следующий способ расчета коротковолнового радиационного баланса поверхности (F) и проникающей в толщу среды солнечной радиации (I_0):

$$F = F_0(1 - \alpha)(1 - i_0), \quad (1)$$

$$I_0 = F_0(1 - \alpha)i_0, \quad (2)$$

где α – альbedo подстилающей поверхности; i_0 – коэффициент пропускания, представляющий собой безразмерный коэффициент, определяющий часть коротковолновой радиации, проходящей сквозь поверхность (или тонкий слой, отождествляемый с самой поверхностью).

Затухание солнечной радиации с глубиной описывается в соответствии законом ослабления Буггера–Ламберта:

$$I_z = I_0 e^{-kz}, \quad (3)$$

где I_z – солнечная радиация, проникающая на глубину z ; k – коэффициент ослабления солнечной радиации в слое от поверхности до глубины равной z .

Расчет проникновения солнечной радиации в толщу среды (льда или снега) позволяет описать накопление собственно в толще среды солнечной энергии, расходуемой затем на изменение, как теплосодержания, так и внутренней структуры исследуемой среды. При этом вопрос о возможности применения коэффициента пропускания (1-2) представляется наиболее принципиальным, так как использование этого коэффициента несет двойную нагрузку: с точки зрения постановки задачи о формализации процесса усвоения, и с точки зрения математической реализации численной схемы (наиболее популярным методом является термодинамическое моделирование с помощью дифференциального подхода). С первой точки зрения – использование коэффициента пропускания позволяет определить ту часть солнечной энергии, которая поглощается в тонком подповерхностном слое среды. Но, так как физически этот процесс еще недостаточно хорошо изучен, то использование коэффициента пропускания позволяет упростить задачу путем отождествления тонкого подповерхностного слоя с самой поверхностью. Это упрощение хорошо согласуется и с задачей математической реализации, основанной на численном решении уравнения теплопроводности (вторая точка зрения) - оно позволяет описать то количество тепла, которое поглощается средой между расчетной точкой на поверхности и первой расчетной точкой внутри среды. Это удобно, но может приводить к принципиально различным результатам моделирования, так как расстояние между этими расчетными точками может быть изменено, а описания изменения коэффициента пропускания для этого случая в научной литературе отсутствует.

На примере расчетов с использованием термической модели снежного покрова показано, насколько сильное влияние может оказывать изменение дискретности применяемой сетки на расчетные профили температуры при указанном способе учета проникающей коротковолновой радиации.

Выход из сложившегося положения предложен в виде функциональной зависимости, определяющей связь коэффициента пропускания, некоторых физических параметров среды и шага расчетной сетки по вертикали. Теоретически

подобную зависимость легко получить, полагая коэффициент ослабления (k) неизменным по всей толще (т. е. оптически однородный слой). Тогда, для верхнего слоя, из закона Бутгера-Ламберта следует, что:

$$(1 - i_0) = 1 - e^{-kz} \text{ или } i_0 = e^{-kz}, \quad (4)$$

где z в этом случае равно шагу расчетной сетки по вертикали.

Однако поскольку в природных условиях коэффициент ослабления не является величиной постоянной, что особенно хорошо проявляется в верхних слоях снега и льда, то в результате анализа экспериментальных данных, приведенных в литературных источниках, удалось получить характерную кривую, описывающую перераспределение солнечной радиации в толще морского льда. В результате ее аппроксимации была получена простая эмпирическая формула для расчета коэффициента пропускания во льду (i_0) в зависимости от альбеда поверхности и шага расчетной сетки модели по вертикали:

$$i_0 = \frac{1}{(0,875 + 0,0025 \cdot \alpha)} \cdot \sqrt{\frac{C}{y}}, \quad (5)$$

где α – альбеда поверхности льда, выраженное в процентах, y – шаг сетки по вертикали, м.; C – константа, имеющая размерность - м (зависящая, по-видимому, от структуры и/или текстуры льда). В первом приближении численное значение константы C получилось равным 0,003722 м.

Для снежного покрова аналогичным образом удалось получить эмпирическую формулу для расчета коэффициента пропускания снежного покрова, в виде:

$$i_0 = \frac{\ln(y) - b}{a}, \quad (6)$$

где a и b – эмпирические функции плотности снега.

При подстановке плотности снега в кг/м^3 (в интервале изменения плотности снега (ρ_s) от 250 до 550 кг/м^3 и альбеда от 85 до 40 %), эти функции имеют следующий вид:

$$a = -(45,0 - 0,06 \cdot \rho_s), \quad (7)$$

$$b = -(2,35 - 0,003 \cdot \rho_s), \quad (8)$$

Проверка полученного соотношения осуществлялась по результатам расчетов ослабления в верхнем слое снега. Для этого использовались экспериментальные

значения, полученные в ходе экспедиционных исследований автора на НЭС "Михаил Сомов" (май 2001 г., дрейфующий лед в районе Земли Франца-Иосифа), а также на припайных льдах и в тундре о. Западный Шпицберген (апрель – май 2002, 2003, 2004 гг.). Показано, что рассчитанные по выражению (6) и измеренные значения величины коэффициента пропускания для верхнего слоя согласуются вполне удовлетворительно. Предложенная функция описывает 59 и 74 % дисперсии указанных экспериментальных выборок для слоев 5 и 10 см соответственно.

Третья глава посвящена формулировке и описанию одномерной термодинамической модели морского льда.

В параграфе 3.1 описывается постановка задачи об эволюции однородного морского снежно-ледяного покрова, которая может быть формализована в виде следующей системы уравнений:

$$\left. \begin{aligned} c_1 \rho_1 \frac{\partial T_1}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z_1} \left(\lambda_1 \frac{\partial T_1}{\partial z_1} + I_0 \right); & 0 < z_1 \leq h(t) \\ c_2 \rho_2 \frac{\partial T_2}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z_2} \left(\lambda_2 \frac{\partial T_2}{\partial z_2} + I_0 \right); & 0 < z_2 \leq H(t) \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

Со стандартными для задач, связанных с морским ледяным покровом граничными условиями:

$$z_1 = 0 \quad \lambda_1 \left. \frac{\partial T_1}{\partial z_1} \right|_{z_1=0} = \Phi; \quad (10)$$

$$z_2 = 0 \quad \lambda_1 \left. \frac{\partial T_1}{\partial z_1} \right|_{z_1=h} = \lambda_2 \left. \frac{\partial T_2}{\partial z_2} \right|_{z_2=0}; \quad (11)$$

$$z_2 = 0 \quad T_1(t, h) = T_2(t, 0); \quad (12)$$

На нижней границе ледяного покрова задается температура замерзания Θ подледной воды, которая может быть как фиксированной, так и меняющейся во времени:

$$z_2 = H \quad T_2(t, H) = \Theta; \quad (13)$$

$$L_2 \rho_2 \frac{\partial H}{\partial t} = \lambda_2 \left. \frac{\partial T_2}{\partial z_2} \right|_{z_2=H} - \Phi_w, \quad (14)$$

где: индекс 1 – обозначает характеристики снега; 2 – характеристики морского льда; t – время; T – температура; z – вертикальная координата; L – эффективная теплота плавления; H – толщина льда; h – толщина снега; c – коэффициент эффективной теплоемкости; ρ – плотность; λ – теплопроводность; Φ_w – поток тепла от воды; Φ – суммарный поток тепла на границе снег (лед)- атмосфера; I_0 – поток коротковолновой солнечной радиации, проникающей в среду; Θ – температура замерзания морской воды.

При таянии снега, верхнее граничное условие приобретает вид:

$$z_1 = 0 \quad T_1 = 0, \quad (15)$$

и добавляется уравнение, описывающее таяние снежного покрова:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{L_1 \rho_1} \left(\lambda_1 \left. \frac{\partial T_1}{\partial z_1} \right|_{z_1=0} - \Phi \right). \quad (16)$$

С началом таяния льда (снег полностью растаял) система уравнений принимает вид:

$$c_2 \rho_2 \frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z_2} \left(\lambda_2 \frac{\partial T_2}{\partial z_2} + I_0 \right); \quad 0 < z_2 \leq H; \quad (17)$$

$$z_2 = 0 \quad T_2 \approx 0; \quad (18)$$

$$z_2 = H \quad T_2(t, H) = \Theta; \quad (19)$$

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{1}{L_2 \rho_2} \left(\lambda_2 \left. \frac{\partial T_2}{\partial z_2} \right|_{z_2=H} - \Phi_w \right) + \frac{1}{L_2 \rho_2} \left(\lambda_2 \left. \frac{\partial T_2}{\partial z_2} \right|_{z_2=0} - \Phi \right). \quad (20)$$

Система уравнений (9-20) имеет ряд существенных отличий от других нелинейных задач такого типа. Оно заключается в том, что теплофизические характеристики зависят от солёности льда, переменной не только во времени, но и по вертикальной координате. Кроме того, по вертикальной координате изменяется и мощность внешнего источника тепла (в нашей задаче – это поток коротковолновой солнечной радиации). В этом случае уравнение (9) вне зависимости от среды, для которого оно справедливо, можно переписать как:

$$c_i \rho_i \frac{\partial \Gamma}{\partial t} = \lambda_i \frac{\partial^2 T_i}{\partial z^2} + \frac{\partial \lambda_i}{\partial z} \cdot \frac{\partial T_i}{\partial z} + \frac{\partial I_0}{\partial z} \quad (21)$$

Уравнение теплопроводности в виде (21) отличается от ранее используемых при моделировании уравнений двумя дополнительными нелинейными слагаемыми $\frac{\partial \lambda}{\partial z} \cdot \frac{\partial T}{\partial z}$ и $\frac{\partial I_0}{\partial z}$. Таким образом уравнению теплопроводности морского льда, используемого в модели, заложены три источника нелинейности – зависимость всех теплофизических коэффициентов от температуры и солёности, учет вертикального градиента теплопроводности и наличие внутреннего источника тепла.

В параграфе 3.2 описывается конечно-разностная аппроксимация приведенных уравнений модели.

В параграфе 3.3 приводятся используемые в модели методы параметризации коротковолнового и длинноволнового радиационных балансов, вертикальных турбулентных потоков явного и скрытого тепла, а также выбранные методы расчета теплофизических характеристик снега и морского льда.

В параграфе 3.4 формулируется разработанная параметризация эволюции профиля солёности однолетнего морского льда, основанная на гипотезе об автомодельности профиля солёности в морском льду.

Так, во время активного роста морского льда, профиль солёности можно описать зависимостью вида:

$$S = S_{\max} \cdot (0,981 - 1,472 \cdot \eta + 3,751 \cdot \eta^2 - 5,662 \cdot \eta^3 + 3,461 \cdot \eta^4), \quad (22)$$

где S_{\max} – солёность на нижней границе морского льда; $\eta = \frac{z}{H}$ – безразмерная вертикальная координата.

Для получения величины солёности морского льда на его нижней границе, в зависимости от поставленной задачи, можно воспользоваться известной формулой В.Л. Цурикова или иными выражениями.

Во время начала таяния снега (лед продолжает расти под действием запаса холода):

$$S = S_{\max} \cdot (0,68 + 5,74 \cdot \eta - 34,97 \cdot \eta^2 + 81,66 \cdot \eta^3 - 84,3 \cdot \eta^4 + 32,19 \cdot \eta^5), \quad (23)$$

В период таяния ледяного покрова (толщина льда более 0,7 м):

$$S = S_{\max} \cdot (0,02 - 0,12 \cdot \eta - 4,44 \cdot \eta^2 + 50,78 \cdot \eta^3 - 90,99 \cdot \eta^4 + 45,44 \cdot \eta^5), \quad (24)$$

здесь S_{\max} – соленость среднего слоя льда (слоя максимальной солености).

Соленость срединного слоя, видимо, необходимо выбирать, опираясь на характерные значения максимальной солености льда для данного периода и данного географического объекта. Однако следует отметить, что для арктических морей, как показывают измерения, типичная максимальная соленость, характерная для описанного профиля, находится в пределах величины 3,0–4,0 ‰.

Значение коэффициентов корреляции значений солености вычисленных по формулам (22, 23 и 24) с приведенными в работе В.Л.Цурикова более 0,99. Это говорит о качественном воспроизведении степенными многочленами исходных данных.

В период активного таяния морского льда, при толщине менее 0,7 м соленость описывается линейной функцией, при этом ее абсолютная величина увеличивается с глубиной.

Таким образом, мы получаем параметризацию эволюции солености однолетнего морского ледяного покрова в течение года. Конечно, такая модель не описывает конкретные физические процессы, происходящие с соленостью в морском льду, но опосредованно учитывает их. Плюсами изложенной параметризации является простота реализации и, что немаловажно, описание всего годового цикла

В параграфе 3.5, как частный случай термодинамической модели – приводится формулировка оценочной модели промерзания и таяния торосистого образования.

Парус тороса в модели представляет собой сложную структуру, состоящую из кусков льда и воздушных пространств, причем в модели полагается, что эти пространства замкнутые и не связаны с атмосферой. Таким образом, парус представляет собой пористую среду, состоящую из морского льда и воздух. В киле тороса поры заполнены морской водой и обязательно имеют свободную связь с нижележащими слоями воды. Это упрощение позволяет не учитывать в термодинамической модели тороса уравнение диффузии соли. Консолидированный слой в модели формируется в результате замерзания морской воды, заполняющей

пространства между кусками льда внутри торося. Под промерзанием торосястого образования в модели понимается увеличение толщины консолидированного слоя.

Система уравнений, для вычисления промерзания торосястого образования (при отсутствии слоя снега на поверхности), в одномерном представлении, имеет следующий вид:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = (a_2 \cdot \gamma_1 + a_{air} \cdot (1 - \gamma_1)) \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{1}{c_2 \rho_2} \frac{\partial I_0}{\partial z}; \quad 0 \leq z \leq h; \quad (25)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a_2 \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{1}{c_2 \rho_2} \left(\frac{\partial \lambda_2}{\partial z} \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\partial I_0}{\partial z} \right); \quad h \leq z \leq H; \quad (26)$$

Граничные условия:

$$z = 0 \quad \lambda_2 \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} = \Phi; \quad (27)$$

$$z = h \quad (\lambda_2 \cdot \gamma_1 + \lambda_{air} (1 - \gamma_1)) \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=h-0} = \lambda_2 \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=h+0}; \quad (28)$$

$$z = h \quad T(t, z_{h-0}) = T(t, z_{h+0}); \quad (29)$$

$$z = H \quad T_z(t, H) = \Theta; \quad (30)$$

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{1}{(1 - \gamma_2)} \frac{1}{L_2 \rho_2} \lambda_2 \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=H} - \Phi_w; \quad (31)$$

где γ – коэффициент заполнения надводной (1) или подводной (2) части торося; h – толщина надводной части торося; H – толщина консолидированного слоя; a – коэффициент температуропроводности льда или воздуха; λ – коэффициент теплопроводности льда или воздуха.

При наличии слоя снега, в систему добавляется уравнение теплопроводности снега как в (9), граничное условие (27) записывается в виде (10) и в систему добавляется условие склейки потоков на границе снег – надводная часть торося в виде, подобном (11-12) с учетом коэффициента заполнения. Таяние торосястого образования сверху вычисляется аналогично таянию ровного морского льда с учетом коэффициента заполнения паруса торося.

В параграфе 3.6 описывается специально поставленный лабораторный опыт по намораживанию морского льда из раствора NaCl в бассейне, по результатам которого, на начальном этапе, тестировалась разработанная термодинамическая модель морского льда. Приведено сравнение толщин лабораторного морского льда, измеренных в ходе эксперимента, с рассчитанными по модели (коэффициент корреляции превысил 0,99).

В четвертой, заключительной, главе приведены результаты валидации термодинамической модели и оценка, с ее помощью, некоторых свойств снега и льда.

В параграфе 4.1 осуществлена проверка работоспособности и адекватности воспроизведения вертикального распределения температуры снеговым и ледовым блоками модели в отдельности. Продемонстрировано неплохое соответствие измеренных и рассчитанных значений температуры (коэффициент корреляции 95–99%). Проведена оценка чувствительности расчетных параметров морского льда к изменениям внешних условий. Получено, что основное влияние на изменение толщины льда оказывают колебания температура воздуха и толщины снега, меньше прослеживается влияние изменений облачности и относительной влажности воздуха. Колебания атмосферного давления и скорости приземного ветра практически не сказываются на изменении толщины льда.

В параграфе 4.2 приводятся результаты сравнения модельных расчетов и натуральных измерений вертикального распределения температуры морского льда по данным СП-13. Показано хорошее соответствие вычисленных и измеренных значений для холодного периода года (коэффициент корреляции 0,97 – 0,99), и неплохое для периода таяния (коэффициент корреляции 0,75 – 0,80).

Параграф 4.3 посвящен проверке адекватности воспроизведения моделью толщин морского льда в сравнении с натурными измерениями. Для районов о. Диксон и арх. Шпицберген проведены расчеты толщин припайного льда и их сопоставление с измеренными значениями. Получено хорошее соответствие измеренных и рассчитанных значений (коэффициент корреляции 0,97 (район о. Диксон)).

Параграф 4.4 посвящен оценке влияния некоторых природных характеристик, учитываемых моделью, на изменение толщины морского льда. На примере припайных льдов районов о. Визе и Кандалакшского залива показано влияние гидрометеорологических условий ледообразования на скорость роста морского льда. Получено, что лед вертикально-волокнистой структуры, формирующийся при относительно спокойных погодных условиях растет на 13–15% быстрее льда зернистой структуры, формирующегося в динамичных погодных условиях. Отмечено, что это влияние сказывается лишь в период роста морского льда. На примере расчетов для СП-13 и Кандалакшского залива установлено, что при расчетах морского льда в период таяния важнейшую роль играет величина коэффициента пропускания. Показано, что при некорректном учете его величины

разница в величинах толщин тающего толстого морского льда может достигать 20–25 % а при относительно тонких, сезонных льдах, смещаются расчетные даты схода снежного покрова и взлома припая.

Проведены модельные оценки потока тепла от нижележащих слоев воды к нижней границе морского льда и продемонстрировано, что при увеличении начальной толщины перемешанного слоя практически так же уменьшается поток тепла от воды. Оценена величина потока соли от растущих льдов различной толщины. При расчетах получено, что поток соли от тонких льдов, вызванный отторжением соли на границе лед-вода, в разы превосходит поток соли от толстых. Кроме того, исследована роль солёности морского льда на скорость его роста. Продемонстрированы два противоположных мнения, высказываемых в научной литературе. Отмечено что, по видимому, оба они описывают лишь крайние случаи, а в природных условиях возможны оба варианта. По результатам расчетов для условий района о. Диксон получено, что солёный лед растет на 10 % быстрее пресного.

В параграфе 4.5 приводится сравнение скоростей роста ровного льда и промерзания торосистого образования. Показано, что торос промерзает быстрее, чем ровный лед. Причем с ростом коэффициента заполнения надводной и подводной частей скорость промерзания увеличивается. Сравнение скоростей таяния паруса тороса и ровного льда показало, что торос тает быстрее и скорость таяния увеличивается при уменьшении коэффициента заполнения паруса.

В заключении сформулированы основные результаты диссертационной работы:

1. Продемонстрированы основные недостатки параметризаций усвоения коротковолновой солнечной радиации применительно к численному термодинамическому моделированию. На основании натуральных данных, полученных из литературных источников и экспериментов, выполненных в рамках этой работы разработана новая параметризация усвоения тепла коротковолновой радиации в толще снега и морского льда. Проверка параметризации по независимым данным для снега подтвердила хорошее соответствие вычисленных и измеренных значений коэффициента пропускания.

2. Критически рассмотрены существующие модели, описывающие эволюцию солёности льда. Показаны их недостатки, препятствующие использованию этих моделей для расчета изменяющегося во времени и неоднородного по вертикали профиля солёности морского льда. В связи с этим разработан простой алгоритм, позволяющий рассчитывать эволюцию вертикального профиля солёности однолетнего морского льда.

3. Разработана усовершенствованная термодинамическая модель морского льда, учитывающая три источника нелинейности (зависимость теплофизических характеристик от температуры и солёности, учет вертикального градиента

коэффициента теплопроводности и наличие внутреннего источника тепла). Выполнена модельная оценка чувствительности параметров морского льда к изменениям внешних условий, выделен ряд наиболее влияющих на изменение толщины морского льда внешних факторов. Осуществлена проверка работоспособности и адекватности воспроизведения моделью термических условий и динамики изменения толщины морского льда и снега для различных географических объектов Арктики (Кандалакшский залив Белого моря, районы о. Визе и о. Диксон в Карском море, залив Гренфиорд (арх. Шпицберген), дрейфующая станция СП-13).

4. Показано влияние гидрометеорологических условий ледообразования на скорость роста морского льда. Получено, что лед вертикально-волокнистой структуры, формирующийся при относительно спокойных погодных условиях растет на 13–15% быстрее льда зернистой структуры, формирующегося в динамичных погодных условиях. Отмечено, что это влияние сказывается лишь в период роста морского льда.

5. Установлено, что при расчетах морского льда в период таяния важнейшую роль играет величина коэффициента пропускания. Показано, что при некорректном учете его величины в численной термодинамической модели, разница в величинах толщин тающего толстого морского льда может достигать 20–25 %. При относительно тонких, сезонных льдах, серьезно смещаются даты схода снежного покрова и взлома припая.

6. Оценена величина потока соли от растущих льдов различной толщины. Получено, что поток соли ото льдов толщиной 50–70 см более чем вдвое превосходит поток соли ото льдов 150–170 см и более чем вчетверо, чем ото льдов 280–300 см толщины.

7. Разработана простая термодинамическая модель промерзания и таяния торосистого образования. На ее основании проведены оценки скоростей промерзания тороса в зависимости от коэффициента заполнения его надводной (парус) и подводной (киль) частей. Показано, что скорость промерзания тороса с коэффициентом заполнения подводной части 0,6 в 1,4 раза, а с коэффициентом 0,9 в 3,4 раза превышает скорость роста ровного льда при одинаковых условиях. Оценена скорость таяния надводной части тороса в зависимости от коэффициента заполнения и альбедо поверхности. Получено, что надводная часть тороса тает быстрее даже при одинаковых значениях альбедо поверхности льда и тороса, чем ровный лед, причем эта скорость растет по мере уменьшения коэффициента заполнения.

По теме диссертации опубликованы следующие работы:

1. Параметризация радиационных процессов в модели ледяного покрова.- Метеорология и гидрология. –2001. –№ 2. –С. 81–88 (вместе с Б.В.Ивановым).

2. О решении задачи усвоения коротковолновой радиации в толще снега.- Метеорология и гидрология. –2001. –№ 12. –С. 65–69 (вместе с Б.В.Ивановым).

3. Параметризация переноса коротковолновой солнечной радиации в снежно-ледяном покрове.- Метеорология и гидрология. –2003. –№ 2. –С. 54–58 (вместе с Б.В.Ивановым).

4. Предварительные результаты исследования свойств снежного покрова архипелага Шпицберген в мае 2002 г. Комплексные исследования природы Шпицбергена. – Изд. КНЦ РАН, г. Апатиты. –2003. –вып.3. –С. 124–127 (вместе с Б.В.Ивановым, А.М.Безгрешновым).

5. Рост толщины льда в Кандалакшском заливе Белого моря // Материалы III международного семинара "Рациональное использование прибрежных районов полярных морей", 17 июля 1998. Кандалакша. –С-Петербург. –1999. –С. 81–95 (вместе с Н.В.Кубышкиным).

6. Термодинамическое моделирование морского ледяного покрова в Арктическом бассейне / Тезисы докладов "Всероссийской конференции молодых ученых, посвященной 140-летию со дня рождения Н.М.Книповича", 23–25 апреля 2002 Мурманск. –Мурманск. –2002. –С. 10–11.

7. Особенности термической структуры арктических снежниц. - Труды ААНИИ т.446. –СПб. –Гидрометеоиздат. –2003. –С. 176–184. (вместе с Б.В.Ивановым)

8. Исследования радиационных и теплофизических свойств снежно-ледяного покрова в районе ледника Альдегонда. В сб.: «IV Международная конференция - Комплексные исследования природы Шпицбергена». –Изд. КНЦ РАН г. Апатиты. –2004. –вып.4. –С. 199–206 (совместно с Б.В.Ивановым, П.Н.Священниковым, Р.Е.Власенковым)

9. Radiation and thermophysical characteristics of snow and sea ice covers in the Arctic areas / Arctic-alpine ecosystems and people in a changing environment. Polar Environmental Centre, Tromso, Norway. 24.02–01.03.2003. –Book of abstracts. –P. 79. (with B.V. Ivanov)



Ротапринт ААНИИ. Заказ № 17. Тираж 100 экз.

№ 16698

РНБ Русский фонд

2006-4

13559