

**Российская академия наук  
Институт вычислительной математики  
(ИВМ РАН)**

**МОДЕЛИРОВАНИЕ ЦИРКУЛЯЦИИ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО  
ОКЕАНА**

Ответственный  
исполнитель  
д.ф.-м.н. Яковлев Н.Г.

Москва 2008

## Реферат

Завершен цикл исследований, проведенных с численной моделью невысокого пространственного разрешения, для области Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана севернее  $65^{\circ}$  с.ш., без учета Гудзонова залива по восстановлению среднемесячного состояния в период 1948-2002 гг.. В работе дается подробное описание физической постановки задачи, используемых приближений и параметризаций, используемых параметров атмосферного и океанского внешнего воздействия. В целом автор следует требованиям протокола проекта сравнения моделей Северного Ледовитого океана (АОМIP) [1]. В работе анализируются основные среднемесячные характеристики: толщина льда, скорость дрейфа льда, толщина снега, скорость течений, температура и соленость, полученные как среднемноголетнее среднее за 1958-2002 гг. Отмечается хорошее воспроизведение характеристик морского льда: толщины льда, области распространения, сплоченности и скорости дрейфа. Так, средняя скорость дрейфа льда в течение года примерно 3,33 см/с, что согласуется с данными, полученными с дрейфующих буев, которые дают среднегодовую скорость дрейфа льда 3,65 см/с. Удастся воспроизвести структуру и абсолютные скорости дрейфа льда в конкретные месяцы. Данные расчетов сравниваются со спутниковыми данными и данными, полученными с дрейфующих буев. Подробно рассматриваются характеристики морского льда в проливе Фрама – эволюция толщины, скорости дрейфа и переноса объема льда через пролив. Вместе с тем, отмечаются проблемы с воспроизведением наблюдаемого распределения толщины снега. Предлагается возможное объяснение полученных результатов. Благодаря использованию параметризаций горизонтальной турбулентности типа «эффекта Нептуна» и вихревого переноса скаляра удастся сохранить циклоническую циркуляцию в слое атлантических вод, несмотря на то, что низкое пространственное разрешение не позволяет воспроизвести узкую топографическую струю явно. Проведены методические расчеты по явному учету прилива M2 в модели климата СЛО. Показано, что учет прилива требует пересмотра ряда параметризаций, в том числе – коэффициента сопротивления на границе вода-лед. Увеличение коэффициента на два порядка позволяет получить более реалистичную картину распределения льда по грациям толщины в проливе Фрама. Вместе с тем остается нерешенной проблема описания вертикальной турбулентности, которая в представленной модели приводит к излишне сильному вертикальному перемешиванию. Высокое качество полученных результатов позволяет надеяться на прогресс в задаче прогноза изменений климата в высоких широтах.

<b>РЕФЕРАТ.....</b>	<b>2</b>
<b>1 ВВЕДЕНИЕ.....</b>	<b>5</b>
<b>2 МОДЕЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ, ВЫБОР СИСТЕМЫ КООРДИНАТ, СИСТЕМА УРАВНЕНИЙ И ГРАНИЧНЫХ УСЛОВИЙ МОДЕЛИ. ....</b>	<b>6</b>
2.1 Модельная область. ....	6
2.2 Динамика и термодинамика океана. ....	7
2.3 Термодинамики льда.....	10
2.4 Дрейф льда.....	13
2.5 Численная схема.....	14
<b>3 ВНЕШНИЕ ВЫНУЖДАЮЩИЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ.....</b>	<b>16</b>
<b>4 РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ. СРЕДНЕМНОГОЛЕТНИЕ СРЕДНЕМЕСЯЧНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ.....</b>	<b>18</b>
4.1 Организация вычислений.....	18
4.2 Параметры морского льда и снега. ....	19
4.3 Скорость течений.....	23
4.4 Температура и соленость.....	25
<b>5 ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЛЕДОВОГО И СНЕЖНОГО ПОКРОВОВ. ....</b>	<b>27</b>
5.1 Изменчивость области океана, покрытой льдом, и площади льда. ....	27
5.2 Изменчивость массы и толщины льда.....	34
5.3 Механизмы формирования распределения толщина снега.....	36
5.4 Скорость дрейфа льда.....	37
5.5 Характеристики ледового покрова в проливе Фрама. ....	40
<b>6 УЧЕТ ПРИЛИВОВ В МОДЕЛИ КЛИМАТА СЛО.....</b>	<b>48</b>
6.1 Параметризация вихревого переноса скаляра. ....	53

**ЗАКЛЮЧЕНИЕ. .... 63**

**ЛИТЕРАТУРА..... 64**

# 1 Введение.

В настоящее время научное сообщество согласно с тем, что полярные области Земли во всех своих аспектах очень слабо изучены, и в то же время – потенциально наиболее подвержены влиянию глобальных изменений климата. Некоторая неопределенность во мнениях о роли полярных областей в изменениях климата и о возможном отклике Арктики на такие изменения привели к необходимости формирования такой крупной программы, как Международный Полярный Год 2007-2008 (МПГ 07-08). В рамках этой программы сформулированы ряд международных и национальных проектов. Существуют специальные проекты по развитию численных моделей – в том числе проект АОМIP [1] (официальный сайт программы: [http://fish.cims.nyu.edu/project\\_aomip/overview.html](http://fish.cims.nyu.edu/project_aomip/overview.html)).

Состояние снежного и ледового покровов Северной полярной области является одним из наиболее очевидных индикаторов процессов изменения глобального климата. Одним из ключевых вопросов, стоящих в настоящее время перед мировой наукой, можно считать вопрос: «Наступит ли в обозримом будущем такое состояние климатической системы Земли, когда летом Северный Ледовитый океан будет полностью свободен ото льда?». Тот или иной ответ имеет массу практических следствий. Например - для прогноза транспортной деятельности (возможность мореплавания неподготовленных судов через полюс, напрямую из Европы в Юго-Восточную Азию), для работ на шельфах арктических морей, для выработки мероприятий, связанных с обороной страны, и т.д. В то же время, ответ на этот вопрос только на основе анализа данных имеющихся наблюдений неочевиден, и связан с решением различных научных задач, направленных на понимание физических механизмов наблюдаемой изменчивости состояния ледового и снежного покровов.

За последние три десятилетия отмечается значительный прогресс в понимании физики и в моделировании морского льда, что прослеживается в большом числе публикаций, посвященных данной теме. Только данные по дрейфующим буям использованы более чем в 500 опубликованных работ. Сделать обзор всех работ практически невозможно, однако можно выделить основные идеи. Прежде всего - это идея о том, что изменчивость морского льда на достаточно больших масштабах времени объясняется взаимодействием термодинамических и динамических процессов, так что невозможно отдать приоритет ни одному из этих процессов. Поэтому развитие численных моделей идет по пути усложнения как локально-одномерных термодинамических моделей, так и моделей дрейфа льда со сложным описанием процессов динамики, связанной с нелинейной реологией льда и с процессами торошения.

## **2 Модельная область, выбор системы координат, система уравнений и граничных условий модели.**

### **2.1 Модельная область.**

Рассматривается область Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана севернее  $65^{\circ}$ с.ш., без учета Гудзонова залива (рис.1). Учитываются пять островов. Канадский архипелаг детально не описывается. В целом конфигурация области близка к использовавшейся ранее в работах автора [2-6], за исключением того, что были немного заглублены шельфы в проливе Фрама у Шпицбергена и создан небольшой шельф у побережья Норвегии для более адекватного описания крайне важных в данной задаче вдольбереговых струй. Кроме того, в Канадском архипелаге сделаны три пролива: Нарский, МакКлури и модельный пролив в районе о-ва Принс-Патрик. Берингов пролив считается открытым. Учитываются восемь основных рек, эстуарии которых рассматриваются как специального вида проливы. Белое море, которое при данном пространственном разрешении не описывается с достаточной точностью, рассматривается как эстуарий реки Северная Двина.

Уравнения динамики океана и морского льда рассматриваемой модели записываются в широко распространенной системе координат «сферического слоя»  $(\lambda, \theta, z)$  (долгота, дополнение широты до  $90^{\circ}$ , глубина, отсчитываемая вертикально вниз от поверхности океана в состоянии покоя относительно Земли) с полюсами, расположенными в точках с географическими координатами  $180^{\circ}$ в.д.,  $0^{\circ}$ с.ш. – «Северный» полюс,  $0^{\circ}$ в.д.,  $0^{\circ}$ с.ш. – «Южный» полюс. Все слагаемые в уравнениях инвариантны относительно выбора положения полюсов, за исключением силы Кориолиса. Пространственное разрешение модели -  $1^{\circ}$  по горизонтальным переменным в повернутой системе координат, т.е. около 111,2км. По вертикали бралось 16 неравноотстоящих уровней в z-системе координат со сгущением к поверхности океана.

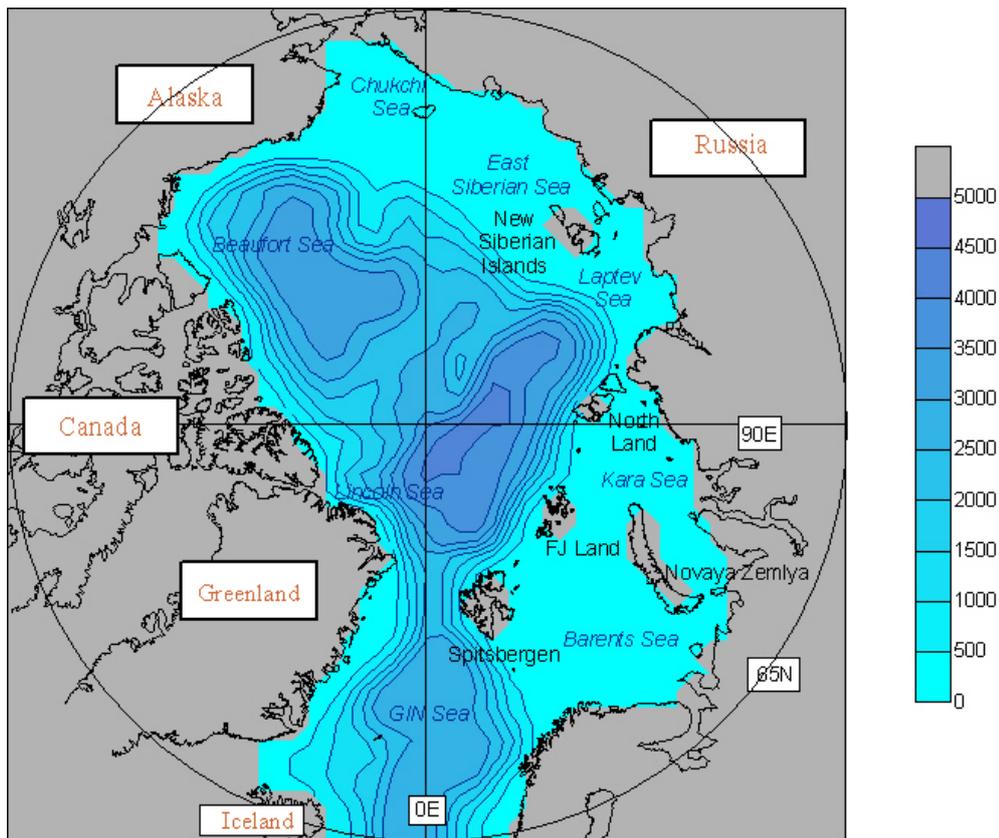


Рис. 1. Модельная область и используемый рельеф дна.

## 2.2 Динамика и термодинамика океана.

Используются ставшие традиционными при исследовании крупномасштабной динамики океана приближения Буссинеска, гидростатики и несжимаемости морской воды (так называемая «примитивная» система уравнений). Операторы турбулентного обмена импульсом и операторы диффузии тепла/солей, следуя гипотезе Буссинеска, запишем в простом виде, предполагая диагональность тензора коэффициентов турбулентных напряжений и изотропность процессов турбулентного обмена по горизонтали. В целом постановка задачи динамики океана (уравнения и граничные условия) следует работам автора [2-5]. Поэтому отметим моменты, отличающие представленную модель от используемых ранее версий.

В новой модели учитываются все метрические слагаемые в операторах адвекции и турбулентной вязкости для компонент вектора скорости течений океана и дрейфа льда. Несмотря на относительно небольшой вклад в баланс импульса в случае выбора системы координат с модельным полюсом вдали от рассматриваемой области, эти слагаемые становятся существенными для сохранения углового момента при интегрировании задачи на времена порядка 100 лет.

Уравнения модели океана записаны в области с плоской (в координатах сферического слоя) верхней поверхностью, для колебаний уровня ставится линейризованное кинематическое условие. Давление на верхней поверхности океана создается атмосферным давлением, давлением, создаваемым колебаниями уровня океана и весом льда с лежащим на нем снегом.

Для потока проникающей в воду солнечной радиации использовалась формула экспоненциального затухания. В предположении прозрачности арктической воды для коротковолновой части спектра глубина затухания  $\zeta_1 = 120\text{с}\dot{\iota}$ , для длинноволновой  $\zeta_2 = 28\dot{\iota}$ , доля коротковолновой части излучения  $R_1 = 0,68$  аналогично тому, как это предложено в работе [7]. Сразу заметим, что предположение о прозрачности может быть неверным для некоторых районов – например, для эстуариев летом, когда идет вынос примесей и цветение планктона.

Для параметризации вертикального турбулентного обмена в высоких широтах хорошо себя зарекомендовала относительно простая параметризация, основанная на формуле Монина-Обухова [8, 9], с выбором параметров аналогично работам [10, 11] так, что при неустойчивой стратификации достигаются высокие значения коэффициентов вертикального турбулентного обмена. Придонный пограничный слой явно не описывается. В целях регуляризации задачи диапазон изменений коэффициента вертикальной турбулентной вязкости ограничивается сверху и снизу:  $10\text{см}^2\text{с}^{-1} \leq \nu \leq 10^6\text{см}^2\text{с}^{-1}$ . Коэффициенты вертикальной турбулентной диффузии тепла и солей пропорциональны коэффициенту вертикальной турбулентной вязкости и  $\nu_T = \nu_S = 10^{-2}\nu$  соответственно. При этом также накладываются ограничения  $0,1\text{см}^2\text{с}^{-1} \leq \nu_T, \nu_S \leq 10^3\text{см}^2\text{с}^{-1}$ . Важно то, что в большинстве случаев модель в случае устойчивой стратификации работает на нижнем пределе  $\nu_T = \nu_S = 0,01$ . Некоторая дополнительная диффузия появляется при численной реализации и в некоторой степени заменяет физическую турбулентную диффузию.

Для параметризации вдольбереговых струй использовались результаты работ [12-14]. В работе [12] использована простая параметризация, использующая понятие «статистически равновесной» баротропной функции тока, описывающей состояние океана в отсутствие внешнего крупномасштабного форсинга:

$$\psi_N = -lR_N^2 H. \quad (1)$$

Здесь  $H$  - глубина океана, а масштаб длины  $R_N \approx 3 \div 12$  км согласно многочисленным оценкам (см. например работу [15]). Скорость течения, соответствующую функции тока  $\psi_N$ , обозначим  $\vec{u}_N$ .

Дальнейшее развитие эта теория получила в работе [13], где было получено уравнение баротропного вихря  $\varpi$  в рамках гипотезы максимальной скорости роста энтропии:

$$\frac{\partial \varpi}{\partial t} + J(\bar{\psi}, \bar{q}) = A_E \nabla^2 \varpi + \frac{A_E}{\mu} (\varpi^* - \varpi). \quad (2)$$

Здесь (обозначения оригинальной работы)  $\bar{\psi}$  - функция тока среднего по времени течения,  $\bar{q}$  - средний по времени потенциальный вихрь,  $\varpi^*$  - «равновесная» завихренность, связанная со средним течением, определенным в (1),  $A_E$  - коэффициент горизонтального турбулентного обмена. Параметр  $\mu$  выбирается из условия выполнения законов сохранения энергии и энтропии. Важно отметить, что здесь получен вид оператора в параметризации дополнительной силы («топографического напряжения»), приводящей к формированию струйного течения над особенностями рельефа дна. Сравнение с результатами работы [14], где аналогичная методика использовалась для моделирования Северного Ледовитого океана, позволяет сделать вывод, что в последнем слагаемом параметр  $\frac{A_E}{\mu} = \mathcal{G} \cdot A_E R_N^{-2}$ ,  $\mathcal{G} = \hat{I} (10^{-3})$ . В представленной модели были выбраны параметры  $R_N = 5 \text{ км}$  и  $\mathcal{G} = 5 \cdot 10^{-3}$ .

Если описанная выше параметризация описывает генерацию среднего течения над особенностями рельефа, то параметризация [16] описывает эффект от переноса скаляра – температуры или солёности – вихрями, генерирующимися на наклонных изопикнических поверхностях. Обычно вихревой перенос делают вместе с параметризацией диффузии на изопикнических поверхностях в приближении малых углов наклона последних [17]. В данной модели перемешивания на изопикнических поверхностях не вводилось, чтобы не дублировать этот эффект похожим механизмом, возникающим при численной реализации схемы переноса с введением искусственной диффузии по потоку. Реализация вихревого переноса сделана в терминах «косого потока» с антисимметричным тензором коэффициентов турбулентной диффузии [18]. Коэффициент «вихревой диффузии» полагался постоянным и равным  $A_{gm} = 5 \cdot 10^6 \text{ см}^2 \cdot \text{с}$ , кроме того, вводилось ограничение на величину коэффициентов тензора вихревой диффузии согласно [19], так что наклон изопикнических поверхностей не превосходил  $4 \cdot 10^{-3}$ . Наклон изопикнических поверхностей ограничивался также в верхнем перемешанном слое согласно [20].

## 2.3 Термодинамики льда.

В целом модель локально-одномерной термодинамики льда основана на идеях, изложенных в работе [21] и практически не отличается от модели, использовавшейся автором в работе [3]. Термодинамический блок применяется к каждой из 14 градаций льда по толщине: 0 см (открытая вода), 10, 20, 30, 50, 70см, 1, 1.5, 2, 3, 4, 5, 6, 10, и более 10 м. Основные отличия от предыдущей версии модели термодинамики льда в параметризациях – альбедо, потока тепла из океана, потоков радиации, изменении сплоченности льда при его эволюции.

Термодинамическая модель имеет один очевидный недостаток – она не учитывает теплоемкость льда, зависимость теплоемкости и теплопроводности от температуры и от солености льда, и распределение солености льда по его толщине. Поэтому в модели выбирается, по существу, только один уровень по вертикали для снега и два – для льда. Использование упрощенной термодинамической модели оправдывается тем, что, как показывают оценки, реалистичное описание динамики льда имеет большее значение, чем выбор большого числа уровней по вертикали [22].

В представленной модели выбор параметризации альбедо сделан аналогично блоку морского льда CCSM2 климатической модели Национально центра атмосферных исследований, Боулдер, Колорадо, США [23] с некоторыми упрощениями, связанными с тем, что не делается различий между альбедо в различных спектральных интервалах, а используется интегральное альбедо, среднее для всех длин волн и углов падения (соответствующая приближенная формула приводится также в [23]). Под термином «мокрый» снег или лед понимается поверхность с температурой большей  $-1^{\circ}\text{C}$  – при этой температуре начинается образование луж на поверхности снега или льда. Достаточно тонкий снег лежит так называемыми «косами», его эффективное альбедо вычисляется с учетом доли проникающей в открытый лед радиации. Используемые альбедо приводятся в Таблице.

Для параметризации коротковолновой радиации, проникающей в не покрытый снегом лед, используется предположение о том, что часть радиации, не отраженная поверхностью, поглощается в самом верхнем слое льда [21]. Это приводит к изменению эффективного альбедо льда, так что в выражении для потока коротковолновой радиации появляется дополнительный множитель  $(1-i_0)$ , где  $i_0$  - доля радиации, проникающая в лед. Согласно наблюдениям,  $i_0$  зависит от спектрального состава падающего излучения. Эту зависимость можно рассматривать как функцию балла облачности  $N$  [24] (облачность сдвигает спектр солнечного излучения в длинноволновую область, увеличивая  $i_0$ ):  $i_0 = 0.18 + 0.17 \cdot N$ . Затухание проникающей в лед радиации происходит по экспоненциальному закону с масштабом длины  $h_R = 1.5i$  [25],

независимо от длины волны. В данном случае, поскольку формально лед не имеет теплоемкости, проникающая в лед радиация не меняет его температуры. Прошедшее через лед излучение поглощается в слое воды подо льдом в соответствии с законом экспоненциального затухания для двух градаций излучения по длине волны.

поверхность	сухой $T < -1^\circ\text{C}$	мокрый $T > -1^\circ\text{C}$
$\alpha_s$ , снег	0,8	$\alpha_s = 0,8 - 0,1 \cdot (T + 1)$
$\alpha_i$ , лед толщиной $h_i$	$\alpha_i = \alpha_w + h_i(0,65 - \alpha_w) / 50$ , если $h_i \leq 50$ см, $\alpha_i = 0,65$ , если $h_i > 50$ см.	$\alpha_i = \alpha_w + (0,65 - 0,075 \cdot (T + 1) - \alpha_w)h_i / 50$ , если $h_i \leq 50$ см, $\alpha_i = 0,65 - 0,075 \cdot (T + 1)$ , если $h_i > 50$ см.
$\alpha_w$ , вода	0,1	
Эффективное альbedo снега толщиной $h_s$ , лежащего косами	$\alpha = s_f \cdot \alpha_s + (1 - s_f) \cdot (\alpha_i + (1 - \alpha_i) \cdot i_0), \quad s_f = \frac{h_s}{h_s + 2\tilde{n}i}$	

Таблица. Параметризация альbedo снега и льда в зависимости от температуры поверхности  $T$  и толщины льда  $h_i$  и снега  $h_s$ . Параметр  $i_0$  - доля проникающей в лед радиации, считается зависящей от балла облачности (см. в тексте).

Естественно предположить, что поток явного тепла из океана в лед  $Q_B$  пропорционален разности температур океана и нижней поверхности льда (равной температуре замерзания морской воды  $T_F(S)$  [26]) и скорости трения на границе воды и льда  $u_* = \sqrt{C_D} |\bar{u} - \bar{u}_i| / \sqrt{\rho_0}$  [27]:

$$Q_B = \rho_0 C_p \cdot St \cdot u_* (T(z=0) - T_F(S)). \quad (3)$$

( $C_p$  - теплоемкость воды). Коэффициент пропорциональности  $St$  (число Стентона) меняется в пределах,  $St = 5.0 - 6.0 \cdot 10^{-3}$  [28]. В модели принимается  $St = 5.5 \cdot 10^{-3}$ . Коэффициент  $C_D$  вычисляется как коэффициент трения в логарифмическом профиле течения у шероховатой стенки. Согласно данным измерений, параметр шероховатости [28] для характерной в Арктике толщины льда  $z_0^* = 5 \text{ мм}$ , а расстояние до стенки принимается равным  $\delta z = 1 \text{ м}$ . В данной модели, аналогично работам [22, 29], шероховатость  $z_0$  нижней поверхности льда задается функция его толщины  $h_i$ :  $z_0 = z_0^* \frac{h_i}{H_0}$ , где для условий Северного Ледовитого океана полагается

$H_0 = 3$  м. Если предположить, что скорость трения берется из решения задачи совместной динамики льда и океана и, следовательно, скорость океана вычисляется на расстоянии порядка нескольких метров от границы раздела, то полезно ввести ограничения снизу и сверху, например, в виде  $0.075 \leq |\vec{u}_*| \leq 100 \text{ см/с}$ .

Шуга (новый лед на открытой воде) образуется в случае реализации условия  $T \leq T_F(S)$ . При этом, вообще говоря, в модели шуга может образовываться на любой глубине вплоть до дна. При образовании шуги считается, что теплота плавления льда с соляными карманами составляет 0,92 от теплоты плавления однородного льда [30].

При образовании нового льда предполагается, что он занимает открытую воду и площадь, занятую льдом первой градации по толщине, если его толщина меньше верхнего предела второй градации льда. В противном случае масса шуги распределяется по градациям льда пропорционально их сплоченности. Выбор методики распределения нового льда по градациям важен для параметризации скорости образования льда и скорости конвекции, вызванной выбросом соли из льда в океан. В настоящей версии модели принимается, что толщина шуги 1 см.

Изменения массы льда и снега и сплоченности льда вычисляются отдельно для каждой градации льда по толщине. Предполагается, что изменение сплоченности за счет бокового таяния пропорционально изменению толщины льда за счет таяния его на нижней поверхности, с коэффициентом пропорциональности  $5 \cdot 10^{-5} \text{ см}^{-1}$  (см. обзор параметризаций [23]).

Перераспределение массы льда по градациям толщины происходит в результате процессов таяния и намерзания, и при торошении льда при его движении. Последний процесс описывается аналогично тому, как это предложено в работах [31-33].

При перераспределении массы льда по градациям толщины необходимо следить за сохранением его теплосодержания, т.е. в данном случае - за сохранением температуры поверхности льда. Необходимо также обеспечить сохранение массы снега, находящегося на льду. Считалось, что при торошении половина массы снега остается на торосящемся льду, а половина попадает в воду, создавая соответствующий поток пресной воды. При таянии и намерзании льда на нижней поверхности снег в воду не попадает (за исключением случаев полного стаивания льда). Поскольку соленость льда считается постоянной по его толщине, сохранение массы соли во льду обеспечивается автоматически.

## 2.4 Дрейф льда.

Расчет скорости дрейфа морского льда основан на работах [31-35]. Выбрана упруго-вязко-пластичная реология [35, 36] – в настоящее время именно такая реология является своего рода стандартом в глобальных и региональных климатических моделях. При этом «упругость» морского льда вводится как прием, позволяющий формально свести задачу по вычислению компонент тензора напряжений к эволюционной постановке и, таким образом, упростить ее численное решение.

Важное отличие от стандартной постановки задачи состоит в том, что в балансе сил, действующих на лед, учитывается эффект давления атмосферы и дополнительное давление, создаваемое лежащим на льду снегом. Кроме того, в отличие от работы [34] не делалось предположения, что для морского льда можно пренебречь инерционными слагаемыми:  $m(\vec{u}_i \cdot \vec{\nabla})\vec{u}_i \approx 0$ . Действительно, как показывают расчеты, у побережья Гренландии моментальная скорость дрейфа льда превышает 1 м/с, так что уже при пространственном разрешении порядка десятков километров адвекция становится сравнима с силой Кориолиса. В балансе сил учитывались все метрические слагаемые, возникающие при записи уравнений в системе координат сферического слоя.

Коэффициент трения на границе «воздух-лед» для толстого – более 3 м – льда рассчитывается по квадратичной аэродинамической формуле с коэффициентом трения  $C_w = 2,75 \cdot 10^{-3}$ , что соответствует оценкам, полученным по данным наблюдений и по модельным расчетам [37]. Считается, что тонкий лед неотличим от воды, поэтому в диапазоне средней толщины льда 0-3м берется линейная интерполяция коэффициентов ветрового трения воды (согласно работе [38]) и толстого льда. Аккуратный выбор коэффициента ветрового трения имеет значение для воспроизведения баланса между скоростью образования льда и выносом его через пролив Фрама в Норвежско-Гренландское море. Как было отмечено выше, коэффициент трения  $C_D$  на границе «вода-лед» вычисляется как коэффициент трения в логарифмическом профиле течения у шероховатой стенки, с учетом изменения параметра шероховатости в зависимости от средней толщины льда. В параметризации трения на границе «вода-лед» считалось, согласно протоколу АОМIP, что угол между скоростью дрейфа льда и скоростью течений в верхнем слое равен 0. Отметим также, что проблема параметризации коэффициентов трения для расчета дрейфа льда обсуждается в работе [39].

Вычисление давления во льду (или прочности льда) основано на работах [31-33]. При этом прочность льда тесно связана с процессом торошения льда. Предполагается, что основной

вклад в прочность льда вносят градации толщины льда, составляющие первые примерно 15% его площади. В последнее время именно такая параметризация находит все большее применение, так как, несмотря на несколько более сложную реализацию, дает более реалистичные результаты по воспроизведению скорости дрейфа в областях, покрытых толстым (более 3м) льдом [22, 40]. Используемые для описания процесса торошения параметры такие же, как в работах [31, 32].

В качестве граничных условий на «твердом» берегу и в эстуариях задается условие прилипания, на «жидких» границах скорость дрейфа вычисляется в предположении справедливости применимости «условия излучения».

Взаимодействие океана и льда осуществляется через касательное напряжение трения и через потоки тепла и пресной воды.

## **2.5 Численная схема.**

Численная схема для модели океана во многом повторяет схему, предложенную автором в работах [3, 5] - метод пространственной аппроксимации на основе метода конечных элементов и базовые принципы решения задачи динамики океана с неявным по времени описанием внешней гравитационной моды и сведении задачи к решению уравнения для уровня океана. Однако есть и существенные отличия. Прежде всего, это касается модификации схемы переноса, реализации блока дрейфа льда и реализации граничных условий в открытых границах.

Так же, как и ранее, при вычислении переноса скаляров (температуры и солёности) вводится вычислительная диффузия, действующая вдоль потока и отчасти заменяющая реальную крупномасштабную турбулентную диффузию [41-43]. В отличие от предыдущих версий модели используется стабилизация по всем трем пространственным координатам. Для подавления избыточной дисперсности схемы в представленной версии модели не применяется «метод концентрации массы» для аппроксимации производной по времени. Массовая матрица обращается методом последовательной верхней релаксации. Поскольку в реальной задаче всегда есть хорошее первое приближение, взятое с предыдущего шага по времени, метод сходится обычно за 5-10 итераций. Использование эффективной стабилизации численного решения и подавление искусственных осцилляций имеет для моделирования полярного океана принципиальное значение, поэтому этому вопросу было уделено особое внимание.

Применение параметризации вихревого переноса скаляра по существу не изменило численную схему. Вихревой перенос выделен в отдельный этап схемы расщепления по времени – это можно сделать, так как соответствующий оператор кососимметричен. Легко установить,

что при рекомендованных значениях коэффициентов вихревого переноса, не более  $10^8 \tilde{\eta}^2 \tilde{\eta}^{-1}$ , ограничение на шаг по времени в явной схеме не меняется и определяется обычным переносом. То же относится и к введенной вычислительной диффузии по потоку. Слагаемые, ответственные за вихревой перенос, аппроксимируются по времени так же, как и обычный перенос – по схеме предиктор-корректор.

Для упрощения численной реализации блоки океана и льда были «оторваны» друг от друга: сначала находилась скорость дрейфа льда, с линеаризацией квадратичного рения на границе раздела «вода-лед», затем решалась линеаризованная задача для скорости течений. При этом немного нарушается закон сохранения импульса в системе вода-лед, что, впрочем, может быть отнесено на счет неточности задания реологии льда и турбулентной вязкости океана. Во всяком случае, такой подход реализован во всех современных моделях климата океана. Так же, как и в предыдущих версиях, задача турбулентного обмена импульсом по вертикали была выделена в отдельный этап расщепления и решалась неявным методом. Динамика морского льда вычисляется по явно-неявной схеме – неявно вычисляются сила Кориолиса и трение о воду. Это помогает стабилизировать решение. Реология, в силу ее нелинейности, аппроксимируется по времени по явной схеме Эйлера, и задача о динамике морского льда решается с использованием внутреннего цикла, с шагом по времени 60 сек. Этот подход можно рассматривать как решение нелинейной задачи динамики льда методом простой итерации.

В отличие от схемы для температуры и солёности, при переносе характеристик морского льда и снега используется искусственная диффузия, вычисляемая не по скорости переноса, а по проекции скорости переноса на градиент решения [42] - это снижает диссипативность схемы и оставляет высокую вычислительную диффузию только в областях с сильными градиентами решения. К сожалению, введение искусственной диффузии при переносе характеристик морского льда и снега, в отличие от температуры и солёности, не имеет физического смысла. Так же, как и в случае вычисления переноса температуры и солёности, не делается диагонализации массовой матрицы в производной по времени.

На открытых границах модельной области реализуются различные варианты условия излучения, отличающиеся в основном выбором фазовой скорости сигнала. Для температуры и солёности реализация условия излучения основана на идеях работы [44], с вычислением фазовой скорости по градиентам решения в окрестности границы, обобщенная на трехмерный случай. В качестве фазовой скорости переноса скалярных характеристик морского льда задавалась скорость в ближайшем к границе узле. Скорость дрейфа льда вычислялась так же, как температура и солёность.

### 3 Внешние вынуждающие воздействия.

В целом параметры воздействия соответствуют требованиям программы АОМIP и были получены автором в ходе работы в рамках этой программы. В качестве высокочастотного атмосферного форсинга задаются приводные среднесуточные температура и давление атмосферы (данные реанализа NCEP\NCAR, [45, 46]). Для интегрирования модели по времени использовалась линейная интерполяция, считая, что среднесуточные данные приведены к полудню рассматриваемых суток.

Коротковолновая радиация (с учетом суточного хода) вычисляется по формулам [47], с коррекцией на облачность [21]. Суммарная длинноволновая радиация вычисляется по широко распространенным формулам [48].

Потоки явного и скрытого тепла вычислялись по обычным «аэродинамическим» формулам с коэффициентами  $C_H = 1.2 \cdot 10^{-3}$  и  $C_L = 1.5 \cdot 10^{-3}$  соответственно для устойчивого пограничного слоя и  $C_H = C_L = 1.8 \cdot 10^{-3}$  для неустойчивого (в соответствии с данными измерений над полыньями [49], см. также [25]). Устойчивость пограничного слоя определялась в модели по температурам воздуха и подстилающей поверхности.

Ветер и касательное напряжение ветра о воду рассчитывались по балк-формулам на основе данных о давлении и скорости геострофического ветра [38].

Относительная влажность во всей рассматриваемой области считается равной 90%. Расчет давления насыщенных паров делался по формулам [50]. При расчете давления пара у поверхности учитывалось состояние этой поверхности – вода или снег/лед. Над соленой водой давление насыщенного пара уменьшалось на 2%. Давление насыщенных паров в атмосфере считалось зависящим от ее температуры  $T_a$  – при  $T_a > 0^{\circ}C$  бралось давление над пресной водой, в противном случае – надо льдом.

Среднемесячное поле облачности бралось из базы данных атмосферного форсинга для программы сравнения моделей океана ОМIP [51]. Отметим большие расхождения этих данных с советскими и российскими данными [52, 53], особенно в сентябре над Баренцевым морем.

Среднемноголетние среднемесячные осадки были предоставлены М. Серризом участникам проекта АОМIP. Это версия данных [54], полученных со стационарных постов на материке и островах и с дрейфующих станций [55]. Сравнение данных по осадкам с другими базами данных и атласами показало [52, 53, 56], что интенсивность осадков завышена примерно на 30%. Поэтому при расчетах делалась соответствующая коррекция. Таяние снега, выпавшего

зимой в прибрежные районы Норвегии и Шпицбергена, и связанный с этим поток пресной воды в океан летом не учитывались.

В проливах реализуются условия излучения для температуры и солености [44]. При этом используются данные по температуре и солености [57]. Пространственное разрешение примерно в 100 км не позволяет учитывать детально проливы Канадского Архипелага, поэтому в модели задаются три главных пролива – Нарский, МакКлури и модельный пролив в районе о-ва Принс-Патрик, в которых поровну сосредотачивается весь суммарный поток воды из Арктики в Северную Атлантику, равный 2,4 Св [58]. Потоки через проливы считаются однородными по сечению проливов и постоянными во времени. Одна из основных трудностей в региональной постановке задачи – протяженные открытые границы с Атлантическим океаном, через которые происходит значительный водо-, соле- и теплообмен. Расход на сечении Исландия-Норвегия считался постоянным и равным 8Св. Многочисленные данные наблюдений показывают, что для пространственного распределения скорости течений характерны относительно высокие скорости в верхних 50 м, при этом течение прижато к материковому склону. Поэтому для описания пространственной структуры была выбрана следующая структура скорости течения на границе:

$$u_b(\lambda, z) = \begin{cases} a(5 + lR_N^2 u_N), & z \leq 50i \\ a l R_N^2 u_N, & z > 50i \end{cases}$$

Положительное направление соответствует потоку в СЛО, все величины в см/с. Коэффициент  $a$  подбирается так, чтобы суммарный расход был равен 8Св.  $u_N, R_N$  - скорость течения и масштаб длины из параметризации горизонтального турбулентного обмена («эффект Нептуна», см. выше). Расход через Датский пролив полагался равным 6,4 Св, плюс примерная разность осадки-испарение - около 0,1 Св (установлено апостериори в ходе предварительных расчетов). Профиль скорости подбирался линейным по ширине пролива с максимумом на побережье Гренландии и нулем – на берегу Исландии, по вертикали скорость в верхних 100 м в 5 раз больше скорости в более глубоких слоях. Берингов пролив считается открытым, в нем задается постоянный, однородный по сечению пролива, поток 0,8 Св, направленный из Берингова моря в СЛО.

Реки в модели рассматриваются как особого рода проливы, в которых нет дрейфа льда и потоков тепла и солей, но есть потоки массы. Учитывается семь основных рек Евразии (Енисей, Обь, Лена, Северная Двина, Мезень, Печора, Колыма) и река МакКензи на Аляске. Речной сток задавался на всей глубине океана однородным, это отличает данную модельную реализацию от часто используемого в крупномасштабных моделях приближения, что реки «втекают» только в

самый верхний слой океана. Сток каждой  $i$ -ой реки задавался по формуле  $W_i = \alpha_i R(t)$ , где  $\alpha_i$  - суммарный годовой сток данной реки, а функция  $R(t)$  одинакова для всех рек. Для простоты считалось, что  $R(t)$  - кусочно-постоянная, дающая среднемесячное значение в суммарный годовой сток. Суммарный годовой расход всех рек оценивается в  $77872,2 \text{ м}^3/\text{с}$ , а с учетом стока, не измеряемого постами на крупных реках (последний оценивается экспертами в 30% от измеряемого) –  $101233,9 \text{ м}^3/\text{с}$  или  $3192.5 \text{ км}^3/\text{год}$  ([59], что также хорошо совпадает с [60]. Одна из проблем состоит в балансировании речного стока расходами через проливы – для простоты в модели предполагалось, что речной сток моментально компенсируется расходами через проливы Канадского архипелага, поровну через проливы Нарский, МакКлури и модельный пролив в районе о-ва Принс-Патрик.

Поскольку все современные данные разбалансированы по потокам пресной воды, для солености задается климатический источник с масштабом времени релаксации 180 суток к климату на поверхности океана [57]. Этот дополнительный поток позволяет уменьшить модельный тренд в воспроизведении содержания пресной воды, выбор именно этого масштаба времени подтверждается опытом удачных численных экспериментов, в том числе в рамках программы АОМIP.

## **4 Результаты расчетов. Среднегодовые среднемесячные характеристики.**

### **4.1 Организация вычислений.**

В качестве начального условия задавались нулевые скорости течений, нулевой уровень океана, толщина льда везде, где температура поверхности океана не превышала температуры замерзания, полагалась равной 2м, а его сплоченность считалась равной 0,9. Начальная толщина снега была постоянной по всей области, занятой льдом, и равнялась 10см. Температура снега и верхней поверхности льда задавалась равной  $-1^\circ\text{C}$ . Модель интегрировалась с шагом 2 часа (были проведены тестовые расчеты, которые показали, что интегрирование модели с меньшими шагами меняет решение незначительно). В ходе расчетов для дальнейшего анализа сохранялись среднемесячные поля. Кроме того, сохранялась дополнительная информация о мгновенных скоростях течений и дрейфа льда и об изменениях температуры и солености, и контролировался средний уровень океана для оценки погрешности в воспроизведении баланса объема воды.

Детальное обсуждение результатов расчетов будет представлено в следующих работах серии. Здесь представим воспроизведение среднемноголетнего годового хода таких характеристик, как сплоченность и толщина льда, уровень океана, скорость течений, соленость и температура воды. Осреднение делалось по периоду 1958-2002 гг., первые 10 лет интегрирования исключались, так как в этот период происходила подстройка параметров льда и верхнего слоя океана и выход их на модельный квазиравновесный режим.

## **4.2 Параметры морского льда и снега.**

Полученные климатические распределения средней толщины льда представлены на рис. 2. Пунктирной линией на рисунках отмечена кромка льда согласно данным [61]. Можно отметить хорошее соответствие данных наблюдений и результатов моделирования в зимние месяцы. Летом кромка льда в модели располагается слишком далеко на север на Сибирском шельфе. Одно из возможных объяснений этому – структура поля облачности и предположение о прозрачности воды. Эксперименты, проведенные с представленной моделью, и результаты других моделей, представленные в литературе, говорят о высокой чувствительности льда к заданию облачности. Замена использовавшихся данных на другие, более реалистичные на взгляд автора, позволяет изменить положение кромки льда. Горизонтальная структура толщины льда и абсолютные значения толщины льда близки к данным наблюдений и результатам расчетов по современным моделям [37, 40, 62]. Отметим влияние дрейфа льда на формирование структуры его толщины – лед прижат к Канадскому архипелагу и к северному побережью Гренландии.

В структуре поля скорости дрейфа льда (рис. 3) в зимние месяцы отчетливо видны антициклонический круговорот с центром у северной оконечности Восточно-Сибирского моря и Трансполярный перенос. Средняя по акватории многолетняя среднемесячная скорость дрейфа льда составляет 5,09 см/с в декабре и немногим более 1,3 см/с в августе. Максимальная моментальная скорость дрейфа льда может достигать 1 м/с у побережья Гренландии. Средняя скорость дрейфа льда в течение года примерно 3,33 см/с. Эти результаты в целом согласуются с данными, полученными с дрейфующих буев, которые дают среднегодовую скорость дрейфа льда 3,65 см/с [37, 63]. Низкие скорости дрейфа в летние месяцы объясняются слабым и изменчивым ветром, в конкретные месяцы скорость дрейфа может быть значительно выше. Отметим, что на несколько заниженный результат влияет также невысокое пространственное разрешение модели и условие прилипания для льда на береговом контуре.

Анализ полученных результатов по воспроизведению ледового покрова показывает, что в настоящее время модель дает значительно более реалистичные результаты, чем предыдущая

версия модели [3] с реологией типа «кавитирующей жидкости» и без расчета прочности льда согласно [31, 32].

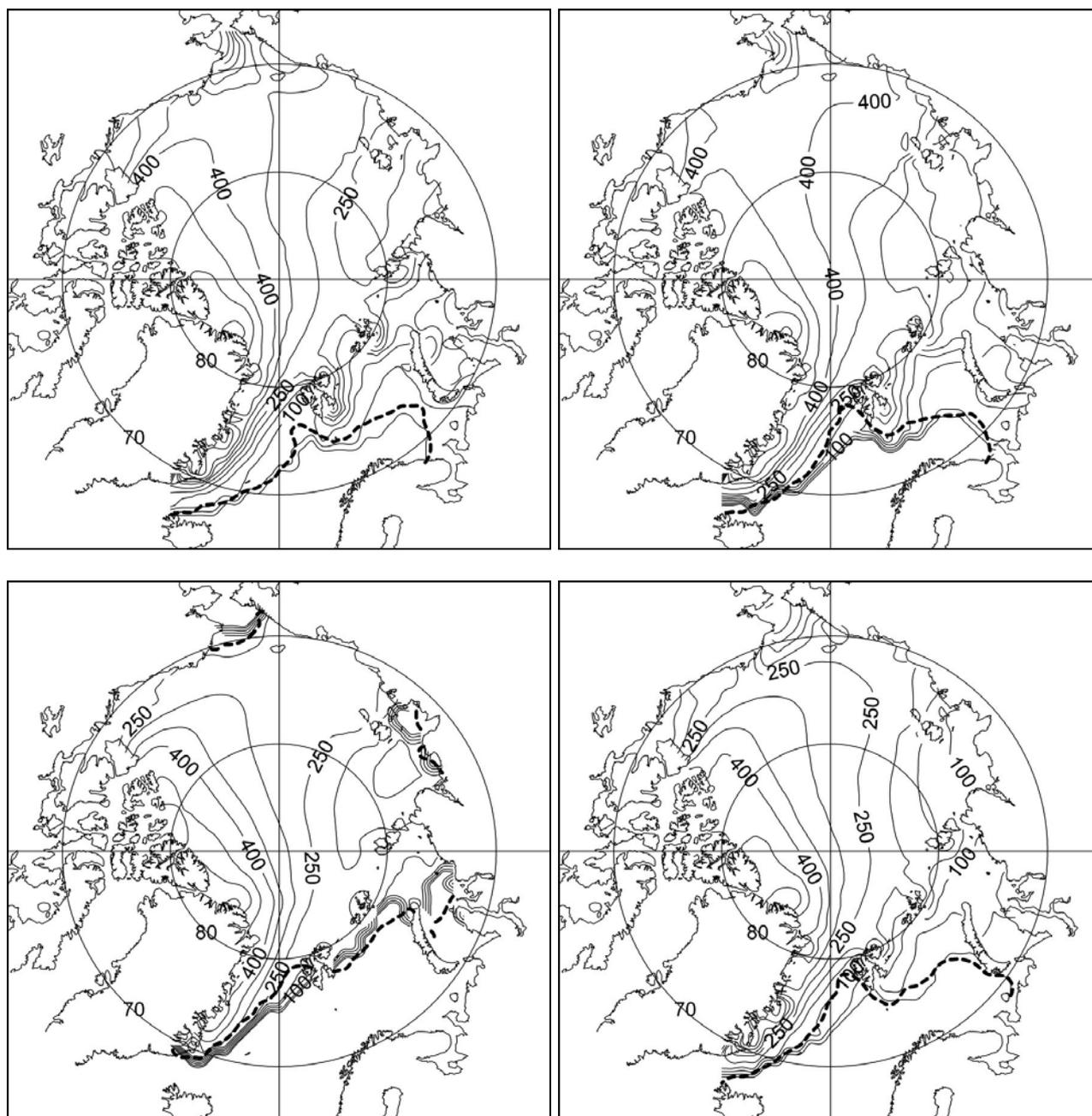


Рис. 2. Средняя толщина льда (см). Слева направо и сверху вниз: февраль, май, август, ноябрь. Пунктирной линией показана кромка льда согласно данным наблюдений.

Толщина снежного покрова показана на рис. 4 (в августе снег полностью исчезает). Очевидно, что во многом такая структура толщины снега определяется заданными осадками с выносом влажного воздуха из Атлантики и из Тихого океана. Поскольку снег полностью исчезает летом, влияние дрейфа льда не прослеживается. Большое значение для воспроизведения толщины снега имеет также задание облачности. Следует признать, что

полученные результаты плохо согласуются с данными, приведенными в работе [64], что может свидетельствовать как о проблеме задания осадков и облачности над СЛО, так и о проблеме интерпретации разреженных по пространству данных наблюдений о толщине снежного покрова. Не удастся воспроизвести увеличение толщины снега к Канадскому Архипелагу и Гренландии, сама толщина снега на основной акватории СЛО также примерно в 1,5 раза меньше представленной в [64]. При этом в апреле у восточного побережья Гренландии толщина снега достигает 45 см, что сопоставимо с измеренными данными.

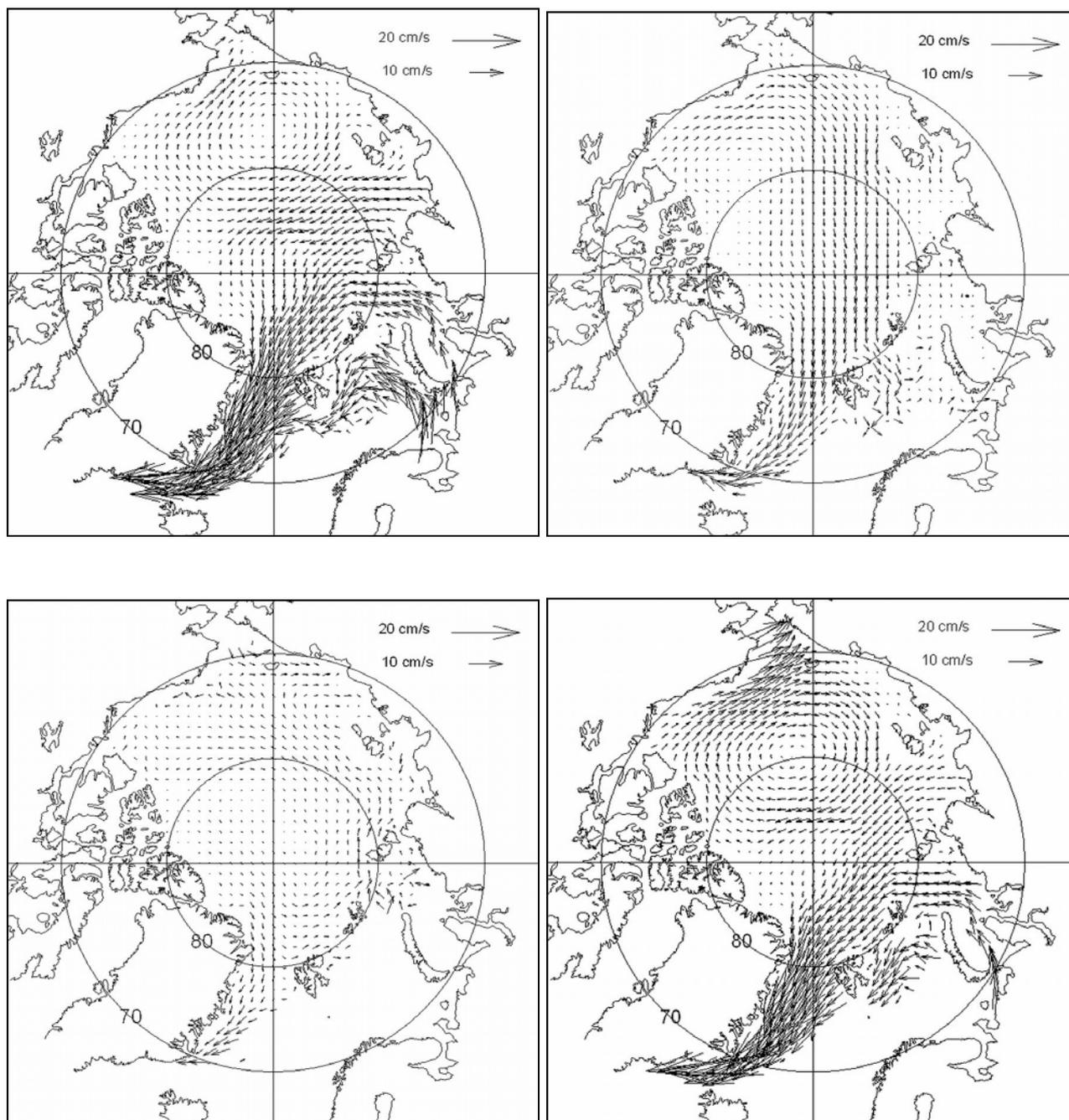


Рис. 3. Скорость дрейфа льда (реперные значения приведены в верхних правых углах рисунка). Слева направо и сверху вниз: февраль, май, август, ноябрь.

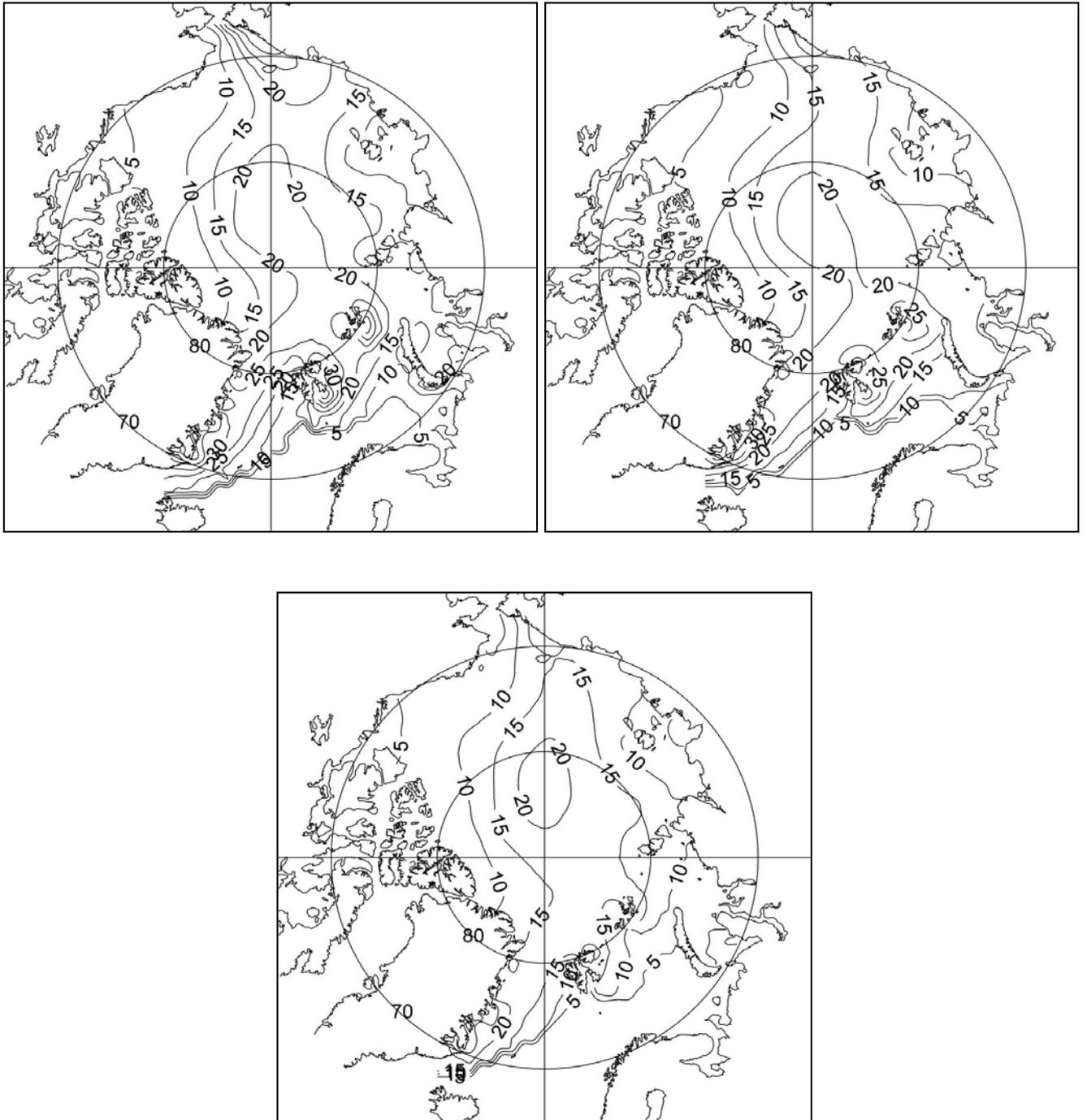


Рис. 4. Толщина снега (см): февраль, май, ноябрь. В августе снег полностью исчезает.

### **4.3 Скорость течений.**

Среднемесячные климатические поля скорости течений испытывают незначительные изменения в течение года (что в целом подтверждается и другими расчетами - см. результаты на сайте проекта АОМIP [http://fish.cims.nyu.edu/project\\_aomip/overview.html](http://fish.cims.nyu.edu/project_aomip/overview.html)). Основные изменения наблюдаются на поверхности океана и на Сибирском шельфе, под воздействием ветра и стока рек. Рассмотрим для примера ноябрьские скорости (рис. 5). Среди основных структур в поверхностной скорости течений выделяются Транспольярный перенос, относительно интенсивные течения в Баренцевом и Карском морях, и интенсивные течения вблизи Берингова пролива (рис. 5а). Эта структура полностью соответствует современным представлениям о характере циркуляции СЛО. Характерная скорость течений на поверхности океана порядка 3 см/с, около побережья Гренландии порядка 20 см/с, в слое атлантических вод, на глубине 250-500 м – порядка 1 см/с. Структура поля течений на глубине порядка 400 м (рис. 5б) представляется также вполне реалистичной – отметим воспроизведение системы течений в проливе Фрама и циклоническую циркуляцию вдоль материкового склона. В проливе Фрама на глубинах 300-500м можно заметить вытянутый с севера на юг циклон – его западную и восточную периферию можно отождествить с Восточно-Гренландским (ВГТ) и Западно-Шпицбергенским (ЗШТ) течениями соответственно, северная периферия находится у Земли Франца-Иосифа, а южная – примерно на 75° с.ш. Этот циклон можно рассматривать также как комбинацию рециркуляций ВГТ и ЗШТ.

Многие из этих особенностей воспроизводились моделью и раньше, однако в предыдущих версиях не удавалось поддерживать циклоническую циркуляцию в слое атлантических вод в течение 55 лет – обычно она разрушалась через 30 лет интегрирования модели. Сохранению циклонической циркуляции способствовало использование параметризаций горизонтального перемешивания над переменным рельефом дна и вихревого переноса скаляра. Среди новых особенностей можно выделить появление небольшого антициклона в окрестности пролива Мак-Клури - вероятно, это связано с несогласованностью краевых условий для солёности и скорости течений в этом районе.

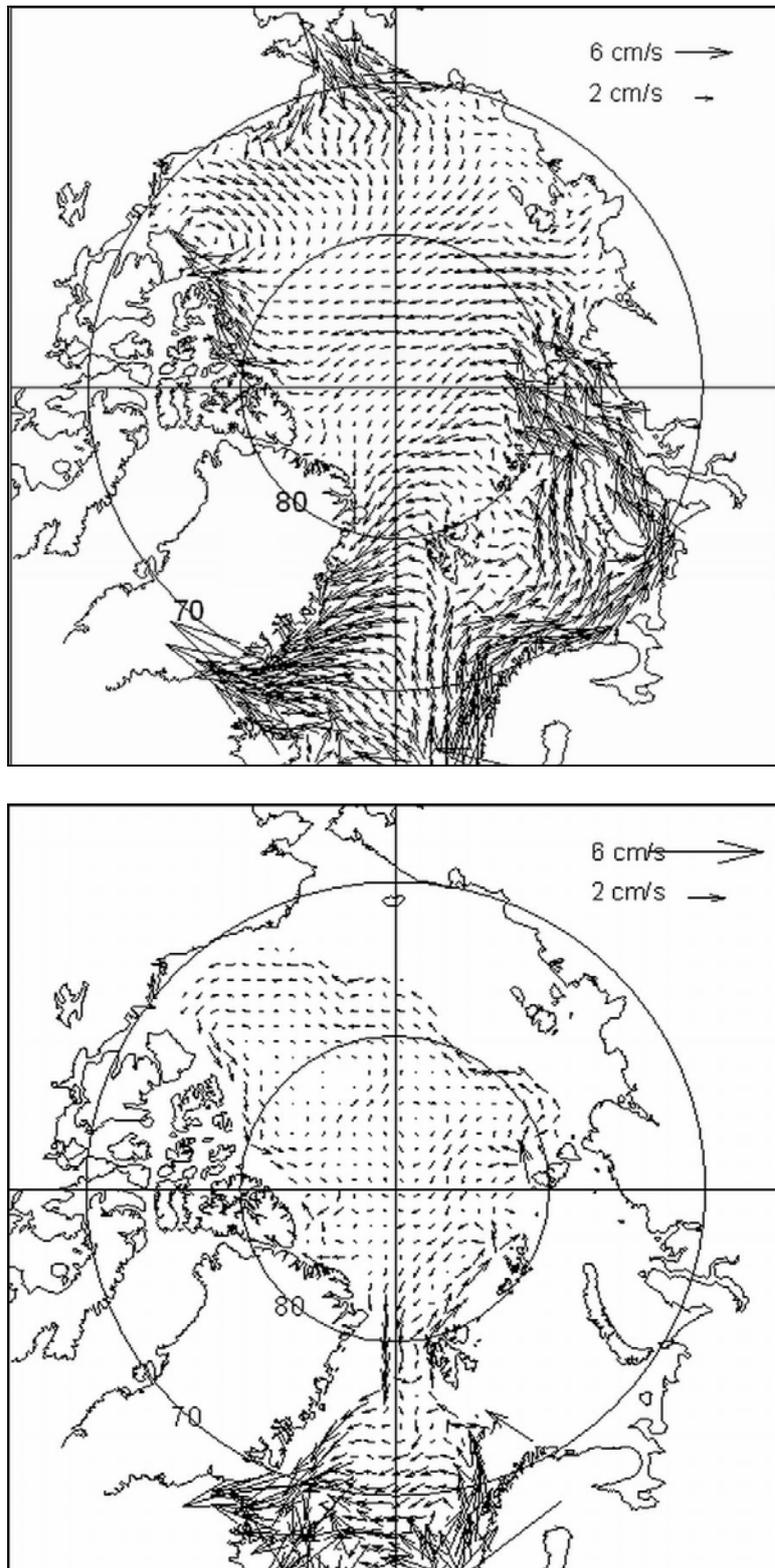


Рис. 5. Скорость течений океана на поверхности (а) и на горизонте 400м (б) в ноябре (реперные значения приведены в верхних правых углах рисунка).

#### **4.4 Температура и соленость.**

Горизонтальные распределения температуры на глубинах 50 и 400м (представлена февральская температура) и солености на поверхности представлены на рис. 6-7. На поверхности океана структура поля температуры определяется, очевидно, положением кромки льда – подо льдом, в перемешанном слое глубиной порядка 30м пространственная изменчивость температуры мала и температура близка к точке замерзания. На глубине 50 м (рис. 6а) влияние льда уже несколько ослаблено, и можно отметить теплую воду на Сибирском шельфе, оставшуюся, по-видимому, с лета. Отчетливо просматривается перенос теплой воды из Атлантики. В более глубоких слоях можно отметить язык теплой атлантической воды с ядром на глубине 300-500м (рис. 6б). В то же время проникновение теплой атлантической воды в Центральную Арктику недостаточно интенсивное по сравнению с имеющимися данными наблюдений – в районе пролива Фрама наблюдается уже отмеченная рециркуляция теплых вод на севере (по своему положению совпадающая с изотермой  $+1^{\circ}\text{C}$ ) и холодных – на юге. Поэтому воспроизводимый язык теплой воды чрезмерно широкий. Впрочем, такая сглаженная структура характерна для всех моделей с разрешением 40-100км (см. результаты на сайте проекта АОМIP [http://fish.cims.nyu.edu/project\\_aomip/overview.html](http://fish.cims.nyu.edu/project_aomip/overview.html)).

Годовой ход прослеживается до горизонта 50-100м – исключение составляет материковый склон на северной оконечности Карского моря, где сезонный ход прослеживается до глубины 300м. Кстати, именно в этом районе отмечаются и высокие скорости течений на материковом склоне (рис. 6б).

В поле солености на поверхности океана (рис. 7) можно отметить относительно пресное море Бофорта с соленостью порядка 29‰ в августе и 30,5‰ в конце зимы в мае, адвекцию вдоль побережья Аляски проникающих через Берингов пролив Тихоокеанских вод с соленостью порядка 31‰, и перенос Атлантических вод с соленостью более 34‰ через Баренцево море. На Сибирском шельфе отчетливо просматривается сильный годовой ход, связанный со стоком крупных сибирских рек, с колебаниями минимальной солености от 17 до 25‰.

Такие распределения солености представляются вполне реалистичными, хотя есть определенные проблемы с описанием наблюдаемого распределения солености в море Бофорта и с воспроизведением содержания пресной воды - как в море Бофорта, так и в СЛО в целом.

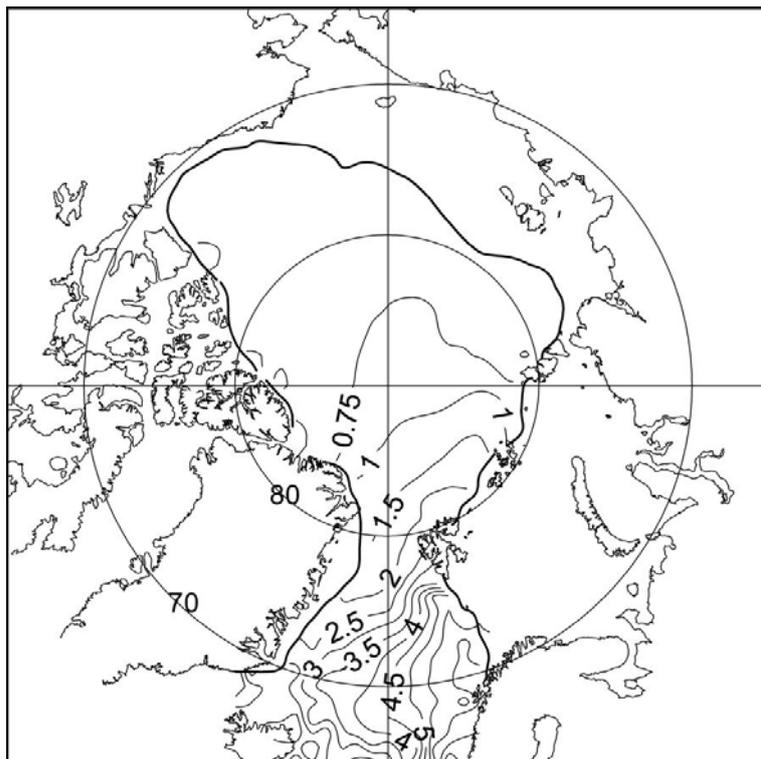
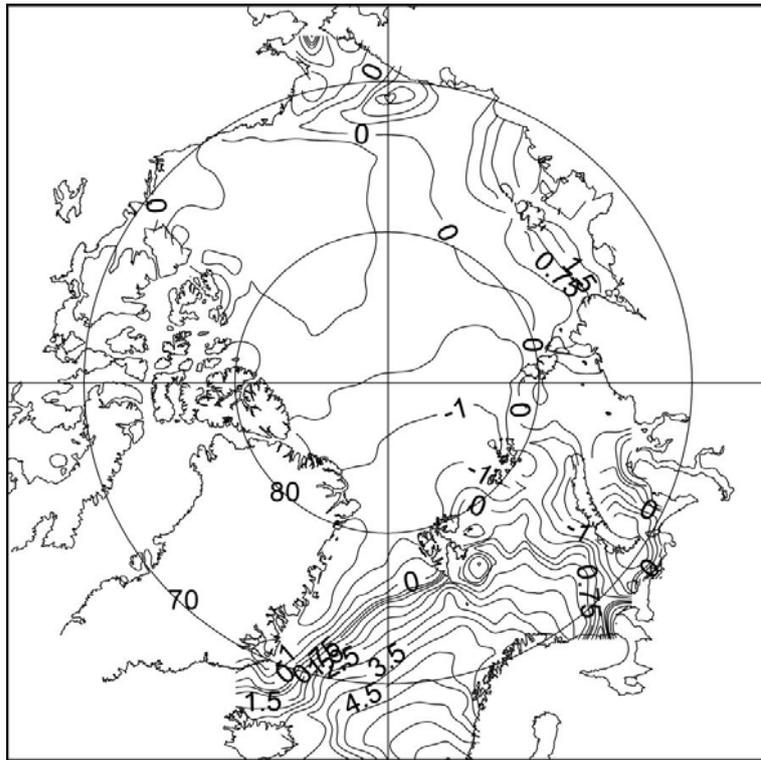


Рис. 6. Температура на глубине 50 (а) и 400м (б), °С.

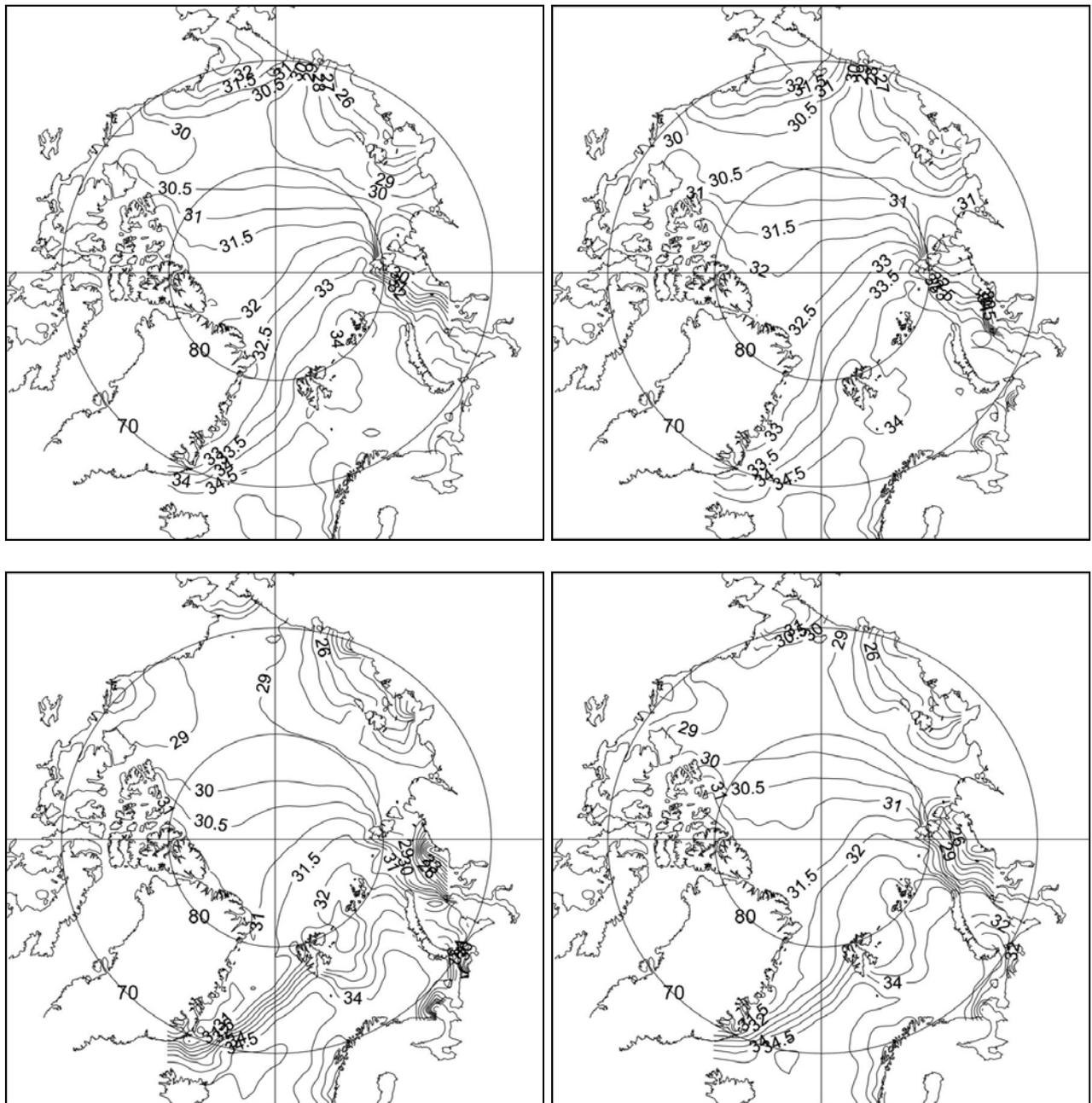


Рис. 7. Соленость на поверхности океана, ‰. Слева направо и сверху вниз: февраль, май, август, ноябрь.

## 5 Изменчивость ледового и снежного покровов.

### 5.1 Изменчивость области океана, покрытой льдом, и площади льда.

Несомненно, наиболее изучена в настоящее время область океана, покрытого льдом. Данные такого рода с 1979 года систематически получают со спутников, и точность этих данных непрерывно растет. До 1979 года данные основаны на авиационной ледовой разведке и

на судовых журналах – последние в основном фиксировали положение «кромки» льда. Несомненно, что само положение льда зависит от субъективной оценки состояния этой «кромки».

Результаты работы модели сравниваются с данными [61]. На рис. 8 показаны среднемесячные площади области, занятой морским льдом. Там же показаны тренды, рассчитанные отдельно по каждой декаде – 1950-1960, 1960-1970, 1970-1980, 1980-1990 и за 12 лет 1990-2002 гг. Отметим, что наблюдается систематическое занижение моделью площади, занятой льдом.

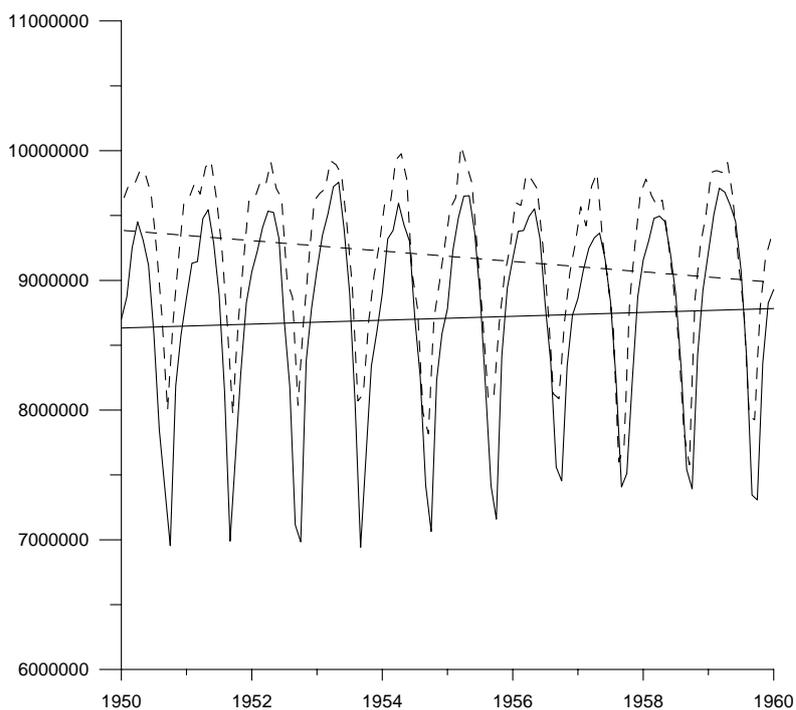


Рис. 8 а.

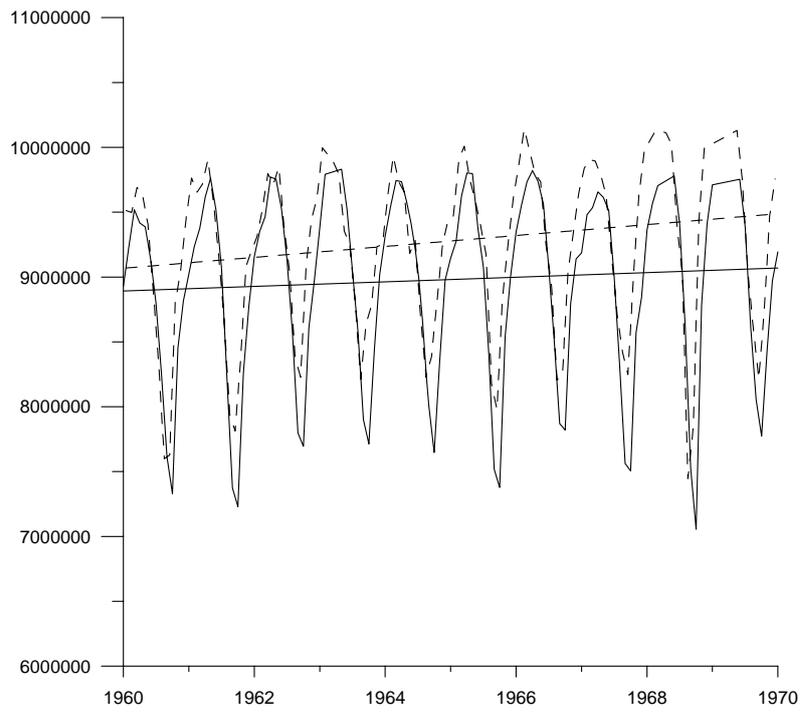


Рис. 8 б.

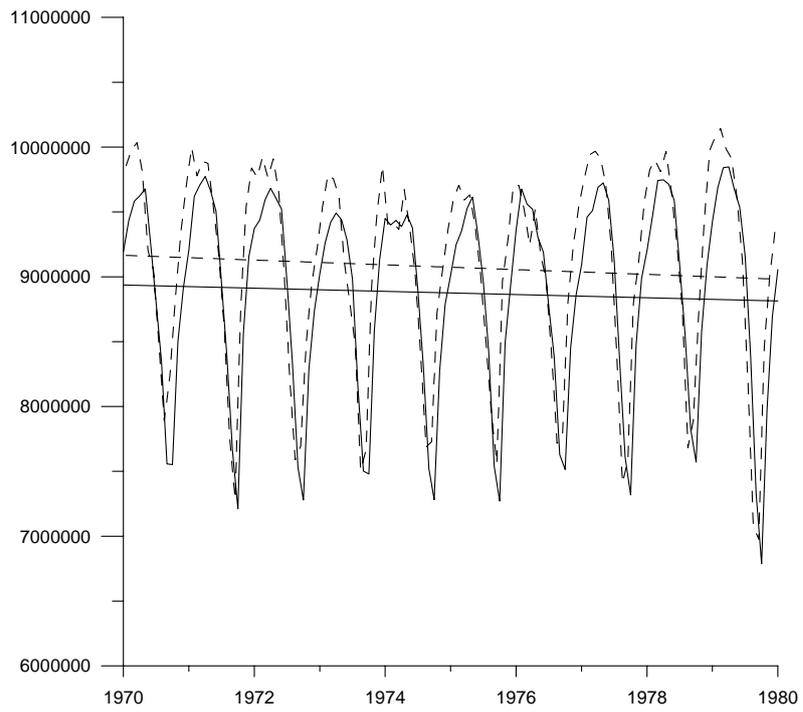


Рис. 8 в.

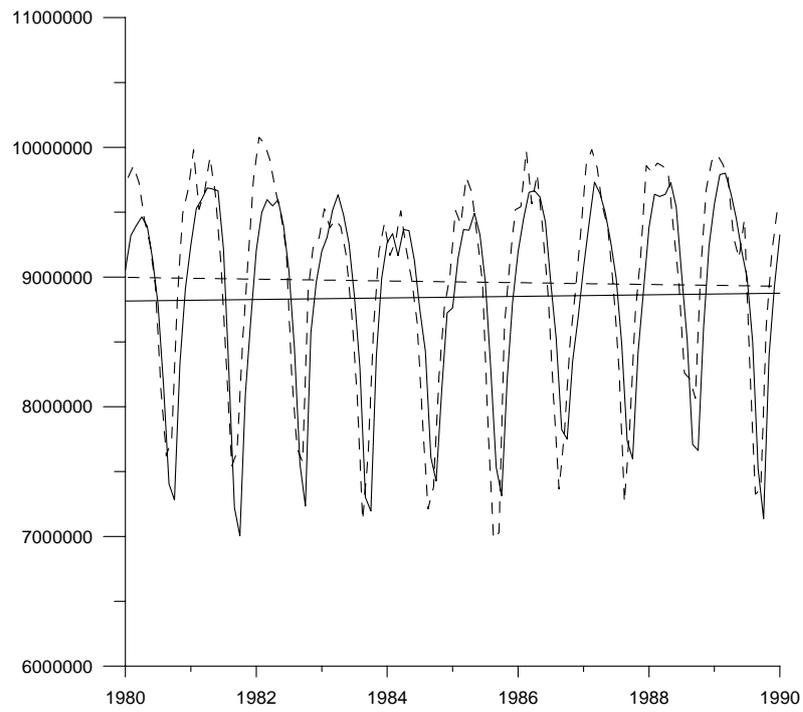


Рис. 8 г.

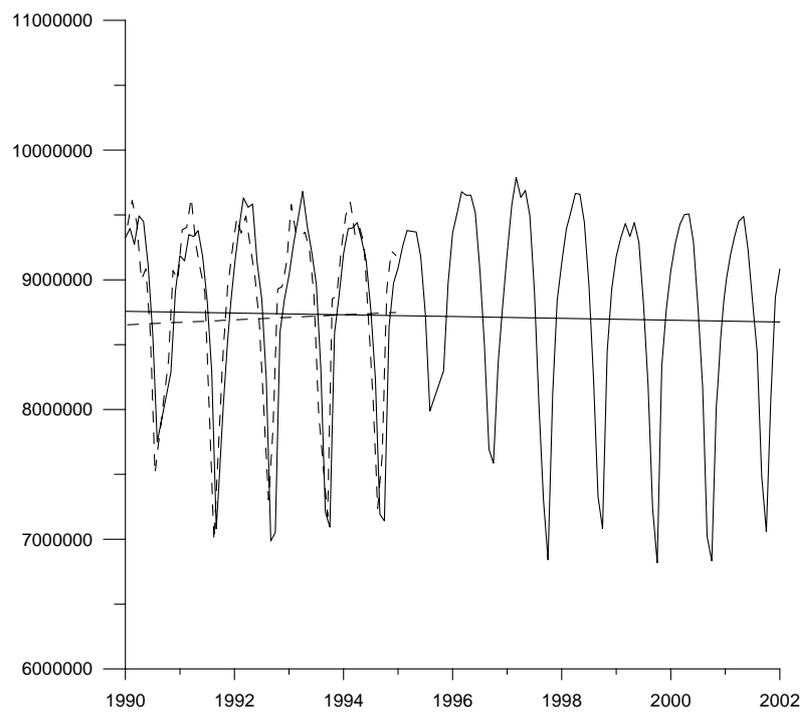


Рис. 8 д. Площадь области, занятой льдом. Пунктиром показаны данные наблюдений. Также показаны соответствующие тренды.

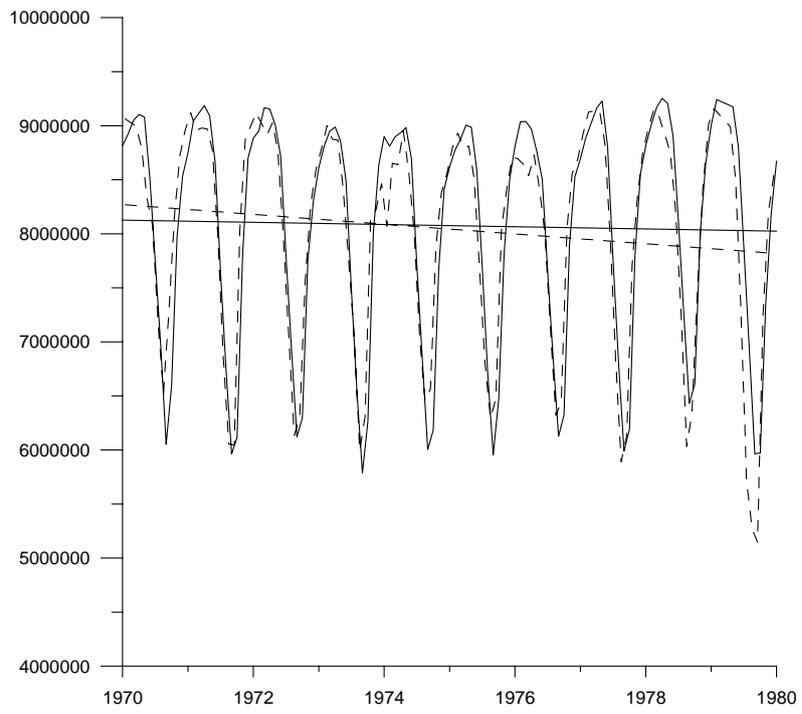


Рис. 9 а.

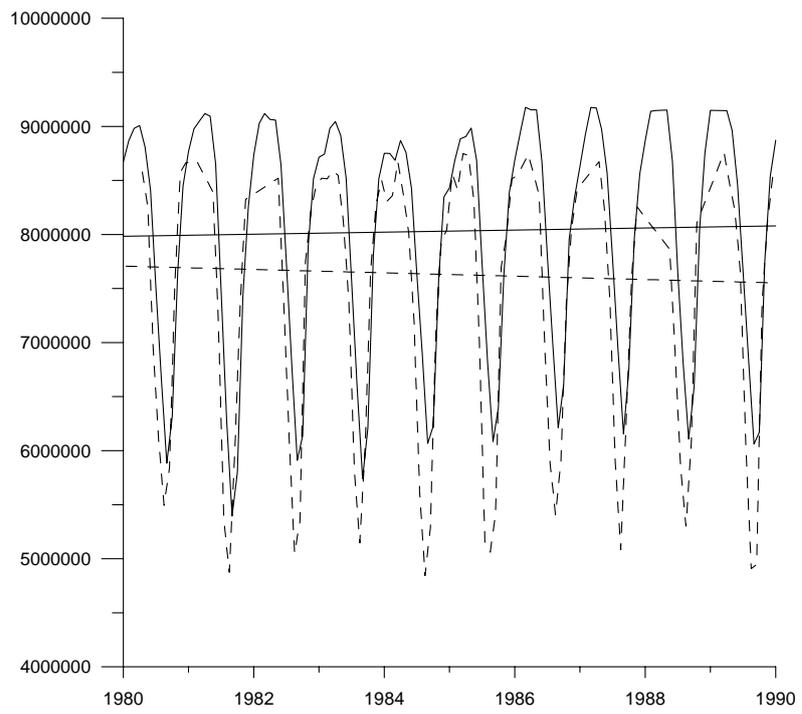


Рис. 9 б.

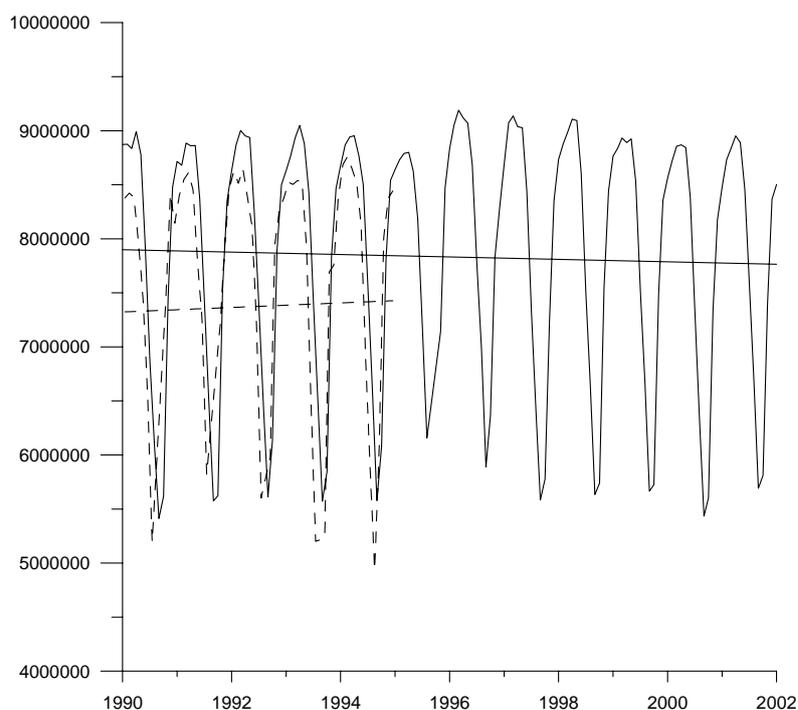


Рис. 9 в. Площадь льда с учетом открытой воды (сплоченности льда)

На рис. 9 показана площадь льда с учетом открытой воды (начиная с 1970 года). В этом случае отмечается обратная ситуация – модель в среднем завышает площадь льда, особенно в летние месяцы. Один из самых плохих месяцев с точки зрения воспроизведения площади льда – сентябрь 1989 года. Рассмотрим этот месяц более внимательно. На рис. 10 видно, что основная ошибка в воспроизведении положения кромки льда приходится на Восточно-Сибирское море и на воды у побережья Аляски. Как уже отмечалось в первой части серии, ошибка в воспроизведении кромки льда на шельфе Сибирских морей может быть связана с неточностями в задании облачности и с погрешностями в определении параметров проникновения солнечной радиации в воду (в модели считается, что вода прозрачная, в то время как летом на шельфе это условие может нарушаться в связи с переносом взвеси из рек, и с развитием планктона). Сравнение полей сплоченности показывает, что модель не воспроизводит многочисленные полыньи, отмечаемые в наблюдениях. Так, если по данным наблюдений в центральной части СЛО сплоченность составляет порядка 0.8, в то время, как модель дает порядка 0.99. Эта ситуация характерна вообще для всех летних месяцев.

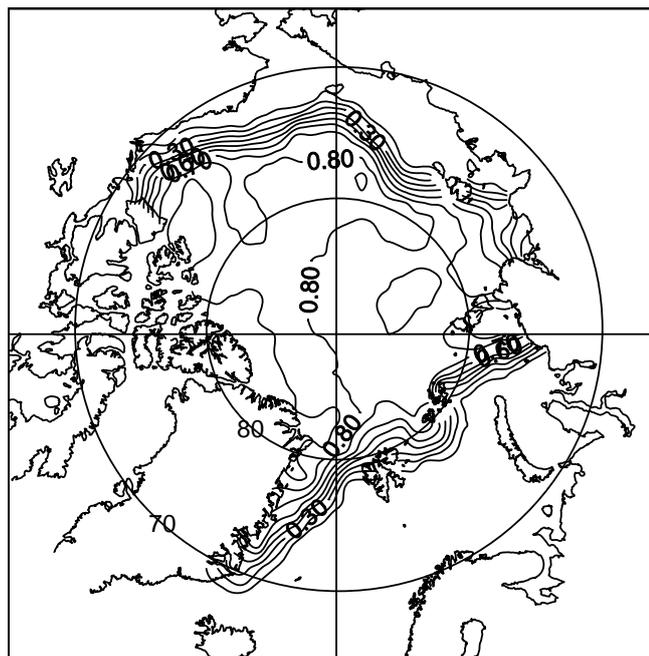
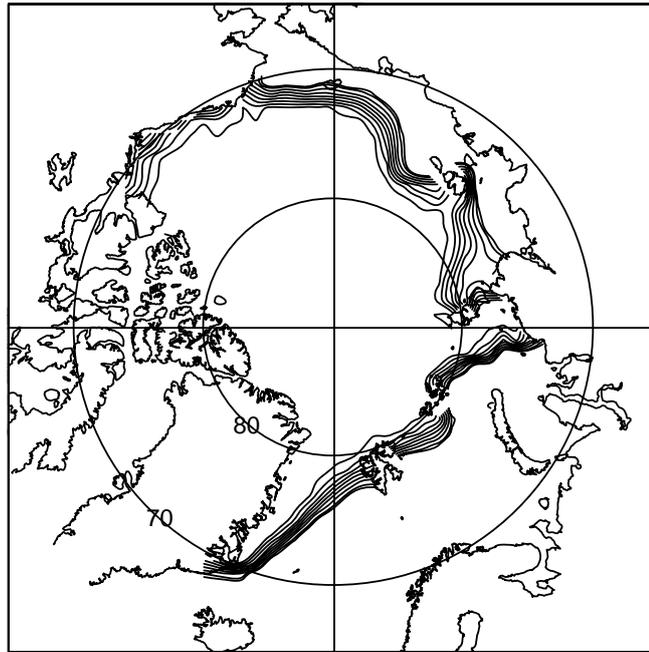
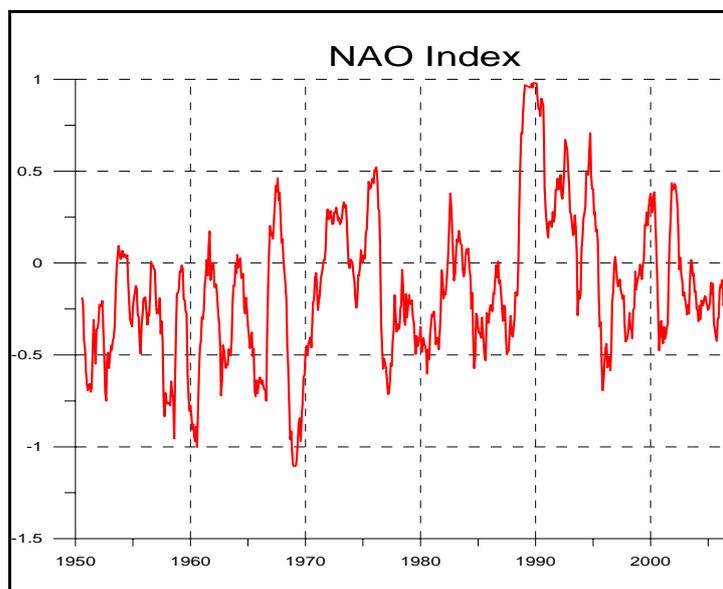


Рис. 10. Сплоченность льда в сентябре 1989 г. Рассчитанная (вверху) и измеренная (внизу).

Если рассмотреть тренды – рассчитанные и полученные по данным наблюдений – то бросается в глаза то, что в период до 1979 года модель воспроизводит их очень хорошо (кроме начальной фазы разгона модели, естественно). Начиная с 1979 года начинаются ошибки в воспроизведении трендов. Это может быть связано с тем, что данные до 1979 года, когда

начали систематически работать спутниковые наблюдательные системы, были более «климатическими». Поскольку модельный форсинг в большой его части климатический – облачность, осадки, влажность, температура и соленость океана в проливах, расходы течений через проливы – то модель хорошо воспроизводит средние состояния, когда конкретная синоптическая ситуация близка к климатической. Удастся хорошо воспроизвести данные 1970-х годов, во время которых сформировался основной массив данных – в частности, по температуре и солености океана. Основная проблема в воспроизведении площади льда после 1990 года может быть связана с резким изменением ледовитости СЛО в этот год, связанным с явлением, которое не описано в модели. Таким явлением может быть аномальный перенос теплой воды из Атлантики. Действительно, именно в 1990 году был отмечен аномально высокий индекс Северо-Атлантического колебания, т.е. был аномально сильный ветровой перенос теплой воды на север. Следовательно, косвенно получена оценка влияния Северной Атлантики на формирование состояния СЛО. Очевидно, что улучшение воспроизведения характеристик СЛО будет получено при учете влияния Северной Атлантики – либо параметрически, либо напрямую, за счет увеличения модельной области.



Индекс Северо-Атлантического колебания.

## **5.2 Изменчивость массы и толщины льда.**

Как известно, массовое измерение толщины льда затруднительно (следовательно - наблюдательная сеть редка), а пространственная изменчивость толщины льда очень высокая

(достаточно посмотреть данные по осадке льда, полученные с подводных лодок). Надежных авиационных или спутниковых методов, позволяющих получать карты для всей акватории СЛО, не существует. Поэтому в воспроизведении толщины льда остаются серьезные неопределенности. Тем не менее, некоторые характеристики можно проанализировать.

На рис. 11 показан среднегодовой ход толщины льда на Северном полюсе.

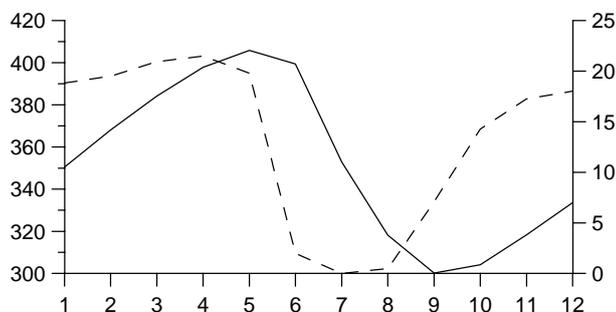


Рис. 11. Среднегодовая среднемесячная толщина льда и снега на Северном полюсе (см).

В целом полученные результаты вполне реалистичны – можно сравнить с известными данными по осадке льда, полученными с подводных лодок.

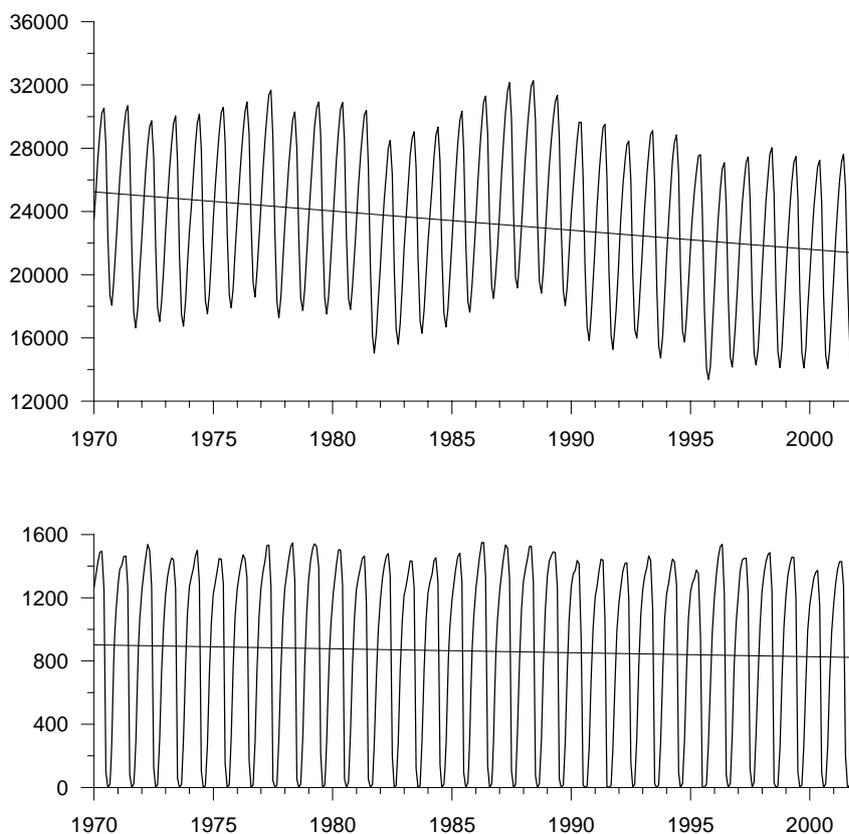


Рис. 12. Объем льда и снега (куб. км.)

На рис. 12. показана изменчивость объема морского льда (в куб. км.) за период 1970-2002 гг. Можно отметить квазидесятилетние колебания, которые также отмечаются в поле приземного давления атмосферы. Максимальное накопление льда отмечается в 1977 и 1988 года при том, что идет постоянное уменьшение объема льда со средним трендом 121 км/год. Для оценки пресноводного баланса необходимо учесть также и объем снега, который представлен также на рис. 12.

### **5.3 Механизмы формирования распределения толщина снега.**

Отметим здесь еще раз некоторые особенности и выскажем предположения по поводу механизмов формирования крупномасштабного распределения снежного покрова.

Прежде всего – снег полностью стаивает в модели во всей области к середине июля. Это несколько противоречит данным [64], где считается, что около Гренландии снег остается круглый год.

Проведенные расчеты показали, что толщина снега в значительной степени зависит от заданных осадков. Поскольку в модели задавались среднемесячные среднемноголетние осадки, то не приходится ожидать существенной межгодовой изменчивости. Так как летом снег полностью исчезает, то влияние дрейфа льда оказывается незначительным и структура распределения толщины снега оказывается близкой к структуре зимних осадков. Ясно, что предположение о пренебрежимо малой межгодовой изменчивости осадков в Арктике несколько упрощенное. В качестве опровержения можно привести данные из работ [65-67], где показано, что средняя интенсивность осадков в северной части Арктики (севернее 70°с.ш.) составляет от 230 мм/год до 300 мм/год. При этом 1960-е годы были относительно более влажными, а 1970-е – более сухими, с абсолютным минимумом 230 мм/год в 1977 году.

Вероятно, если допустить сохранение в Центральной Арктике некоторой массы снега летом – не каждый год! - то можно ожидать, что этот снег будет перенесен затем дрейфующим льдом к Гренландии, где будет происходить его медленно накопление, уплотнение и превращение в лед. При этом будет сохраняться контроль над толщиной снега на основной акваторией Арктики, где в обычные годы снег будет полностью исчезать летом. Таким образом, использование более точных данных, учитывающих межгодовую изменчивость осадков, может быть полезным для воспроизведения климатического распределения снега.

Модель дает некоторое снижение массы снега с трендом 2,5 куб. км. в год (рис. 12).

К сожалению, проблема воспроизведения толщины снега до сих пор не поставлена в крупных международных проектах по исследованию и моделированию СЛО.

## 5.4 Скорость дрейфа льда.

При анализе среднегодовых данных было отмечено, что модель хорошо воспроизводит среднюю скорость дрейфа льда, и в целом - структуру дрейфа, в сравнении с данными дрейфующих буев [63]. Среднемесячная средняя по всей занятой льдом области скорость дрейфа представлена на рис. 13, отдельно для периодов 1970-1980, 1980-1990, 1990-2002 гг., с указанием соответствующих средних по периоду скоростей.

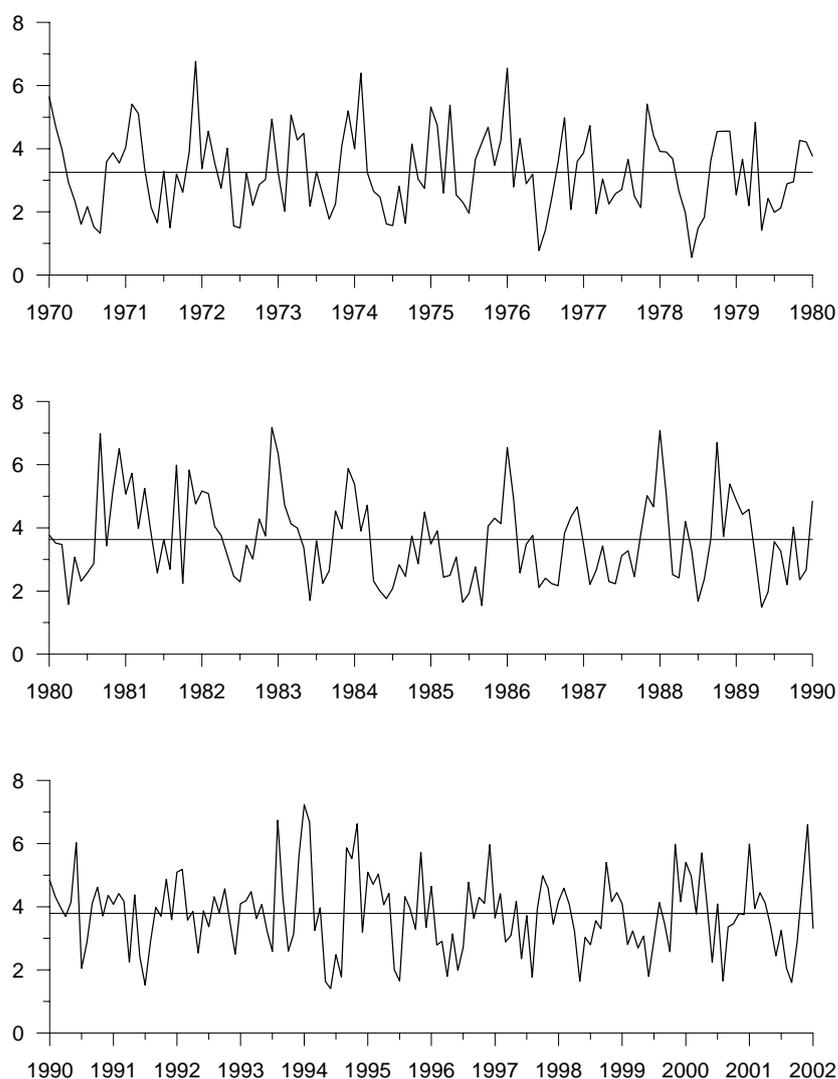


Рис. 13. Средняя по области скорость дрейфа льда, см/с.

Прежде всего, можно отметить, что явно выделяется годовой ход - зимой дрейф льда значительно более интенсивный, со средней скоростью до 8 см/с. Летом скорости дрейфа невелики, до 1 см/с. Этот результат, очевидно, связан с характером атмосферной циркуляции зимой (сильные ветра) и летом (преимущественно штилевая погода). Средняя скорость дрейфа

льда имеет тенденцию к медленному росту – в 1970-1980 гг. она составляла 3,26 м/с, в 1980-1990 – 3,63 см/с, а в 1990-2002 – 3,78 см/с. В среднем по десятилетиям можно выделить «быстрое» состояние льда в зимние месяцы 1972, 1974, 1976, 1981, 1983, 1986, 1988, 1994, 2002 годов и несколько более «медленное» – в 1984, 1987, 1990-1993, 1996-2000 годах.

На внутригодовом масштабе времени изменчивость средней скорости дрейфа очень большая, что подтверждает предположение, что на большей части акватории СЛО лед имеет малую инерцию, и его изменчивость на относительно малых масштабах времени определяется в основном изменчивостью ветра.

Также, даже не проводя специально гармонического анализа, можно заметить квазидвухлетнюю изменчивость, особенно отчетливо проявляющуюся в максимумах зимней скорости дрейфа.

Чтобы проверить способность модели количественно воспроизводить скорость дрейфа льда, была рассмотрена достаточно яркая ситуация зимы 1993-1994 года, когда скорость дрейфа льда, согласно модельным данным, составлявшая 7,5 см/с в декабре, резко упала в феврале до 3,2 см/с (рис. 14).

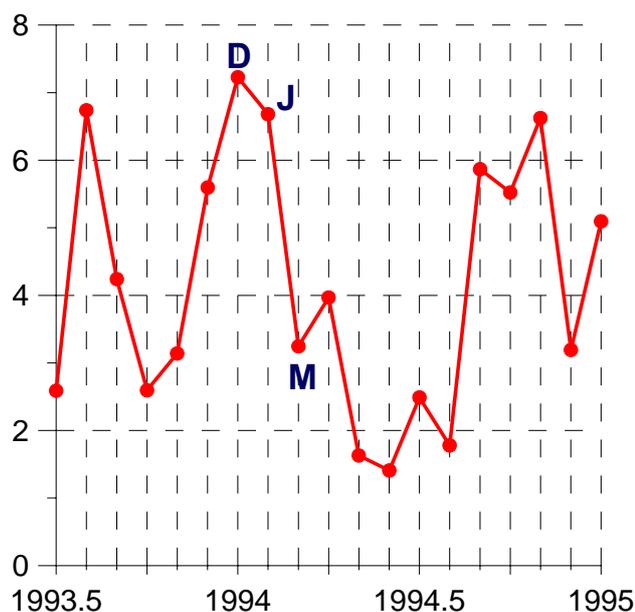
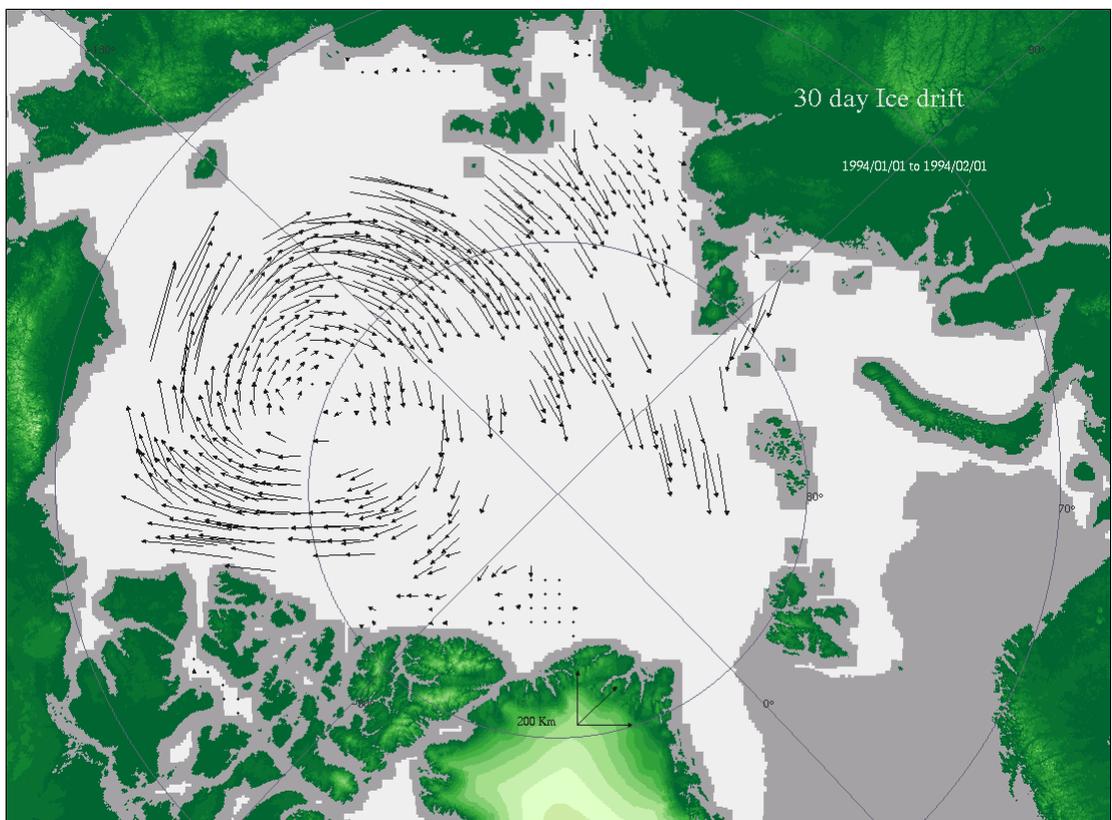
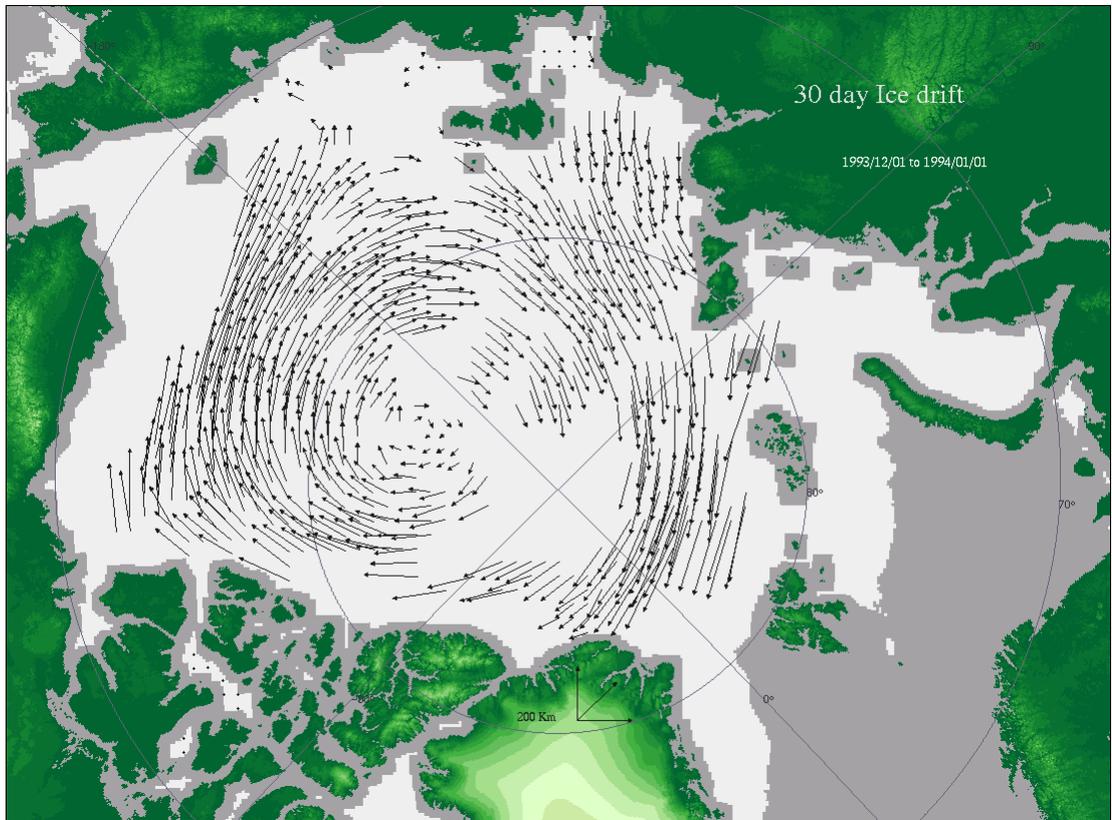


Рис. 14. Скорость дрейфа льда в декабре (D) 1993 г, январе (J) и феврале (M) 1994 г.

Имеющиеся на этот период спутниковые данные со спутников QuikSCAT и SSM/I, обработанные в IFREMER (Французский исследовательский институт изучения моря, данные можно получить по адресу <ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/psi-drift/data/arctic/>) показывают, что модель исключительно точно (учитывая разрешение 100 км) воспроизводит структуру поля скоростей дрейфа льда (рис. 15). Оценка средней скорости дрейфа показывает,

что в декабре 1993 года данные дают скорость порядка 8 см/с, а в феврале 1994 года - 3 см/с. К сожалению, летом, когда скорости дрейфа малы, спутниковые технологии не позволяют построить аналогичные карты.



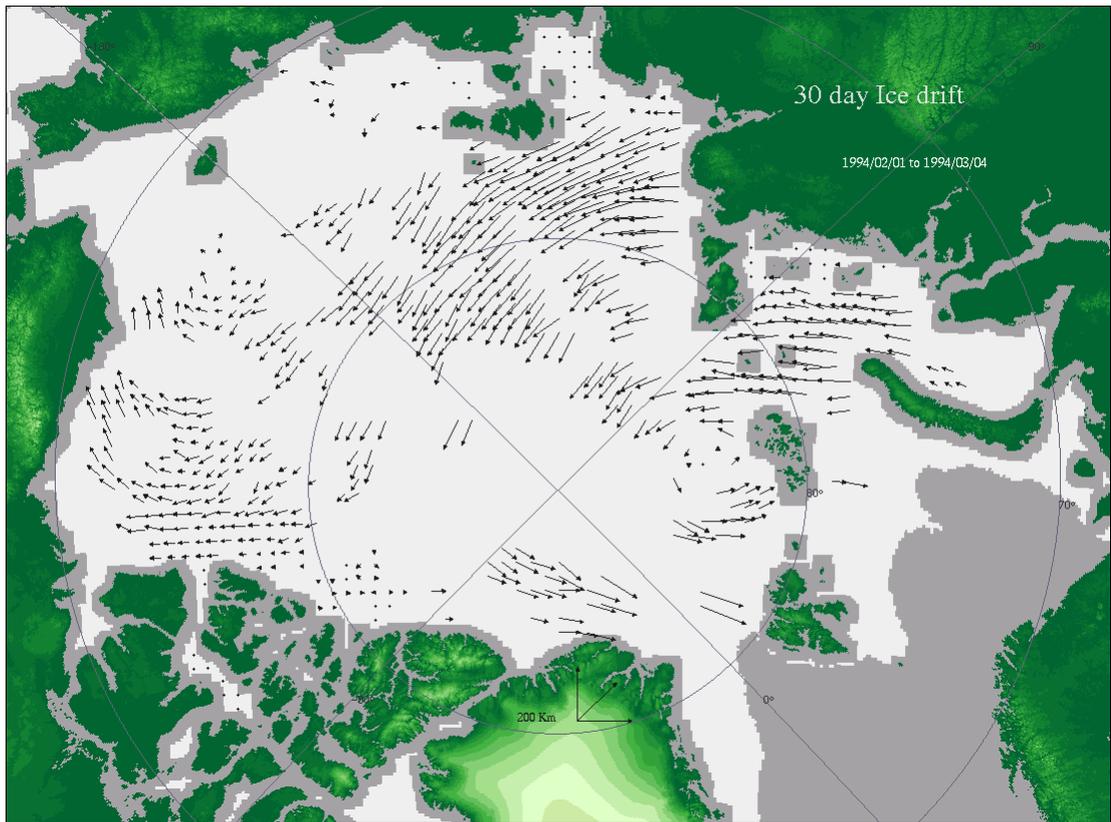


Рис. 15. Спутниковые данные по дрейфу льда.

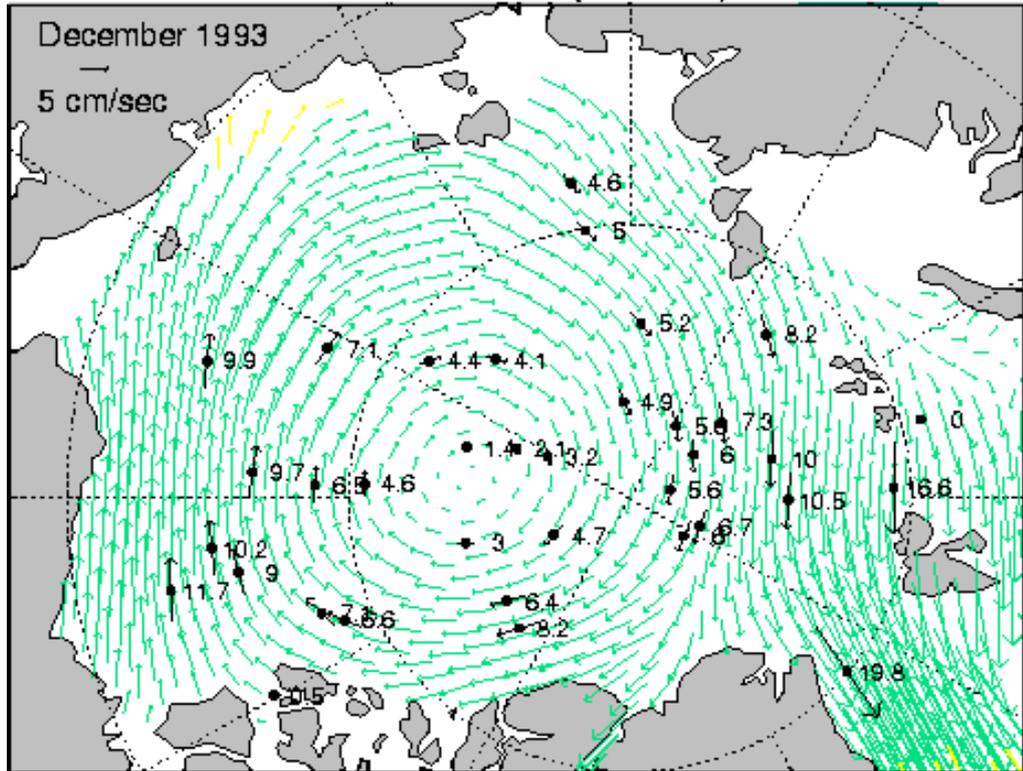
Аналогичные оценки получаются и при сравнении с данными, полученными с дрейфующих буев по программе IABP [63] (данные можно взять с сайта <http://iabp.apl.washington.edu/>). Совпадают как структура поля дрейфа льда, так и абсолютные скорости.

Таким образом, модель дает достаточно точные данные по дрейфу льда, пригодные для анализа изменчивости ледового покрова.

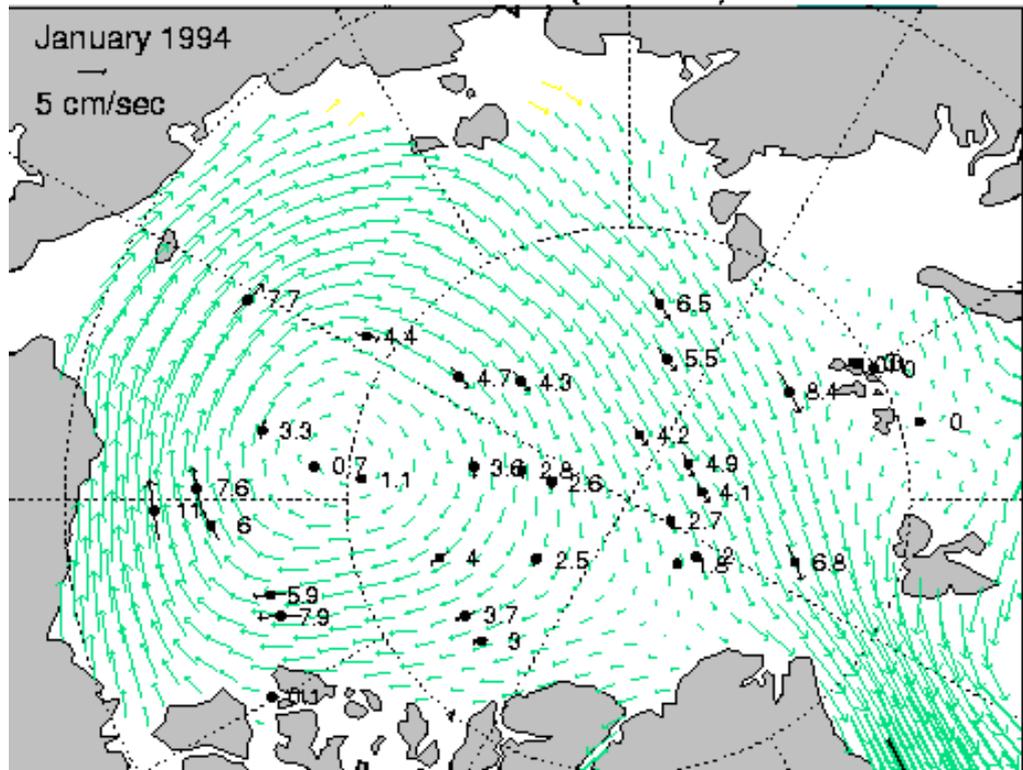
### **5.5 Характеристики ледового покрова в проливе Фрама.**

Большое количество данных по морскому льду получено в проливе Фрама, где существует возможность установки на дне сонаров, ведущих непрерывные измерения. Эти данные также подкрепляются данными со спутников и с дрейфующих буев. В данной работе обратим внимание на среднюю толщину льда, скорость дрейфа льда и на объемный перенос льда. Рассмотрим также среднемесячное среднемноголетнее распределение льда по грациям толщины.

### Ice Motion (cm/sec)



### Ice Motion (cm/sec)



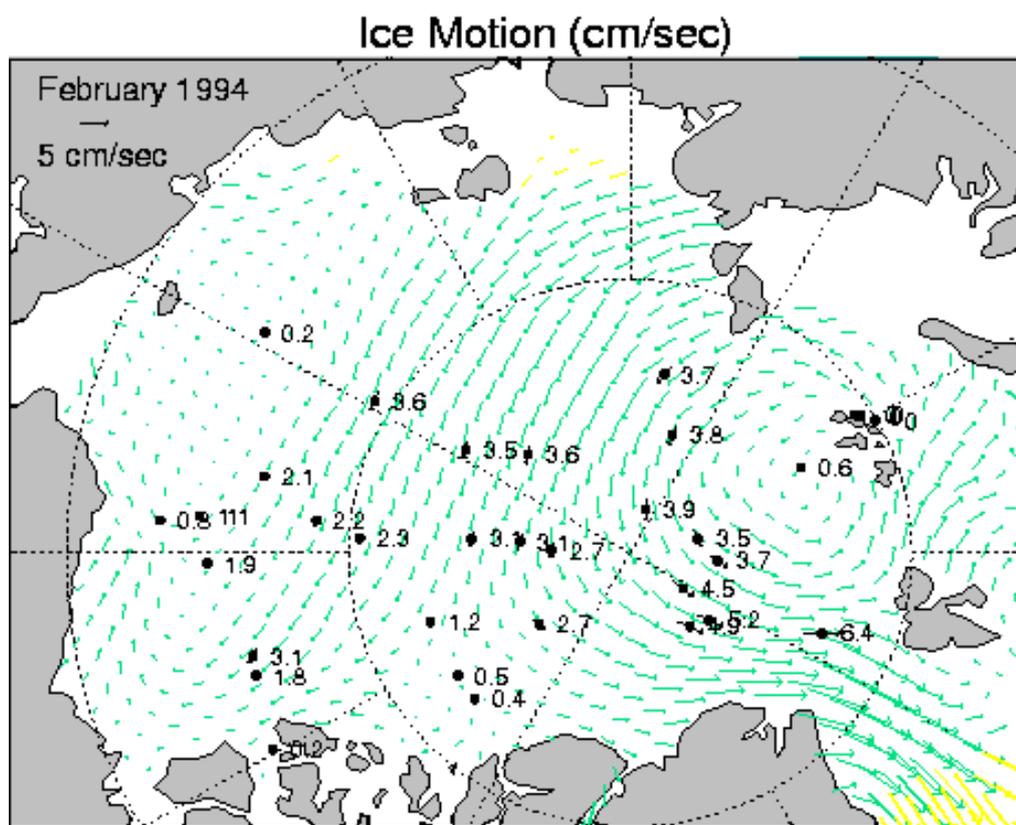


Рис. 16. данные по дрейфу льда, полученные с дрейфующих буев.

Временной ход средней по ширине пролива среднемесячной толщине льда представлен на рис. 17. Выделены периоды 1950-1960, 1960-1970, 1970-1980, 1980-1990 и 1990-2002 гг. Также показаны тренды, рассчитанные отдельно для каждого периода. Первые двадцать лет идет повышение толщины льда – 0,08 м/год в первую декаду (при средней толщине 2,70 м) и 0,06 м/год – во вторую (при средней толщине 3,44 м). Отметим очень толстый лед в 1968 году – особенно летом. Вероятно, такой характер изменения толщины льда связан с процессами формирования льда первые примерно 10 лет модельного времени (установление примерного термодинамического равновесия в системе «лед - верхний слой океана», с учетом процессов перераспределения льда по градициям толщины в процессе его движения и термической эволюции). В период 1970-1980 средняя толщина составила 3,09 м, с максимальной толщиной более 4 м (конец 1977 года) и минимальной около 1,5 м в сентябре 1979. Тренд составил –0,03 м/год. В следующее десятилетие тренд был положительным – около 0,08 м/год, при средней толщине 3,13 м. Этот тренд был сформирован очень толстым льдом зимой 1988-1990 годов, когда толщина льда достигала 5 м. В то же время, в 1985 и 1986 годах толщина льда зимой составляла всего 2,5-3 м. В период 1990-2002 годов толщина льда неуклонно уменьшалась с заметным трендом –0,1 м/год, так что в сентябре 2002 года было всего порядка 1,5 м (сравнимо с аномалией осени 1996 года). При этом уменьшалась и зимняя толщина льда – с 5 м до 3 м.

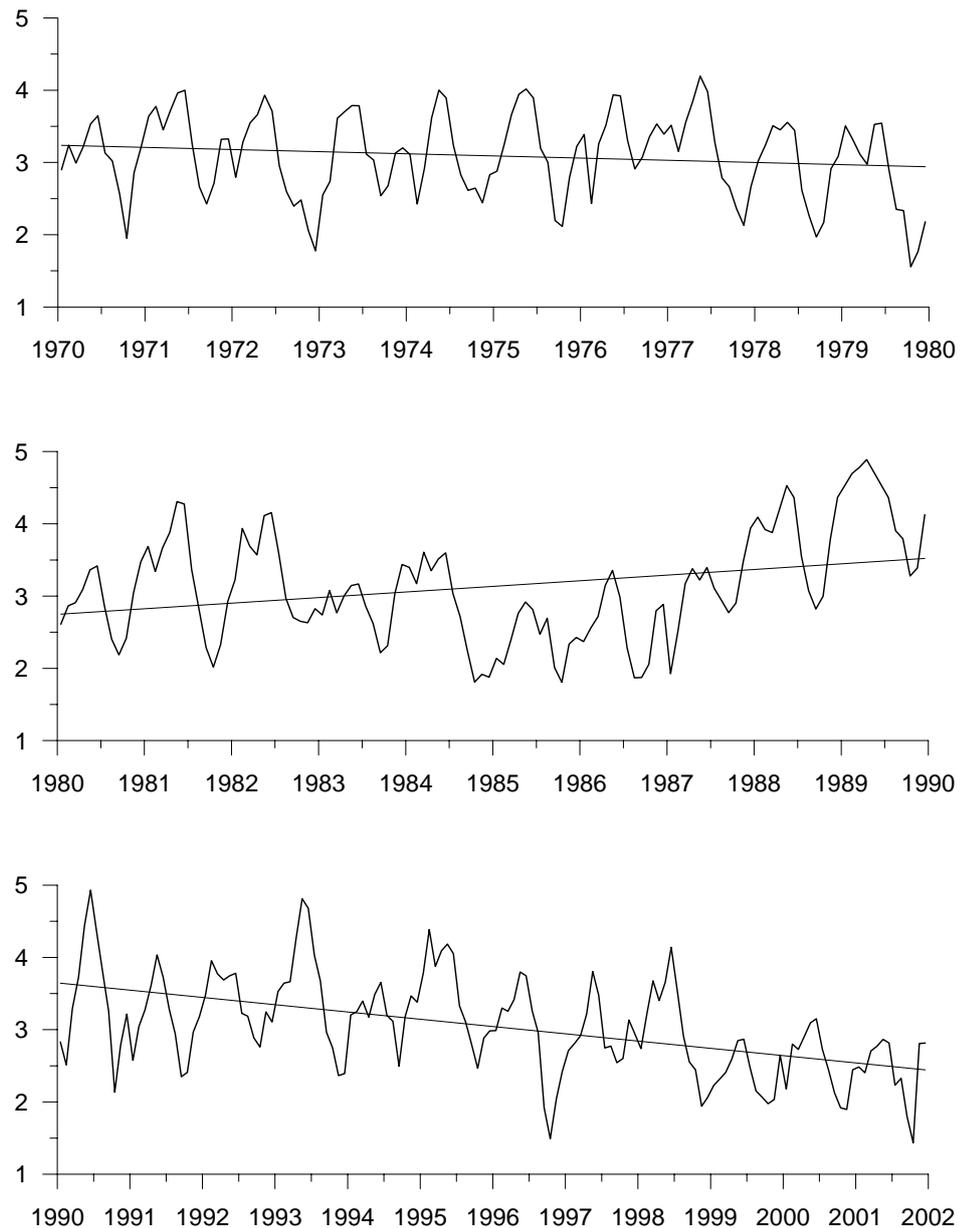


Рис. 17. Средняя по ширине пролива Фрама толщина льда (м).

На рис. 18 представлен временной ход переноса льда через пролив Фрама (положительный значения соответствуют переносу льда на юг). Для анализа возьмем только период с 1970 года. Естественно, что отмечается сильный сезонный ход – зимой толщина льда и скорость дрейфа больше, летом лед имеет меньшую толщину и скорость дрейфа – вплоть до того, что летом скорость дрейфа льда может быть направлена на север. В среднем по выделенным периодам наблюдается увеличение выноса льда из Центральной Арктики на юг – в 1970-1980 гг. в среднем 245,5 куб. км. в месяц, в 1980-1990 – 249,7, в 1990-2002 – 261,2 куб. км. в месяц, несмотря на уменьшение средней по ширине пролива толщине льда. В то же время скорость дрейфа увеличилась незначительно.

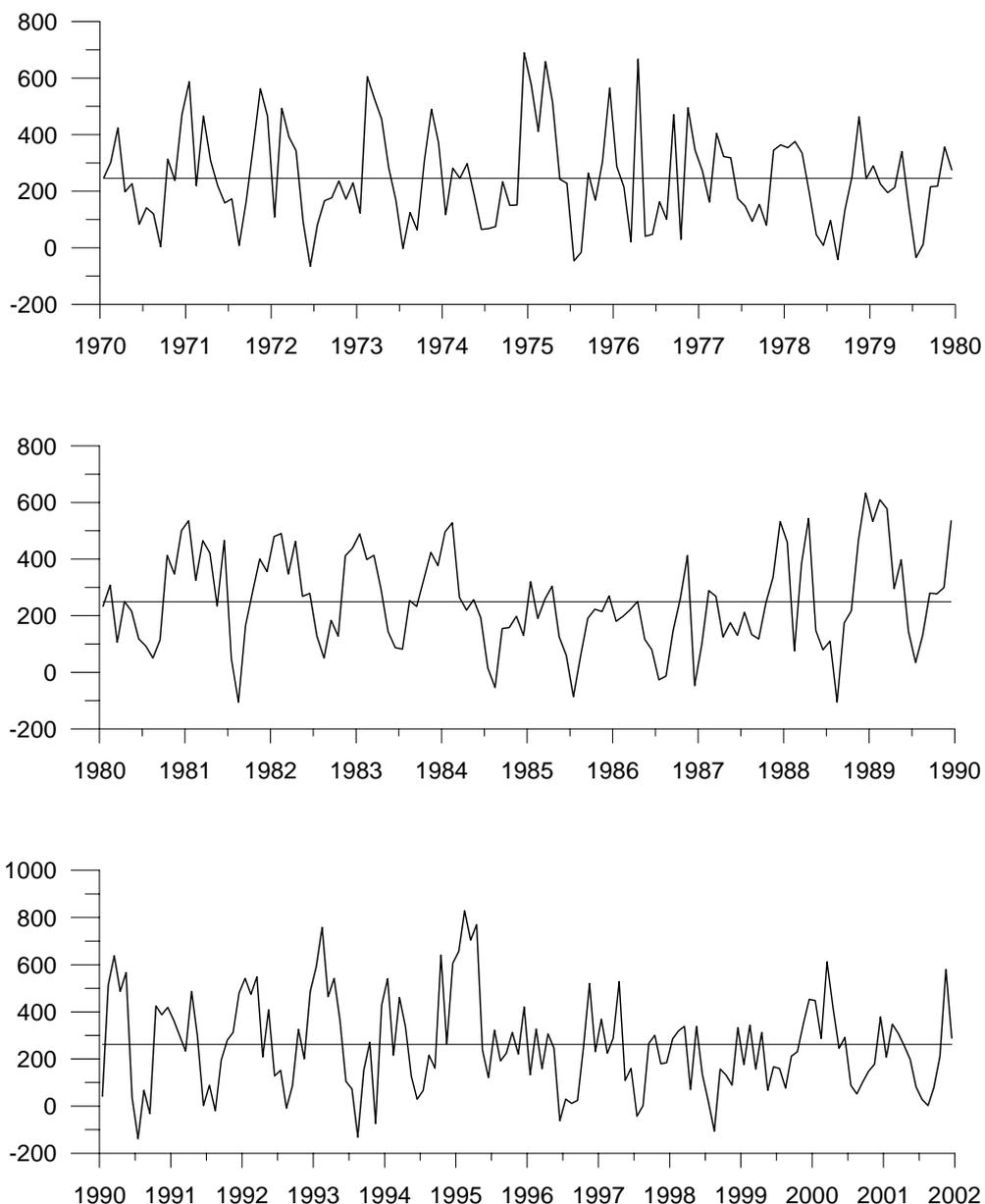


Рис. 18. Перенос льда в проливе Фрама (куб. км. в месяц). Положительное направление – на юг.

Сравнение с данными наблюдений за 1990-1996 гг. [68] показывает, что модель дает среднюю за период толщину льда 3,28 м против примерно 3,26 м, полученных с учетом того, что среднегодовая сплоченность льда в проливе Фрама порядка 0,88. За тот же период модель дает среднемесячный перенос 291,29 куб. км., в сравнении с 237,17, полученными в [68] (рис. 19). Ошибка составляет около 13%, или порядка погрешности измерений. В то же время сравнение среднемесячных данных за конкретный месяц показывает, что ошибка зимой может превосходить 100% - модель дает завышенные значения. Эта ошибка компенсируется летом, когда модель дает направленный на север перенос, что не отмечается в данных наблюдений.

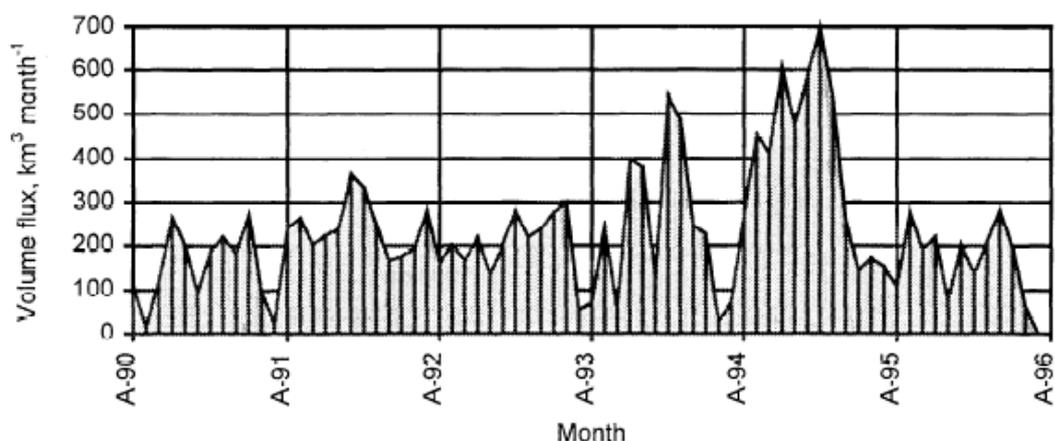


Рис. 19. Перенос льда через пролив Фрама по данным измерений (начиная с августа 1990 по август 1996 гг) [68].

Сравнение измеренных и рассчитанных (рис. 20) скоростей дрейфа показывает, что модель дает несколько заниженную, хотя и вполне реалистичную, среднюю скорость дрейфа в проливе Фрама порядка 9,78 см/с, что сравнимо с измеренными 10,2 см/с [68].

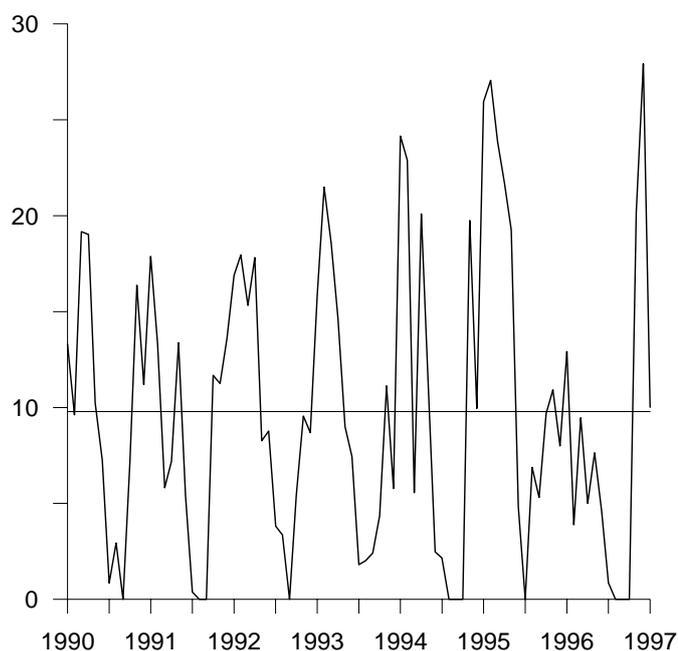


Рис. 20. Средняя скорость дрейфа льда в проливе Фрама.

Можно также сравнить рассчитанные и измеренные функции распределения льда по градациям толщины. В той же работе [68] приводятся графики вероятностей наблюдения лед заданной толщины (рис. 21). Аналогичные графики были построены по результатам модельных расчетов - на рис. 22 показаны среднемноголетние среднемесячные данные для января, марта, мая, июля, сентября, и ноября) за период 1958-2002 гг.

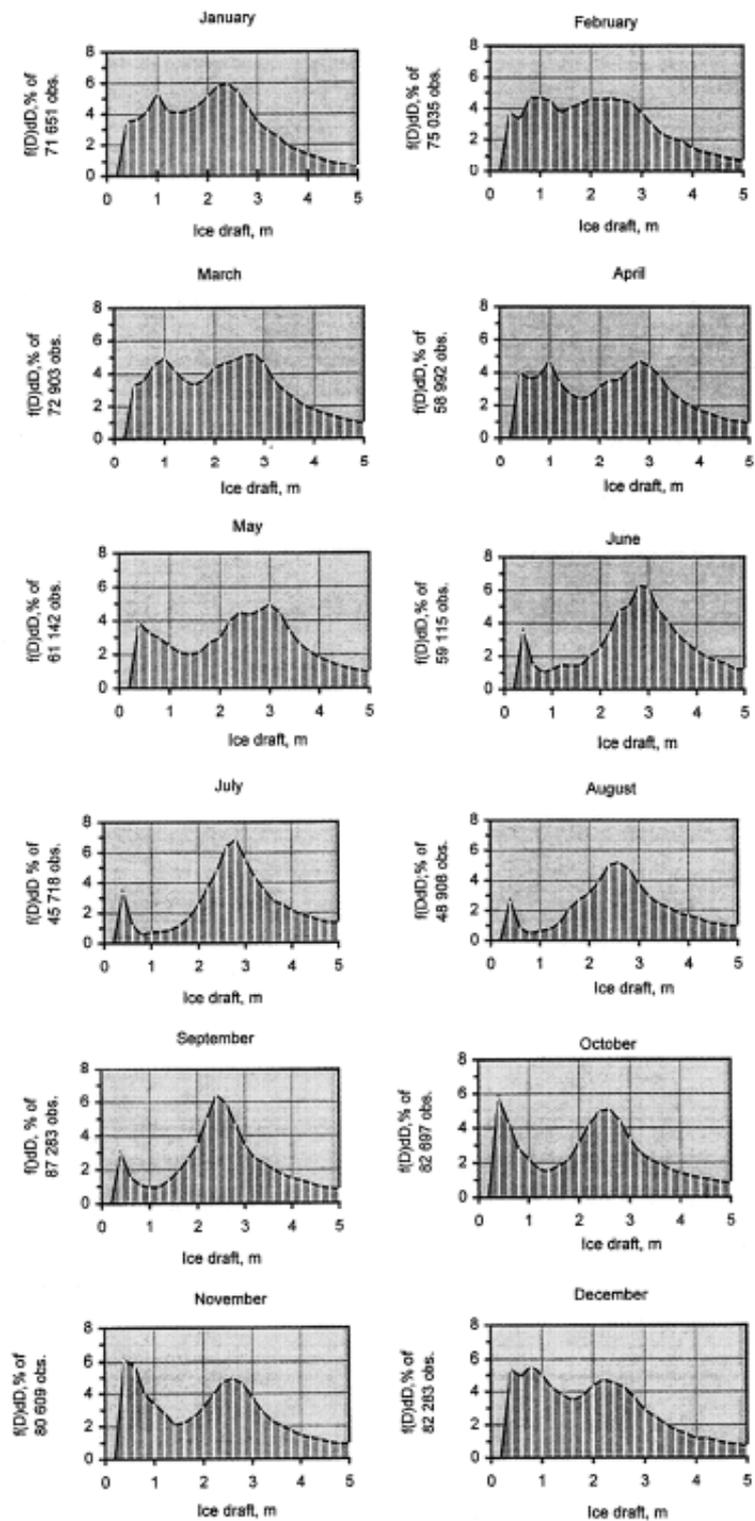


Рис. 21. Вероятность распределения льда по толщине (построено по  $dD=20\text{см}$ ), полученная по данным наблюдений [68].

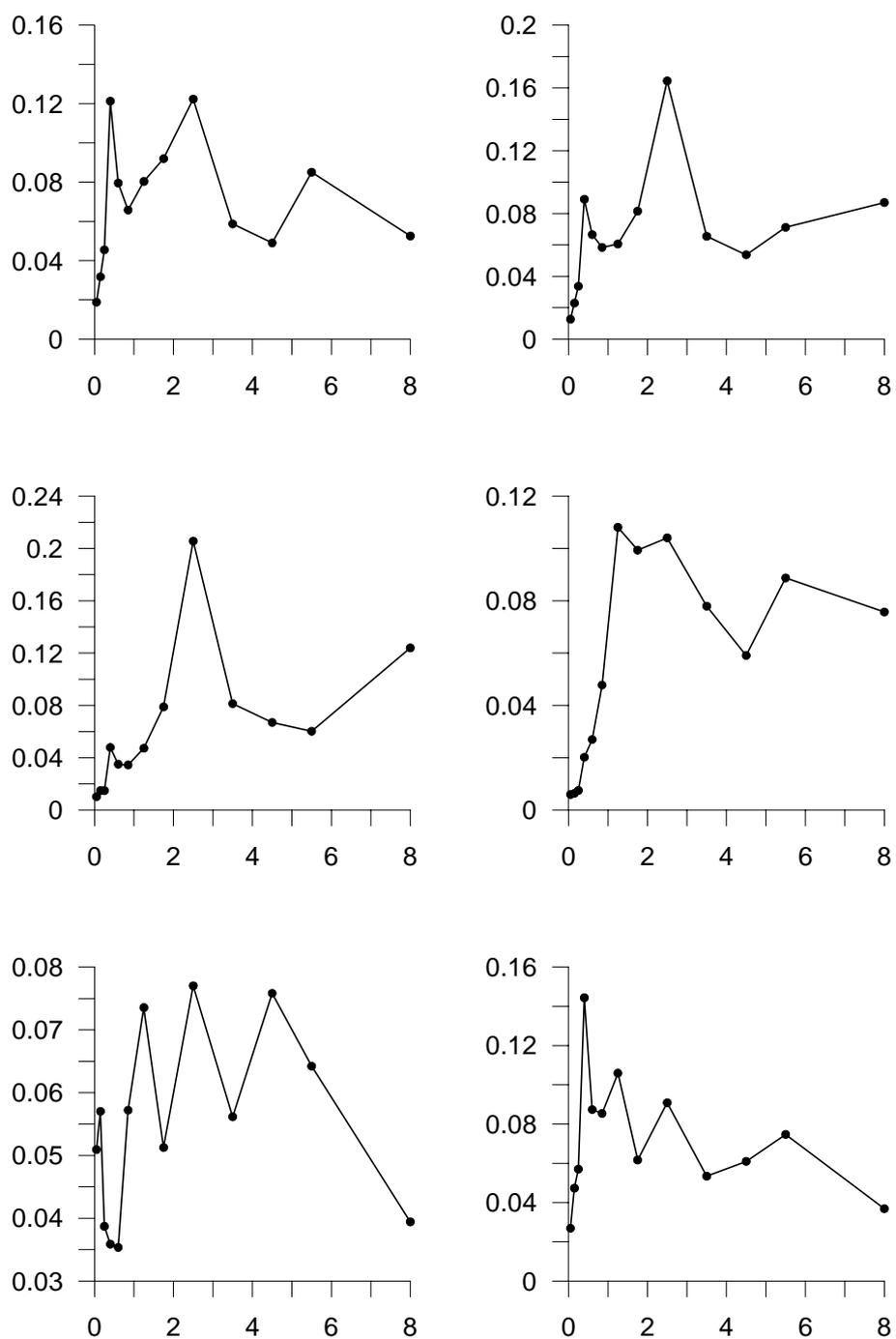


Рис. 22. Рассчитанная в модели вероятность распределения льда по толщине – использовались модельные интервалы градаций льда по толщине, середины которых показаны точками.

Приводятся вероятности встретить лед с толщиной, попадающую в одну из 14 модельных градаций – на графиках середины интервалов градаций толщины отмечены жирными точками. Даже беглое сравнение показывает, что распределение льда по градациям толщины хорошо воспроизводится зимой и относительно плохо – летом, когда модель дает практически «белый шум» в диапазоне от 1 до 6 м. Такой результат говорит о том, что в модели либо не учитывается како-то физический процесс, который в природе регулирует состояние льда, либо методика перераспределения льда по градациям толщины при термодинамических процессах работает как сильно-диссипативная схема переноса.

## **6 Учет приливов в модели климата СЛО.**

В настоящее время роль приливов в формировании климата Северного ледовитого океана (и других океанов) до конца не выяснена. Поэтому была сделана попытка учесть прилив непосредственно в совместной модели океана и морского льда.

Поскольку градиент приливного потенциала в полярных областях небольшой, предполагалось, что прилив может задаваться как падающая из Атлантического океана волна. При этом, учитывая математическую формулировку модели, для того, чтобы не переделывать программу, приливная составляющая задавалась в нормальной к открытой границе скорости течений. Учитывались потоки как на границе Арктики с Северной Атлантикой в Норвежском море и датском проливе, так и расходы через заданные в модели проливы Канадского архипелага. Для простоты рассматривалась одна, наиболее значимая, приливная составляющая – полусуточный лунный прилив M2; это не является принципиальным ограничением для учета и других гармоник. Данные брались из известных результатов модельных расчетов [69] (данные можно получить по адресу <http://www.ims.uaf.edu/tide/m2tide.html>). На рис. 23 показаны амфидромические карты, построенные по данным модели и результаты [69]. Отметим очень хорошее совпадение в основной части Северного Ледовитого океана, главные отличия – в районе, примыкающем к Горлу Белого моря. Такой результат вполне прогнозируем, так как в модели не описывается Белое море, и воспроизвести соответствующий резонанс в узком проливе невозможно. Полученный результат представляется крайне обнадеживающим, поэтому были проведены расчеты по воспроизведению состояния СЛО за период 1948-2002 гг. с явным учетом приливов. При этом не делалось никаких специальных настроек используемых физических параметризаций.

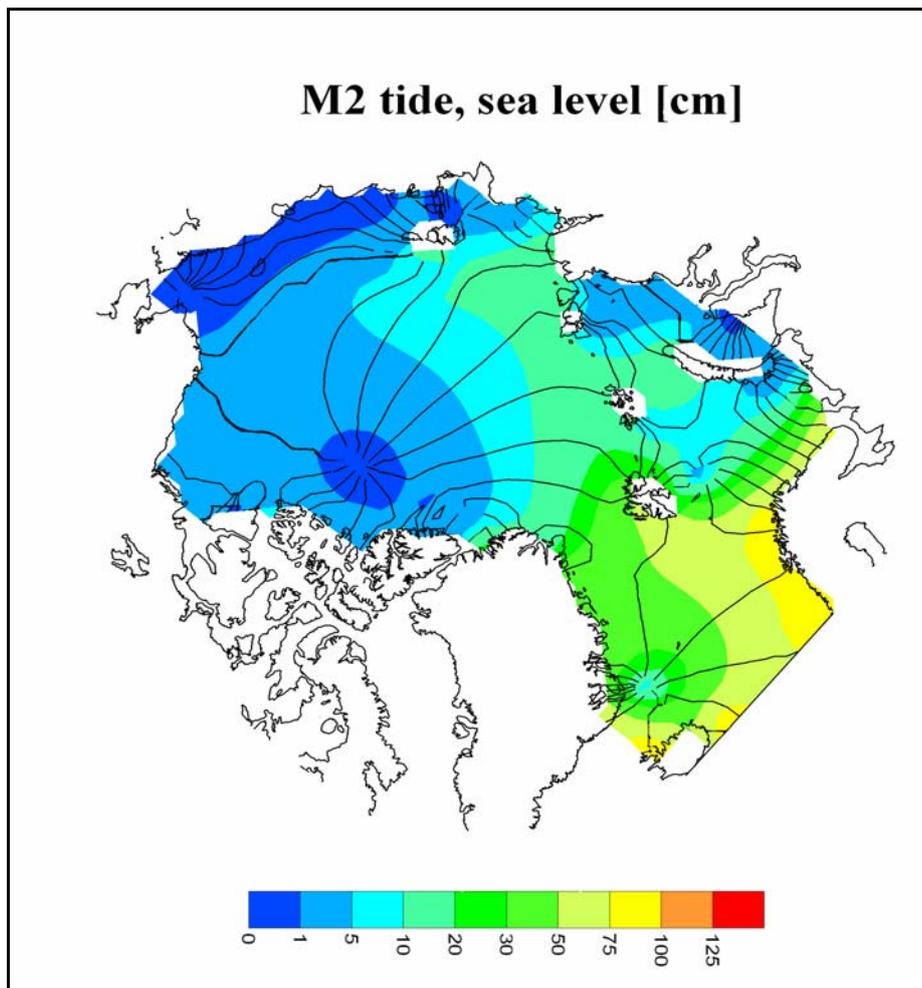


Рис. 23 а. Рассчитанная в модели амфидромичекая карта прилива M2 в СЛЮ. Амплитуда прилива в см.

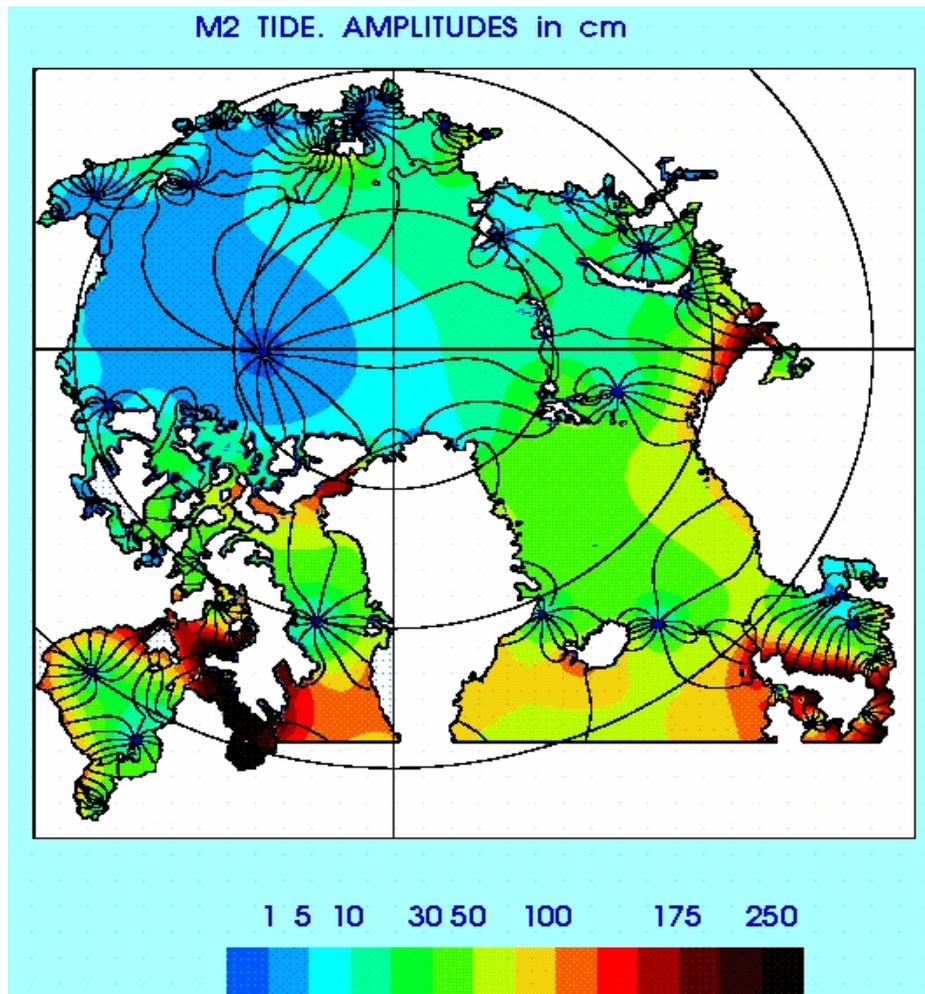


Рис. 23 б. Амфидромичекая карта прилива M2 в СЛО [69]. Амплитуда прилива в см.

Прежде всего, проанализируем распределение льда по грациям толщины в проливе Фрама (рис. 24). Как ни странно, введение прилива не оказало существенного влияния на состояние ледового покрова. Этот результат несколько противоречит здравому смыслу, поскольку прилив должен перераспределять лед в сторону больших толщин, которые будут образовываться в процессе торошения. Очевидно, что такой результат может быть следствием того, что используемая параметризация динамического взаимодействия воды и льда не настроена на высокочастотные движения. Была выдвинута гипотеза, что при высокочастотном форсинге коэффициент сопротивления на границе вода-лед должен быть существенно больше, чтобы учесть сопротивление формы глубоких килей. Особенно важно учесть этот механизм летом, когда верхний слой океана сильно стратифицирован, так что верхний пресный и теплый слой составляет порядка нескольких метров. В этом случае нельзя пользоваться описанием сопротивления дрейфу льда как трения о шероховатую пластину. Поскольку численная схема

модели позволяет использовать большие значения коэффициента сопротивления на границе вода-лед, были сделаны методические эксперименты с коэффициентами в 10 и 100 раз превосходящими стандартный. Полученные результаты приведены на рис. 25.

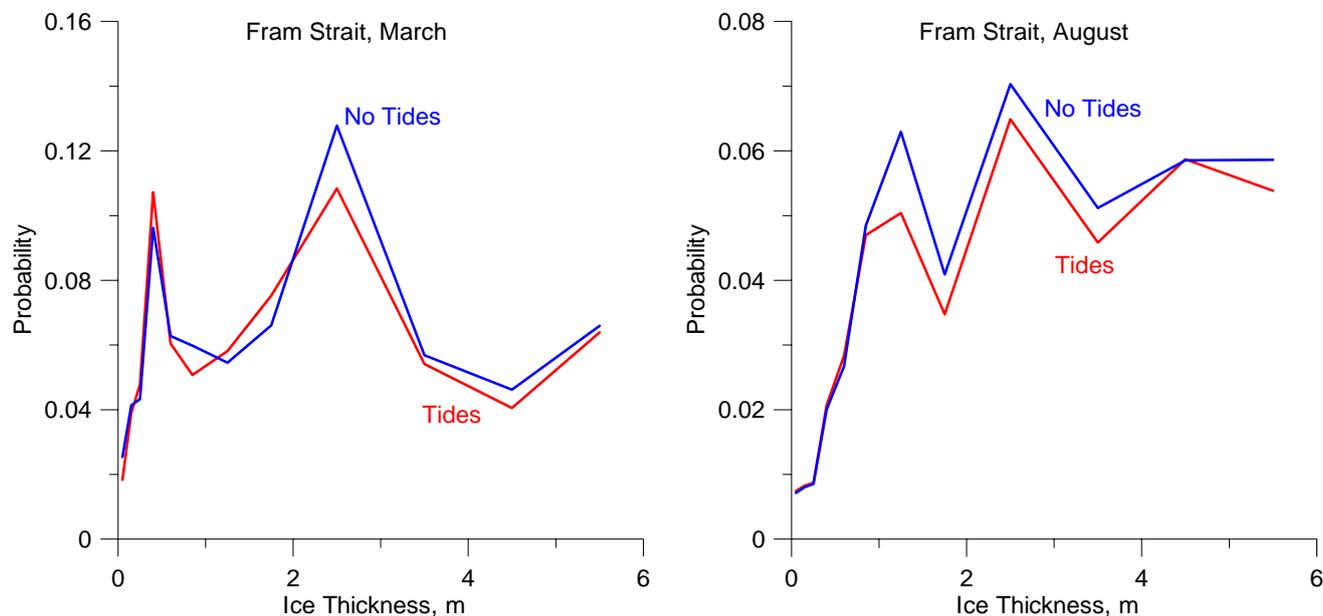


Рис. 24. Рассчитанная в модели вероятность распределения льда по толщине в марте (слева) и в августе (справа), с приливом (красная линия) и без прилива (синяя).

Видно, что работа в направлении более точного учета коэффициента сопротивления на границе вода-лед крайне перспективна. Использование больших коэффициентов сопротивления позволило получить значительно более реалистичную картину, особенно лето, что было проблемой в версии модели безо льда. Таким образом, именно прилив выступает в качестве «регуляризатора» толщины льда. Интересно также было бы получить предел при коэффициенте сопротивления, стремящемся к бесконечности – вероятно, так будет получено физическое обоснование параметризации «вложенного льда», предложенной В. Хиблером и до сих пор вызывающей неоднозначную реакцию в сообществе специалистов по динамике льда.

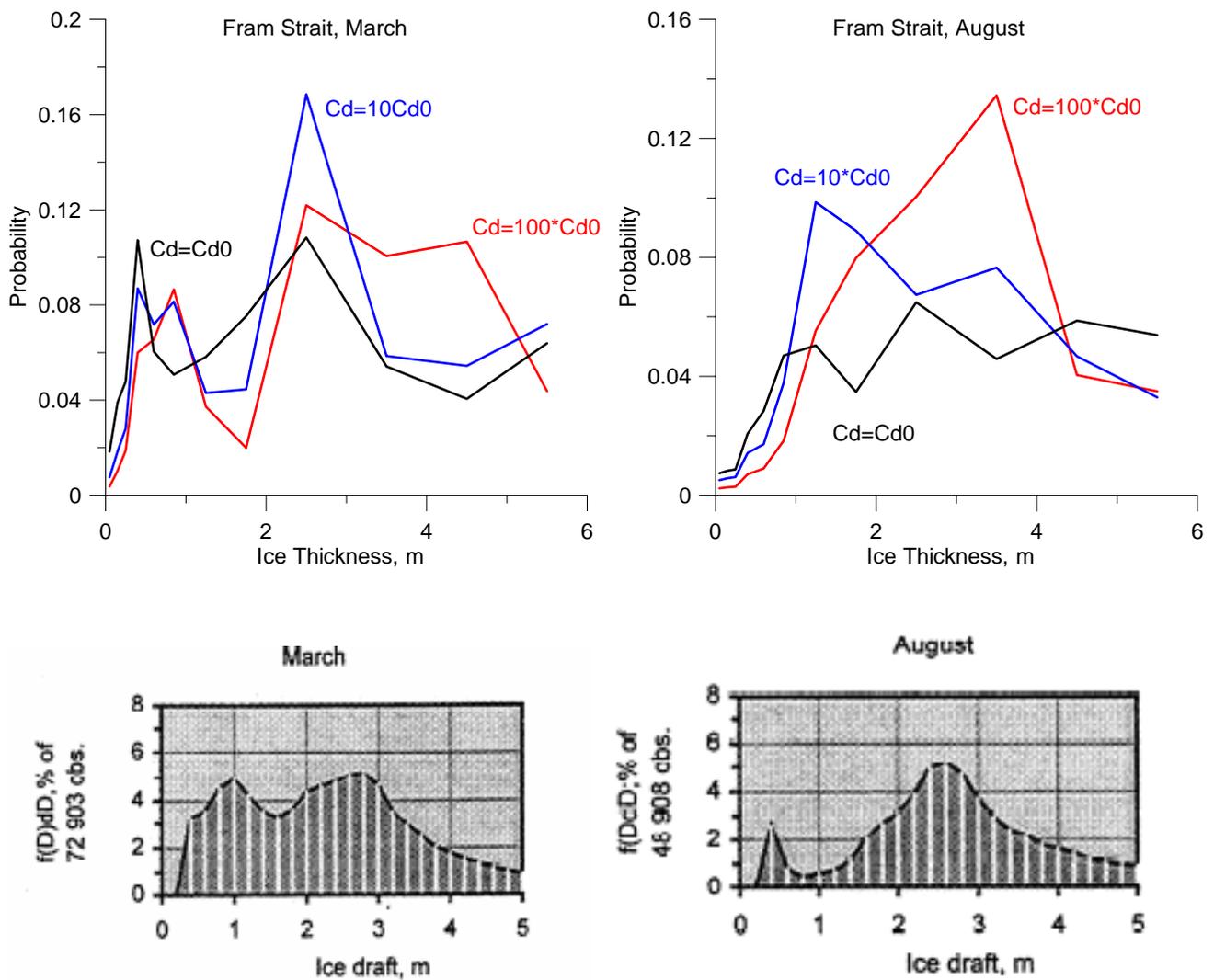


Рис. 25. Рассчитанная в модели вероятность распределения льда по толщине в марте (слева) и в августе (справа), с разными коэффициентами сопротивления (стандартным, в 10 раз большим, в 100 раз большим). Внизу также приведены упоминавшиеся ранее данные наблюдений.

Среди нерешенных проблем, связанных с явным учетом прилива, отметим интенсивное вертикальное перемешивание в проливе Фрама (и в других областях с сильными приливными течениями). На рис. 26 показано вертикальное сечение по ширине пролива полей температуры – видно, что действие прилива оказалось нереалистично сильным. Причин такого поведения модели может быть несколько – в этом направлении необходимо проведение дополнительных исследований.

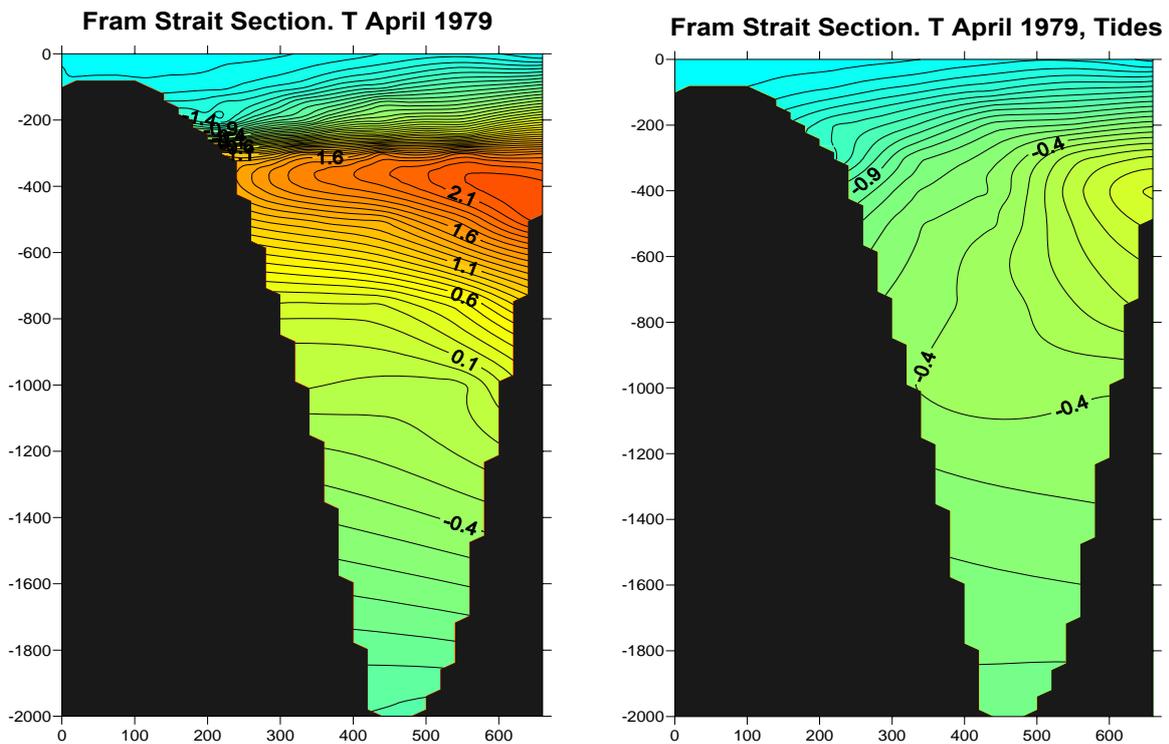
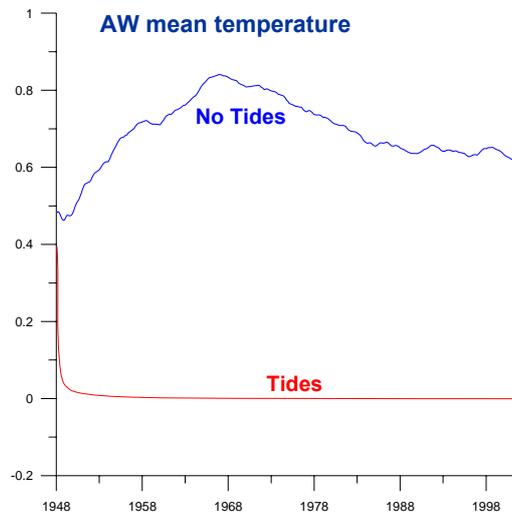


Рис. 26. Поле температуры в проливе Фрама без явного учета приливов (слева) и с учетом (справа).



Средняя по слою атлантических вод температура в СЛО – без явного учета приливов (синяя линия) и с учетом (красная).

### 6.1 Параметризация вихревого переноса скаляра.

В модели для параметризации подсеточной турбулентности использовались различные методики – в том числе и вихревой перенос Гента и МакВильямса. Было проведено отдельное

исследование по оценке чувствительности решения к выбору параметров этого переноса и по переходу к более сложным аппроксимациям эффективного коэффициента вихревого переноса. Прежде всего – отметим, что использование такой параметризации позволяет сохранить в модели с невысоким пространственным разрешением течения, ответственные за перенос теплой атлантической воды через пролив Фрама в Центральную Арктику. На рис. 27. показаны среднемноголетние поля температуры на горизонте 300 м, полученные с использованием и без использования параметризации вихревого переноса скаляра.

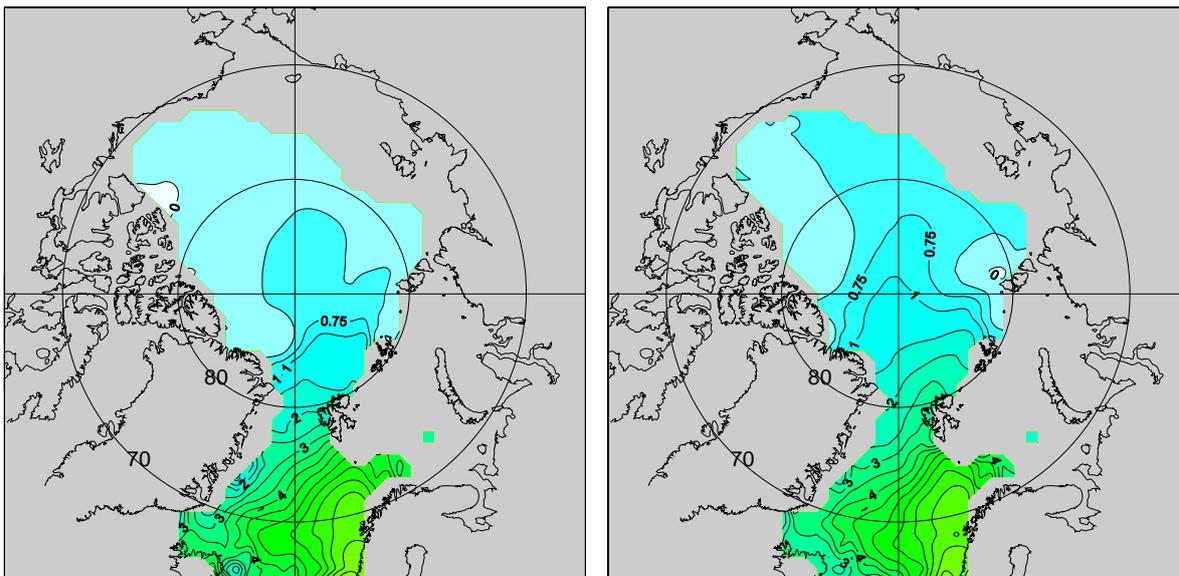


Рис. 27. Поля температуры на горизонте 300м, полученные с использованием (справа) и без использования (слева) параметризации вихревого переноса скаляра.

Вертикальное сечение поля температуры в проливе Фрама показано на рис. 28. Отметим, что изменения не очень сильные – в основном действие переноса свелось к поднятию области теплой воды и к ее незначительному расширению вглубь – как это и должно происходить в соответствии с теорией. Максимальная температура в ядре атлантических вод не изменилась -  $+3^{\circ}\text{C}$ . Усилились вертикальные градиенты в верхнем слое океана. Несмотря на вроде бы незначительное изменение поля температуры поле скорости претерпело более существенные изменения. Интенсифицировались Западно-Шпицбергенское (ЗШТ) и Восточно-Гренландское течения – в ЗШТ скорость увеличилась в 2,5 раза! Естественно, что это привело к более интенсивному переносу тепла на север.

Анализ полученных результатов показывает, что использование такого рода параметризаций крайне полезно для моделирования высокоширотных морей, где бароклинный

радиус деформации Россби составляет всего 5км и прямое моделирование вихревого переноса в модели, охватывающей весь СЛО, в настоящее время не представляется возможным.

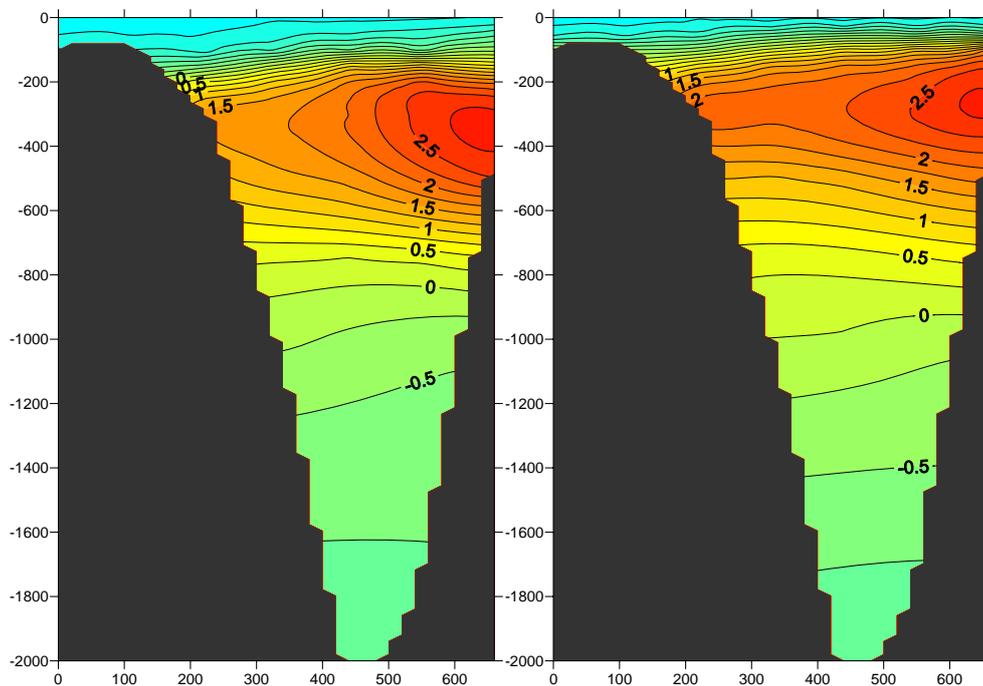


Рис. 28. Сечение температуры в проливе Фрама. Слева – без использования параметризации вихревого переноса, справа – с использованием.

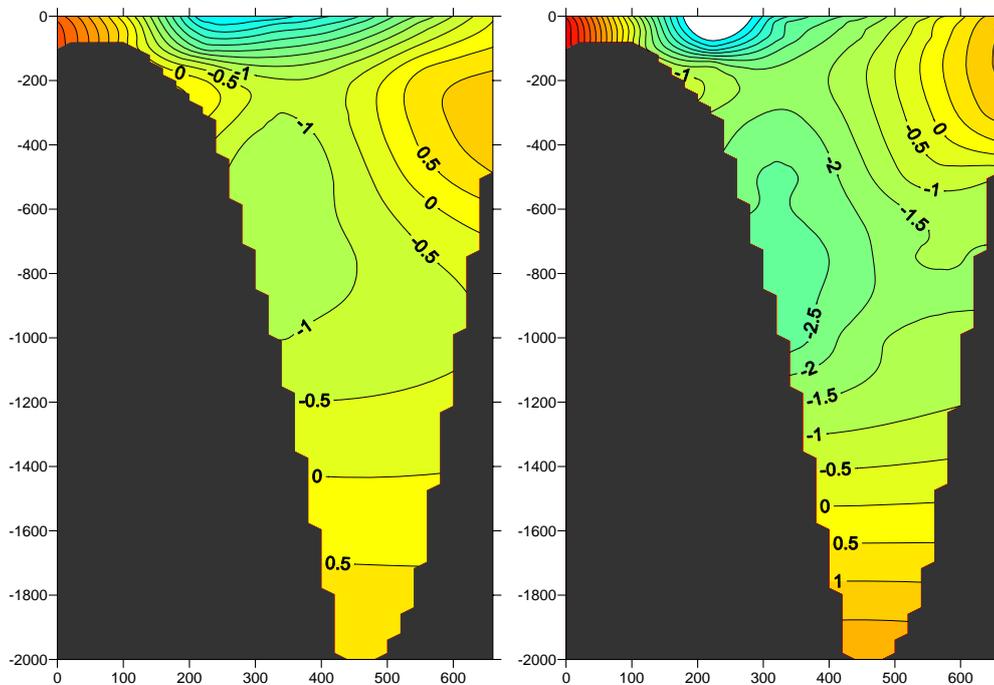


Рис. 29. Сечение скорости течений в проливе Фрама. Слева – без использования параметризации вихревого переноса, справа – с использованием. Положительные значения соответствуют направлению на север.

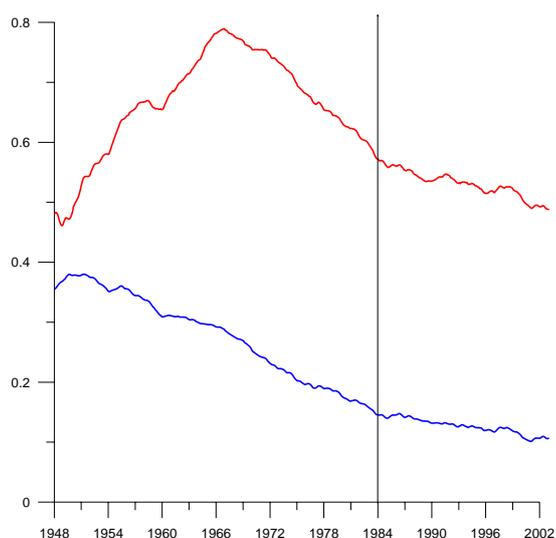


Рис. 30. Средняя температура в слое атлантических вод: без вихревого переноса трассера (синяя линия) и с учетом вихревого переноса трассера (красная). Показано приближенно время выхода системы на модельное квазиравновесное состояние.

Среди нерешенных задач отметим крайне малый мировой опыт в использовании параметризации вихревого переноса скаляра в Арктике, в том числе и в случае явного учета прилива. Между тем можно ожидать, что в силу особенностей стратификации стандартные параметры могут потребовать существенного пересмотра.

Основной результат этого раздела состоит в том, что в модели удастся воспроизвести основные характеристики прилива M2 (скорость течений, амплитуду и фазу колебаний уровня океана) даже в случае невысокого пространственного разрешения. Отличия наблюдаются в небольших заливах и на мелководье.

Для расчетов использовалась новая версия модели, в которой в вертикальном балансе импульса, тепла и солей учитывалось изменение объема жидкой воды за счет плавающего на ней льда. При этом была изменена модель альбедо – в основном в сторону уменьшения альбедо всех типов поверхностей примерно на 0,02. В настоящее время модель альбедо достаточно точно соответствует альбедо, принятому в глобальной климатической модели NCAR CCSM 3. Такой выбор описания верхнего слоя океана и альбедо способствовал более интенсивному прогреву океана и устранению характерной для более ранних версий модели тенденции к завышению площади льда летом-осенью.

Расчеты со стандартными параметрами привели к результату, незначительно отличающемуся от случая без прилива. Основное отличие объясняется более высокой относительной скоростью дрейфа льда и, следовательно, большему потоку тепла из океана в лед. Это привело к небольшому уменьшению толщины льда в Центральной Арктике.

Был пересмотрен механизм динамического взаимодействия воды и толстого дрейфующего льда. Стандартные коэффициенты сопротивления были получены в приближении трения о шероховатую пластину и не учитывают сопротивления формы льда. Анализ данных по сопротивлению судов показал, что в случае толстого льда и мелкого летнего верхнего пресного слоя океана этот коэффициент может быть на порядок больше. В случае периодического форсинга (прилив, ветровые волны...) этот коэффициент может быть больше еще на порядок для критических чисел Фруда примерно 0,3. Анализ данных наблюдений показывает, что летом часто наблюдается именно такая ситуация. Для оценки чувствительности модели к выбору коэффициента сопротивления были проведены расчеты с коэффициентом, большим стандартного в 10 раз. Площадь и область распространения льда поменялись незначительно, однако толщина льда стала значительно большей – на 90 см – в Центральной Арктике. На шельфе, в районе больших скоростей приливных течений, толщина льда сильно уменьшилась по сравнению со случаем без прилива.

Проведенные расчеты могут служить иллюстрацией того, что учет прилива в климатических моделях способствует уменьшению площади распространения льда. В то же время, за счет более интенсивного зимнего образования льда и последующего его переноса в центральные районы Арктики, в центре Арктики образуется более толстый лед. Поэтому с одной стороны – прилив является дестабилизирующим фактором в том, что касается ледовитости Сибирского шельфа, и, с другой – стабилизирующим в том, что касается массы и толщины льда в Центральной Арктике. Возможно, учет прилива позволит более точно оценить скорость исчезновения ледового покрова при различных климатических сценариях, что является в настоящее время одной из ключевых задач.

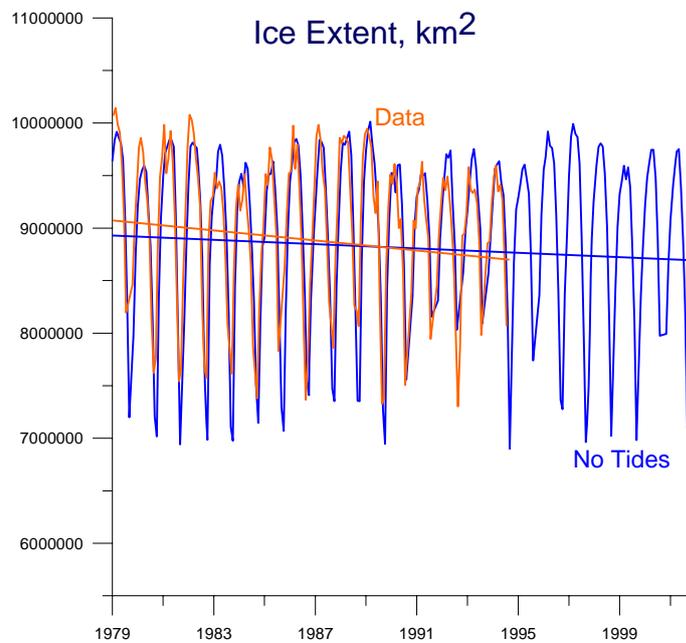
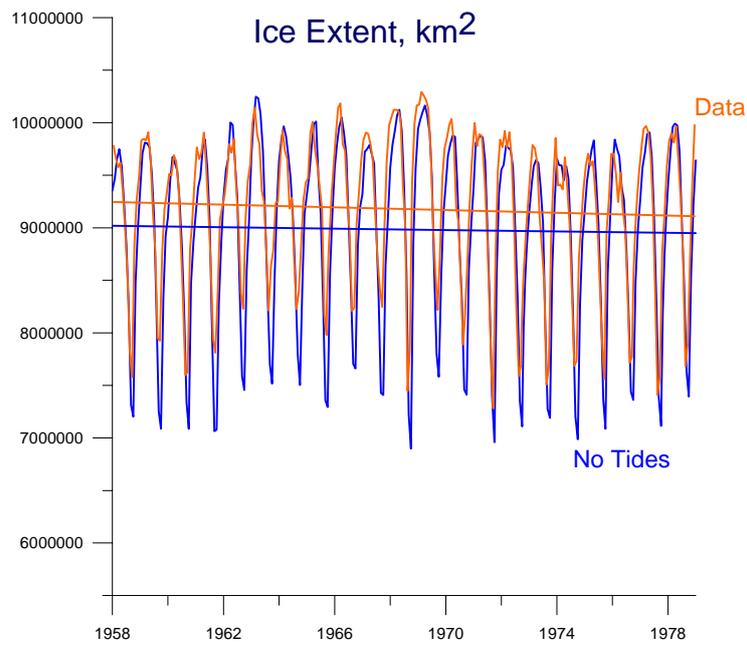
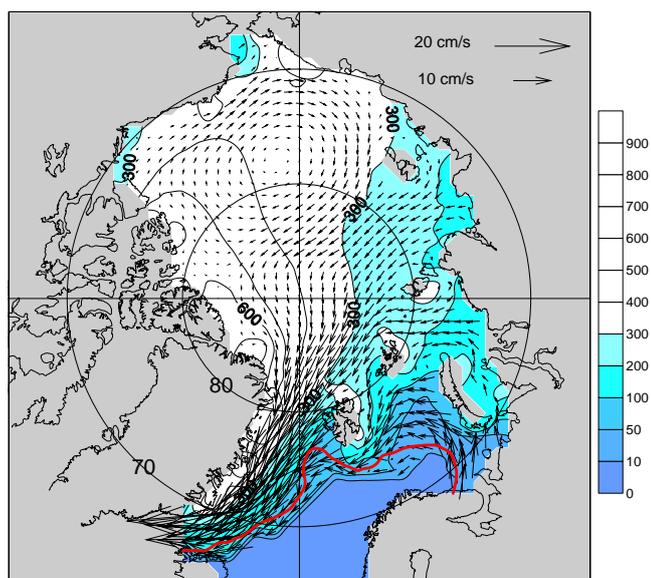


Рис. 31. Площадь распространения льда в базовой версии модели без прилива и данные наблюдений. Отдельно показаны периоды доспутниковой эпохи и спутниковой эпохи. Тренды рассчитаны отдельно для каждого периода. Видно, что в доспутниковую эпоху модель хорошо воспроизводит тренды, то же самое в спутниковую эпоху воспроизводится хуже.

### Mean Ice Thickness (cm) and Ice Drift.



### Mean Ice Thickness (cm) and Ice Drift.

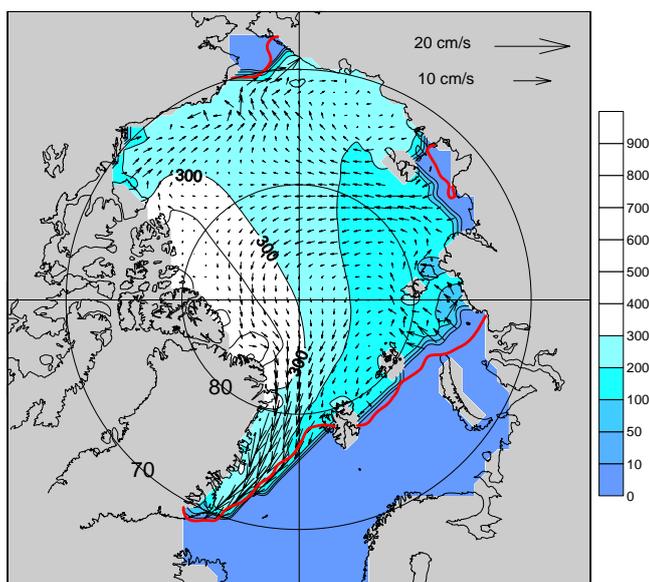


Рис. 32. Толщина льда и скорость дрейфа в марте и сентябре (средне многолетние среднемесячные данные для модели без прилива). Красным показано среднее положение кромки льда в данный месяц. Можно отметить хорошее качество модели.

## M2 tide, sea level [cm]

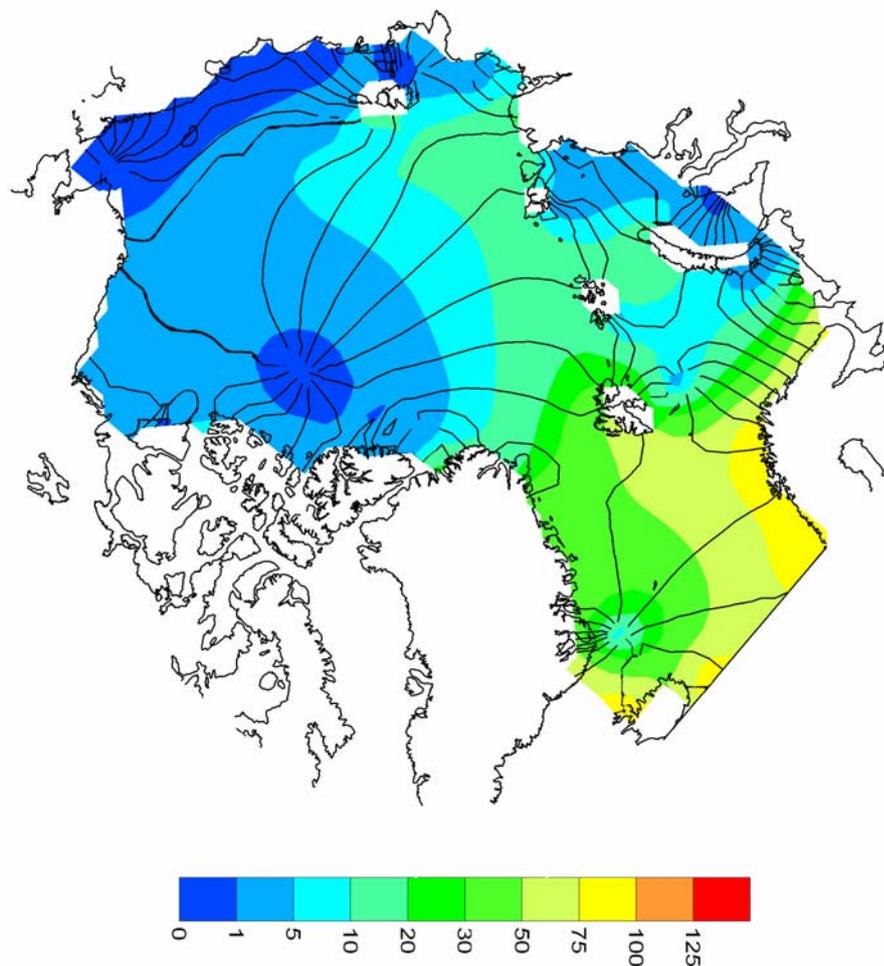


Рис. 33. Рассчитанная котидальная карта прилива M2. Можно отметить хорошее совпадение с данными, полученными по специальным приливным моделям высокого пространственного разрешения.

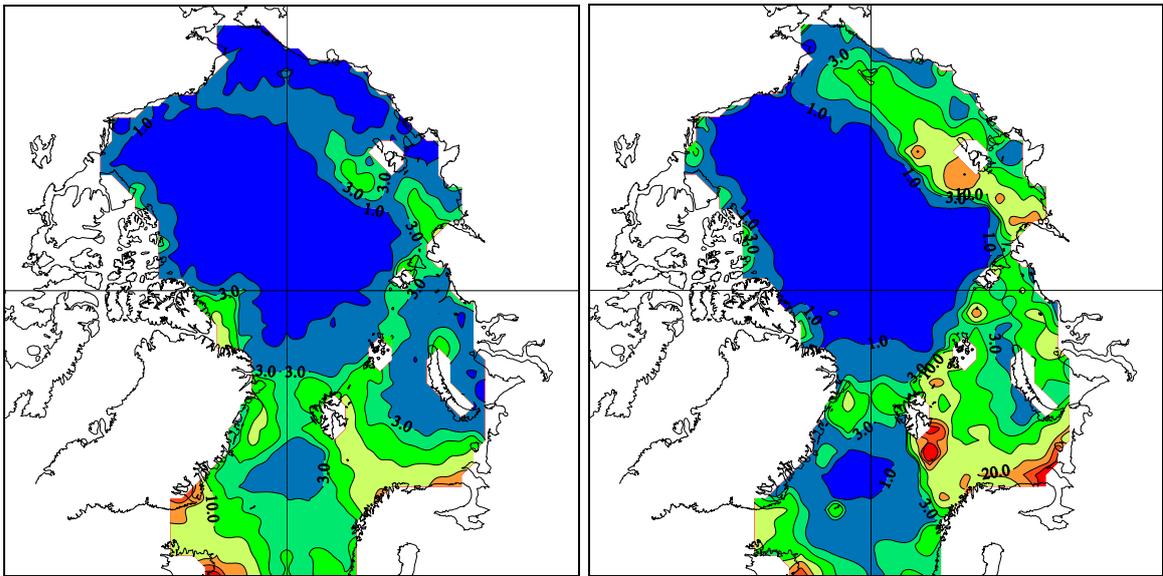


Рис. 34. Максимальные приливные скорости, полученные по модели (слева) и Kowalik&Proshutinsky, 1994. Основные отличия - на шельфах. На основной акватории СЛО скорости порядка 0,3 см/с.

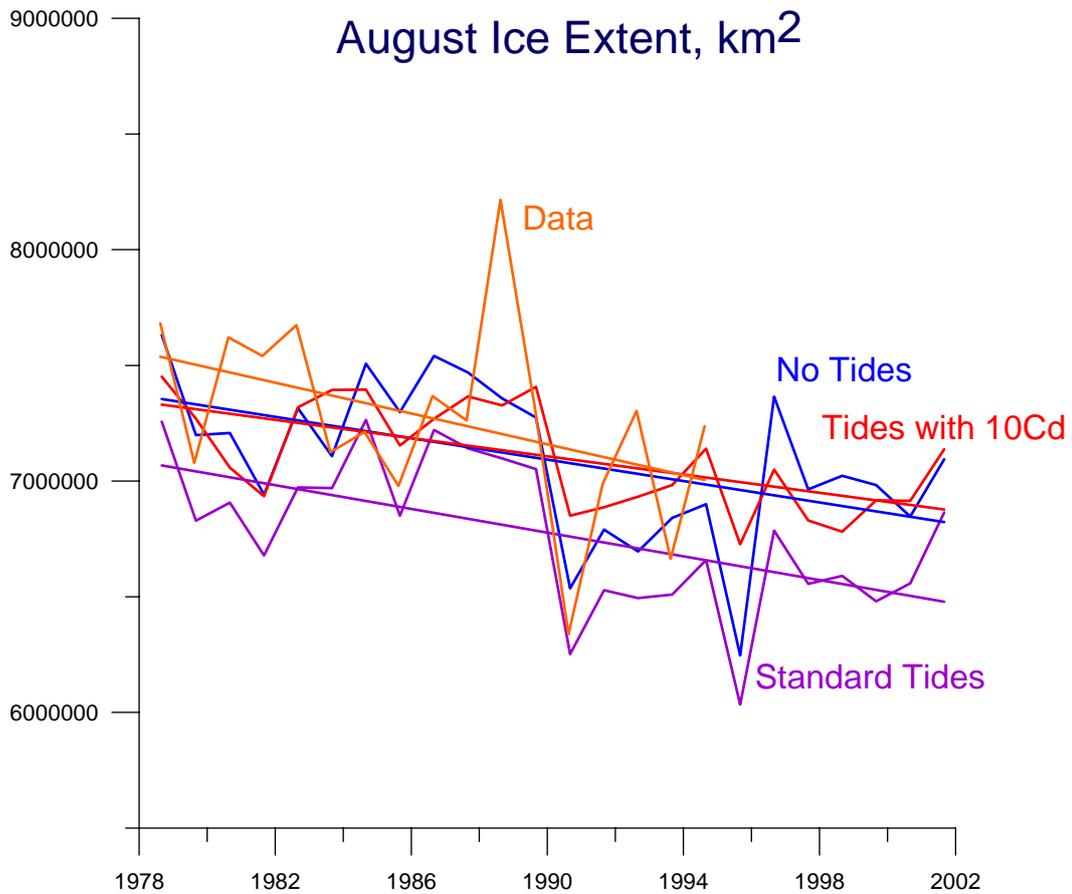
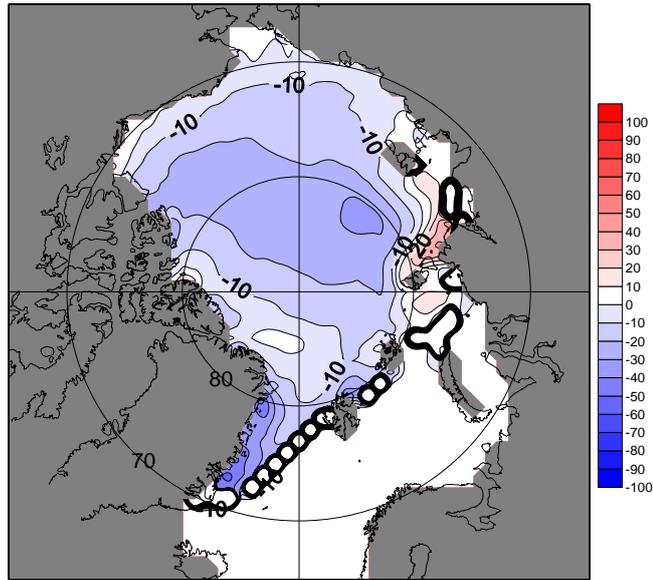


Рис. 35. Изменения площади (км<sup>2</sup>) минимального (августовского-сентябрьского) распространения льда за спутниковый период.

**Residual Mean Ice Thickness (cm)**



**Residual Mean Ice Thickness (cm)**

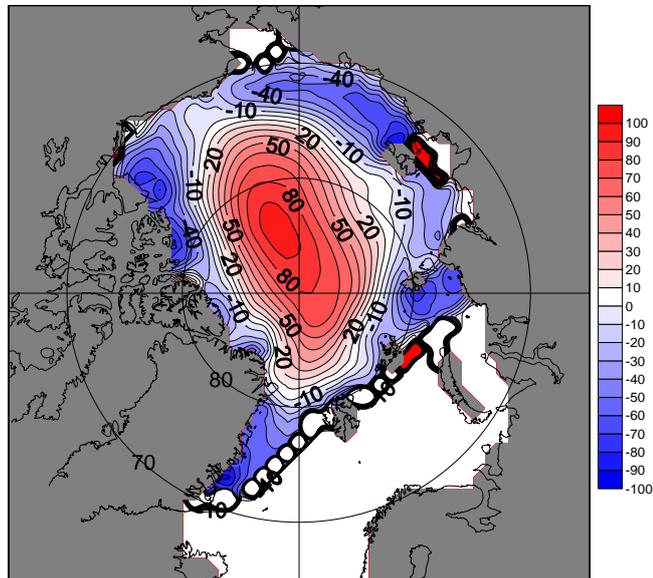


Рис. 36. Отклонение толщины льда (см) от случая без учета приливов (Сентябрь). Вверху – стандартный коэффициент сопротивления, внизу – увеличенный.

## **Заключение.**

В заключение можно сделать вывод, что в предложенная модель совместной динамики вод и морского льда Северного Ледовитого океана дает вполне реалистичные результаты и, по своим актуальным и потенциальным возможностям, сравнима с другими современными моделями высокого уровня.

Выписаны уравнения в модифицированной системе координат  $z^*$  и реализована первая версия модели крупномасштабной гидротермодинамики на произвольных призматических конечных элементах (либо конечных объемах). Проведены первые методические расчеты по воспроизведению простых задач, имеющих точное аналитическое решение (типа двумерной задачи о распаде ступеньки в неподвижной и вращающейся жидкостях). Выписана численная схема для модели океана со свободной верхней границей, обеспечивающая выполнение закона сохранения массы солей и объема пресной воды. Начато тестирование новой программы.

В соответствии с протоколом программы сравнения моделей СЛО (АОМIP) проведены расчеты по различным версиям модели с приливом и без него, с различными параметризациями сил, возникающих на границе раздела «вода-лед». Сформулирована новая постановка задачи о дрейфе толстого льда в сильно переслоенной жидкости в присутствии высокочастотного внешнего форсинга (прилива или ветра). Проведены расчеты с упрощенной версией модели, учитывающей в вертикальном балансе тепла, солености и импульса изменение глубины жидкости. Показано, что более точное воспроизведение верхнего пограничного слоя имеет принципиальное значение для воспроизведения характеристик морского льда и термохалинной структуры океана. Изменение описания верхнего слоя океана потребовало уточнения используемой модели альбедо для более реалистичного воспроизведения морского льда. Проведен анализ методов динамического соединения блоков морского льда и океана. Для оценки чувствительности модели к такого рода параметризациям проведены расчеты со стандартным, и увеличенным в 10 раз коэффициентам сопротивления. Проведенные расчеты показали, что при соответствующей параметризации сопротивления прилив способствует разрушению льда летом на шельфе и увеличению его массы в Центральной Арктике.

Подготовлены массивы данных за 1900-1997 гг. по атмосферному воздействию и начаты тестовые расчеты с моделью с разрешением  $1/6$  градуса в повернутой системе координат (горизонтальное разрешение примерно 18 км, вертикальное – 33 z-уровня). Готовятся данные по приливному форсингу на открытых границах модельной области.

## Литература.

1. Proshutinsky, A., M. Steele, J. Zhang, G. Holloway, N. Steiner, S. Häkkinen, D. Holland, C. Koeberle, M. Karcher, M. Johnson, W. Maslowski, W. Walczowski, W. Hibler and J. Wang. Multinational effort studies differences among Arctic Ocean models // EOS. 2001. V. 82, No 51. P. 637-644.
2. Саркисян А.С., В.Б. Залесный, Н.А. Дианский, Р.А. Ибраев, В.И. Кузин, С.Н. Мошонкин, Е.В. Семенов, Р. Тамсалу, Н.Г. Яковлев. Математические модели циркуляции океанов и морей. Современные проблемы вычислительной математики и математического моделирования, Т.2. Математическое моделирование. М. Наука, 2005. с. 176-278.
3. Яковлев Н.Г. Совместная модель общей циркуляции океана и эволюции морского льда в Северном Ледовитом океане // Изв АН, сер. ФАО. 2003. Т. 39, №3. С. 394-409.
4. Яковлев Н.Г. Численное моделирование крупномасштабной циркуляции вод и морского льда Северного Ледовитого океана // География и природные ресурсы. Специальный выпуск «Материалы конференции по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды ENVIROMIS-2004». 2004. С. 277-283.
5. Iakovlev N.G. Numerical model of the general circulation of the Arctic ocean. A new version and preliminary calculation results // Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling. 1998. V. 13, No 6. P. 465-478.
6. Uotila, P., D.M. Holland, M.A. Morales Maqueda, S. Hakkinen, G. Holloway, M. Karcher, F. Kauker, M. Steele, J. Zhang, A. Proshutinsky, N. Yakovlev. An energy-diagnostics intercomparison of coupled ice-ocean Arctic models // Ocean Modelling. 2006. V. 11. No 1-2. P. 1-27.
7. Paulson, C.A. and J.J. Simpson. Irradiance measurements in the upper ocean // J. Phys. Oceanogr. 1977. V. 7. P. 952-956.
8. Марчук Г.И., Кочергин В.П., Климок В.И., Сухоруков В.А. Математическое моделирование поверхностной турбулентности в океане // Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, 1976. Т.12, №8. С. 841-849.
9. Kochergin V.P. Three-dimensional prognostic models / In: Three-dimensional coastal ocean models, Ed. N. Heaps. AGU, Coastal and Estuarine science. 1987. V. 4. P. 201-208.
10. Поляков И.В. Диагностические расчеты течений и колебаний уровня Северного Ледовитого океана // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 1996. Т. 32, №5. С. 690-703.
11. Kowalik, Z. and I. Polaykov. 1999. Diurnal tides over Kashevarov Bank, Okhotsk Sea // J. Geophys. Res. 1999. V. 104, No C3. P. 5361-5380.
12. Holloway, G. Representing topographic stress for large-scale ocean models // J. Phys. Oceanogr. 1992. V. 22. P. 1033-1046.
13. Kazantsev, E, J. Sommeria, J. Verron. Subgrid-Scale Eddy Parametrization by Statistical Mechanics in a Barotropic Ocean Model // J. Phys. Oceanogr. 1998. V. 28. P. 1017-1042.

14. Polyakov, I. An eddy parameterization based on maximum entropy production with application to modeling of the Arctic Ocean circulation // *J. Phys. Oceanogr.* 2001. V. 31. P. 2255-2270.
15. Merryfield, W. J., G. Holloway and A. E. Gargett. A global ocean model with double-diffusive mixing // *J. Phys. Oceanogr.*, 1999. V. 29. P. 1124-1142.
16. Gent P.R. and J.C. McWilliams. Isopycnal mixing in ocean circulation models // *J. Phys. Oceanogr.* 1990. V. 20. P. 150-155.
17. Redi, M.H. Oceanic isopycnal mixing by coordinate rotation // *J. Phys. Oceanogr.* 1982. V. 12. P. 1154-1158.
18. Griffies S.M. The Gent-McWilliams skew-flux // *J. Phys. Oceanogr.* 1998. V. 28. P. 831-841.
19. Danabasoglu G. and J.C. McWilliams. Sensitivity of the global ocean circulation to parameterizations of mesoscale tracer transports // *J. Climate.* 1995. V. 8, No 12. P. 2967-2987.
20. Large W.G., G. Danabasoglu, S.C. Doney and J.C. McWilliams. Sensitivity to surface forcing and boundary layer mixing in a global ocean model: Annual-mean climatology // *J. Phys. Oceanogr.* 1997. V. 27, No 11. P. 2418-2447.
21. Parkinson, C.L. and Washington W.M. A large-scale numerical model of sea ice // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. P. 311-337.
22. Bitz, C.M., M.M. Holland, A.J. Weaver and M. Eby. Simulating the ice-thickness distribution in a coupled climate model // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. No C2. P. 2441-2463.
23. Briegleb, B.P., C.M. Bitz, T.C. Hunke, W.H. Limpscomb, J.L. Schramm. Description of the Community Climate System Model version 2: Sea ice model. National Center for Atmospheric Research. 2002. Доступно по адресу <<http://www.cesm.ucar.edu/models/ice-csim4>>.
24. Grenfell, T.C. and G.A. Maykut. The optical properties of ice and snow in the Arctic Basin. *J. Glaciol.* 1977. V. 18. P. 445-463.
25. Ebert E. E., Curry J. A. An intermediate one-dimensional thermodynamic sea ice model for investigating ice-atmosphere interactions // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. P. 10085-10109.
26. Millero, F.J. Freezing point of sea water. 8th Report of the Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards // UNESCO Tech. Pap. In Mar. Sci. 1978. V. 28. Annex 6. P. 29-35, UNESCO, Paris.
27. McPhee, M.G. Turbulent heat flux in the upper ocean under ice // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. P. 5365-5379.
28. McPhee, M.G. Turbulent stress at the ice/ocean interface and bottom surface hydraulic roughness during the SHEBA drift // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107, No C10, 8037. doi: 10.1029/2001JC000633.
29. Mellor, G. L. and Kantha, L. H. An ice-ocean coupled model // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. P. 10937-10954.

30. Bitz, C.M., W.H. Limpscomb. An energy-conserving thermodynamic model of sea ice // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 15,669-15,677.
31. Hibler W.D., III. Modeling a variable thickness sea ice cover // *Mon. Wea. Rev.* 1980. V.108. P. 1943-1973.
32. Flato, G.M., and W.D. Hibler, III. Ridging and stress in modeling the thickness distribution of Arctic sea ice // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 18611-18626.
33. Rothrock, D.A. The energetics of the plastic deformation of pack ice by ridging // *J. Geophys. Res.*, 1975. V. 80. P. 4514-4519.
34. Hibler W.D., III. A dynamic-thermodynamic sea ice model // *J. Phys. Oceanogr.* 1979. V.9. N 4. P. 815-846.
35. Hunke E.C and J.K. Dukowicz. An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics // *J. Phys. Oceanogr.* 1997. V. 27. P. 1849-1867.
36. Hunke E.C. Viscous-plastic sea ice dynamics in the EVP model: Linearization issues // *J. Comput. Phys.* 2001. V. 170. P. 18-38.
37. Kreyshner M., Harder M, Lemke P., Flato G.M. Results of the sea ice model intercomparison project: Evaluation of sea ice rheology schemes for use in climate simulations // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105, No C5. P. 11299-11320.
38. Proshutinsky, A.Y. and M.A. Johnson. Two circulation regimes of the wind driven Arctic Ocean // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102, No C6. P. 12493-12514.
39. Steiner, N. Introduction of variable drag coefficients into sea-ice models // *Annals of Glaciology.* 2001. V. 33. P. 181-186.
40. Rothrock D.A., J. Zhang and Y. Yu. The Arctic ice thickness anomaly of the 1990s: A consistent view from observations and models // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. No C3. 3083. doi: 10.1029/2001JC001208.
41. Hughes T.J.R. and A. Brooks. A multi-dimensional upwind scheme with no crosswind diffusion. / In: T.J.R. Hughes, Ed., *Finite Element Method for Convection Dominated Flows* // AMD, ASME, New York. 1979. V. 34. P. 19-35.
42. Hughes T.J.R. Recent progress in the development and understanding of SUPG methods with special reference to the compressible Euler and Navier-Stokes equations // *Int. J. Numer. Meth. Fluids.* 1987. V. 7. P. 1261-1275.
43. Zienkiewicz, O.C. and R.L. Taylor. *The finite element method.* 5<sup>th</sup> Ed. Vol. 3: Fluid dynamics. Butterworth and Heinemann, Oxford. 2000. 306 p.
44. Marchesiello P., J.C. McWilliams, A. Shchepetkin. Open boundary conditions for long-term integration of regional oceanic models // *Ocean Modelling.* 2001. V. 3. P. 1-20.
45. Kalnay E., et. al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1996. V. 77, No 3. P. 437-470.

46. Kistler, R., E. Kalnay, W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. van den Dool, R. Jenne, M. Fiorino. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation // Bull. Amer. Met. Soc. 2001. V. 82. P. 247-267.
47. Zillman, J.W. A study of some aspects of the radiation and heat budgets of the southern hemisphere oceans // Meteorol. Stud. 1972. V. 26. Bur. of Meteor., Dep. of the Interior, Canberra, Australia, 562 p.
48. Rosati, A., and K. Miyakoda. A general-circulation model for upper-ocean simulation // J. Phys. Oceanogr. 1988. V. 18. P. 1601-1626.
49. Makshtas A.P. The heat budget of Arctic ice in the winter / International Glaciological Society. 1991. Cambridge CB2 1ER UK. 77 p.
50. Гилл А. Динамика атмосферы и океана: в 2-х томах. Т. 2. Пер. в англ. Приложение 4. М.: Мир, 1986. 415 с.
51. Roeske, F. An atlas of surface fluxes based on the ECMWF re-analysis - A climatological dataset to force global ocean general circulation models / Max Planck-Institut fur Meteorologie. 2001. Report v. 323, 31 pp.
52. Атлас Арктики /под ред. А.Ф.Трешникова. М.: 1985, 204 с.
53. Environmental Working Group (EWG), 2000: Joint U.S. - Russian Arctic Atlas: The Arctic Climatology Project: Arctic Meteorology and Climate Atlas [CD-ROM]. Natl. Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado.
54. Serreze, M.C., M.P. Clark and D.H. Bromwich. Monitoring precipitation over the Arctic terrestrial drainage system: Data requirements, shortcomings and applications of atmospheric reanalysis // J. of Hydrometeorology. 2003. V. 4. P. 387-407.
55. Yang, D. An improved precipitation climatology for the Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 1999. V. 26, No11. P. 1625-1628.
56. Xie, P.P., and P.A. Arkin. Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions // J. Climate. 1996. V. 9. P. 840-858.
57. Steele, M., R. Morley and W. Ermold. PHC: A global ocean hydrography with a high quality Arctic Ocean // J. Climate. 2001. V. 14. P. 2079-2087.
58. Melling, H. Exchanges of freshwater through the shallow straits of the North American Arctic. / The Freshwater Budget of the Arctic Ocean, E.L. Lewis et al. (editors). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 2000. P. 479-502.
59. Prange, M. Einfluss arktischer Sauaswasserquellen auf die Zirkulation im Nordmeer und im Nordatlantik in einem prognostischen Ozean-Meereis-Modell. / Ph.D. thesis, University of Bremen, Bremen, Germany, 2002.
60. Aagaard, K., and E. C. Carmack. The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. P. 14485-14498.

61. Chapman, W., and J. Walsh. Recent variations of sea ice and air temperature in high latitudes // Bull. Amer. Mech. Soc. 1993. V. 74, No 1.
62. Wadhams, P. Sea ice thickness changes and their relation to climate. In: The polar oceans and their role in shaping the Global environment / Geophys. Monograph. 1994. V. 85. AGU, Washington, USA. P. 337-361.
63. Colony, R., and I. Rigor. Arctic ocean buoy data program report / Appl. Phys. Lab. Tech. Memo. APL-UW TM 10-91. Nat. Snow and Ice Data Cent. (NSIDC), Boulder, Colorado. 1995.
64. Warren, S.G., I.G. Rigor, N. Untersteiner, V.F. Radionov, N.N. Bryazgin, Ye.I. Aleksandrov, R. Colony. Snow depth on Arctic sea ice // J. Climate. 1999. V. 12. No 6. P. 1814-1829.
65. Александров Е.И., Дементьев А.А. База приземных метеорологических данных полярных районов и ее использование // Формирование базы данных по морским льдам и гидрометеорологии. СПб., Гидрометеиздат, 1995. С. 67-75.
66. Александров Е.И., Брызгин Н.Н., Дементьев А.А. Метеорологический режим Арктического бассейна (по данным дрейфующих станций) / Под ред. В.Ф. Радионова. СПб., Гидрометеиздат. 1998. 343 с.
67. Формирование и динамика современного климата Арктики. Глава 3 / Под ред. Г.В. Алексева. СПб., Гидрометеиздат. 2004. 265 с.
68. Vinje T., Nordlund N., Kvambekk A. Monitoring ice thickness in Fram Strait // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 10437-10450.
69. Kowalik, Z. and A.Y. Proshutinsky. The Arctic Ocean tides / The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment. Geophysical Monograph 85. AGU Washington, DC. 1994. pp. 137-168.
70. Beckmann A. and R. Doescher. A method for improved representation of dense water spreading over topography in geopotential-coordinate models // J. Phys. Oceanogr. 1997. V. 27. P. 581-591.
71. Campin J.-M. and H. Goosse. Parameterization of density-driven downsloping flow for a coarse-resolution ocean model in z-coordinate // Tellus. 1999. No 51A. P. 412-430.