

УДК 551.465.1

## СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД И МОРСКОГО ЛЬДА В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ В МОДЕЛИ ВЫСОКОГО РАЗРЕШЕНИЯ

© 2020 г. Л. Ю. Кальницкий<sup>a, b, \*</sup>, М. Н. Кауркин<sup>b</sup>, К. В. Ушаков<sup>b, c</sup>, Р. А. Ибраев<sup>a, b, c</sup>

<sup>a</sup>Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН,  
ул. Губкина, 8, Москва 119333 Россия

<sup>b</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,  
Нахимовский просп., 36, Москва, 117997 Россия

<sup>c</sup>Московский физико-технический институт (государственный университет),  
Институтский пер., 9, Долгопрудный, 141700 Россия

\*E-mail: leoni.yurevic@gmail.com

Поступила в редакцию 27.03.2020 г.

После доработки 29.04.2020 г.

Принята к публикации 03.06.2020 г.

В работе рассматриваются результаты моделирования внутригодовой изменчивости циркуляции вод и льда Северного Ледовитого океана с применением трехмерной модели динамики океана ИВМИО4.1 и модели морского льда CICE5.1. Совместная модель реализована на массивно-параллельных компьютерах под управлением Программного комплекса совместного моделирования CMF2.0. Приводятся результаты численного эксперимента, проведенного по протоколу CORE-I. Проанализированы географические распределения, средние значения и внутригодовая изменчивость характеристик модельного решения, описывающих расход вод через ключевые проливы на границах СЛО, пути распространения и вертикальную структуру слоя теплых атлантических вод, площадь и объем морского льда. Получено качественное соответствие с данными наблюдений и расчетами по другим моделям высокого разрешения.

**Ключевые слова:** Северный Ледовитый океан, модель океана, морской лед, сезонная изменчивость

DOI: 10.31857/S0002351520050065

### ВВЕДЕНИЕ

Процессы, происходящие в Северном Ледовитом океане (СЛО), являются одним из важнейших элементов общей циркуляции вод Мирового океана. Взаимодействие атмосферы и вод СЛО оказывает существенное влияние на погоду в Евразии, в частности в последние годы вызывают большой интерес генерация и эволюция полярных мезоциклонов.

Изменение климата Земли оказывает сильное влияние на состояние вод СЛО, в частности провоцирует ускоренное сокращение ледяного покрова в СЛО [1] и прежде всего в так называемой приатлантической Арктике, включающей Баренцево море и западную часть бассейна Нансена. Именно здесь в последние годы наблюдается заметное сокращение площади морского льда не только в летний сезон, но и на пике его максимального сезонного развития [2].

Все это обуславливает большой интерес к исследованиям циркуляции вод и морского льда СЛО. Численным исследованиям циркуляции Аркти-

ческого бассейна посвящено большое количество работ, в том числе выполненных в рамках проектов АОМIP и FAMOS [3].

Среди работ российских ученых надо отметить исследования, проводимые в ААНИИ [4, 5], в ИВМ РАН – это работы с использованием сигма-модели общей циркуляции океана [6, 7] и расчеты динамики льда [8, 9], в ИВМиМГ СО РАН [10, 11].

В подобных работах прежде всего уделялось внимание исследованиям климата и сезонной изменчивости СЛО. Основным вопросом состоял в том, чтобы довести качество моделей океана и морского льда до уровня, который позволяет описать ряд основных черт циркуляции вод СЛО.

Анализ притоков атлантических вод в СЛО, полученных из численного эксперимента в модели ИВМ РАН пространственного разрешения  $0.25^\circ$ , дан в работе [7]. Моделирование производилось для временного периода 1958–2006 гг. под влиянием атмосферы, заданной по протоколу CORE. Помимо сравнения воспроизведенных основных особенностей поля течений, эволюции

ледового покрова с натурными данными и результатами моделирования с большим пространственным разрешением, авторы исследовали временную изменчивость толщины слоя пресных вод в СЛО и выявили положительную обратную связь циркуляции океана с содержанием пресных вод в круговороте Бофорта.

Проблемы и методы описания динамического взаимодействия океана и морского льда описаны в работах [8, 9]. В работах рассматриваются проблемы, связанные с приближением “парящего льда”, и трудности с реализацией физически более обоснованного “погруженного льда”. Автор делает вывод о необходимости дополнительных действий по преодолению проблем взаимодействия океана и льда, которые не решаются простым увеличением пространственного разрешения. Т.к. в вышеописанных работах горизонтальное разрешение относительно невысокое (примерно 100 км), то для параметризации вдольбереговых течений вводилось дополнительное “топографическое напряжение”, или “эффект Нептуна”. Однако данная параметризация не позволяет получать неоднородный по глубине поток в проливе Фрама.

В работах [10, 11] проведено воспроизведение изменчивости термohалинной структуры и динамики вод СЛО и Северной Атлантики и эволюции ледяного покрова под влиянием изменений атмосферы и речного стока. Работы проводились с использованием региональной модели океана и морского льда ИВМиМГ СО РАН с горизонтальным разрешением  $0.5^\circ$ , граничные условия на поверхности задавались на основании данных атмосферного реанализа и спутниковых наблюдений по протоколу CORE-II. В данных работах делается вывод о влиянии изменчивости атмосферной циркуляции в Арктике не только на поверхностную циркуляцию, но и на изменение течений подповерхностного и промежуточного слоев, в которых происходит распространение поступающих теплых атлантических и тихоокеанских вод. Помимо этого обсуждается увеличение вклада теплых промежуточных вод в процесс сокращения площади морских льдов, что находит развитие в дальнейших работах авторов [12]. Фундаментальные и прикладные исследования по прогнозу состояния СЛО (система оперативной океанологии, СОО) представляют другое направление работ. Здесь прежде всего следует отметить работы [4–6]. В работах [4, 5] на базе численной динамико-термодинамической модели совместной циркуляции вод и льдов Северного Ледовитого океана AARI–IOCM (Arctic and Antarctic Research Institute – Ice and Ocean Circulation Model) создана СОО, дающая прогноз ледовых полей (сплоченность, среднесуточный и мгновенный дрейф) и характеристик поверхности океана, таких как уровень моря, скорость и направление течений. Помимо этого эта совместная модель океан-

лед и региональная атмосферная модель Баренцева и Карского морей используется для мониторинга и предсказания дрейфа айсбергов [13].

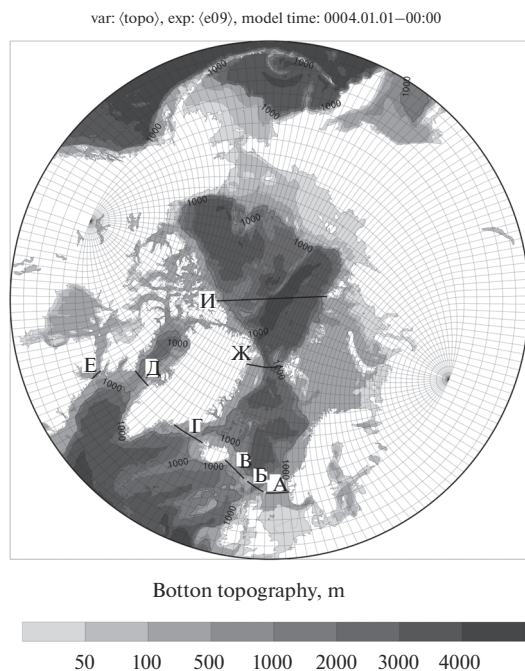
Из зарубежных работ особо хотелось бы отметить работу [14], в которой на основе модели Арктики с высоким пространственным разрешением на неструктурированной сетке исследовано влияние пространственного разрешения модели на процесс воспроизведения прибрежных течений. Моделирование проводилось на региональной модели AO-FVCOM в трех различных конфигурациях, отличающихся горизонтальным разрешением (8, 2 и  $0.5$  км). Основным результатом работы заключается в том, что разрешение используемой модели имеет непосредственное влияние на воспроизведение уровня и бароклинной составляющей градиента давления, что непосредственно определяет структуру вдольбереговых течений и точность воспроизведения потоковых величин через проливы и в особенности – через Канадский архипелаг.

Целями данной работы являются создание новой модели внутригодовой изменчивости вод и морского льда СЛО на базе совместной модели ИВМИО4.1–CICE5.1–CMF2.0, исследование с ее помощью формирования и особенностей сезонной изменчивости состояния морской среды региона.

Далее в разделе 1 приведено описание используемых численных моделей океана и морского льда, а также технологии их объединения в совместную модель. В разделе 2 описана постановка численного эксперимента. В разделах 3–5 анализируются результаты расчетов. Раздел 6 содержит заключение, выводы и планируемые направления дальнейшей работы.

## 1. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Настоящая работа является этапом в разработке вихререзающей модели Мирового океана [15]. Особый интерес в плане моделирования вызывает полярный регион Мирового океана – СЛО, поскольку существенное влияние на процессы, протекающие здесь, оказывает морской лед. Однако в настоящее время численное моделирование глобального океана совместно с морским льдом затруднено из-за ограниченности вычислительных ресурсов. По нашим оценкам, для интегрирования модели Мирового океана  $1/10 \times 1/10 \times 49$  (горизонтальное разрешение  $0.1^\circ$ , 49 вертикальных уровней) на базе совместной модели ИВМИО – CICE5.1 требуется 13 500 ядро-часов компьютерного времени на 1 год модельного времени на суперкомпьютере типа MVS-10П МП Petastream [16]. В настоящей работе основное внимание уделено исследованию сезонной изменчивости СЛО и взаимодействия океана и морского льда с применением модели высокого про-



**Рис. 1.** Модельная область, горизонтальная сетка и топография дна. Показаны сечения между Скандинавским побережьем и Шетландскими островами (а), Фареро-Шетландский канал (б), Фареро-Исландский порог (в), Датский пролив (г), Девисов пролив (д) и Гудзонов пролив (е), пролив Фрама (ж), Берингов пролив (з) и трансполярное сечение вдоль  $85^\circ$  з.д. —  $95^\circ$  в.д. (и).

странственного разрешения. Модель СЛО  $1/10 \times 1/10 \times 49$  ИВМИО строится с применением модели динамики океана ИВМИО [15] и модели морского льда CICE5.1 [17].

Область модели СЛО  $1/10 \times 1/10 \times 49$  совпадает с областью модели Мирового океана  $1/10 \times 1/10 \times 49$  ИВМИО севернее  $50^\circ$  N, см. рис. 1. Расчетная область представляет собой область Северного Ледовитого океана и часть северной Атлантики и Тихого океана, ограниченную с юга по параллели  $50^\circ$  N. В южной части модельной области используется сферическая система координат с горизонтальным разрешением  $0.1^\circ$ . Выше  $60^\circ$  N используется биполярная сетка, полюса которой расположены в Сибири и Канаде. Средний шаг сетки в расчетной области севернее  $70^\circ$  с.ш. составляет 5.5 км. Количество вертикальных горизонтов — 49, при этом шаг увеличивается от 6 м у поверхности до 250 м в глубокой части. Данные топографии дна интерполированы из массива ETOPO5, при этом были исключены внутренние водоемы и маленькие острова.

Атмосферный форсинг задается циклически повторяющимися внутригодовыми колебаниями атмосферных параметров, осадков и солнечного излучения, взятыми из базы CNYFv2 в соответствии с протоколом CORE-I [18]. Скорость ветра,

температура воздуха и удельная влажность заданы на высоте 10 м и передаются в систему лед/океан каждые 6 ч.

В начальный момент времени поля скоростей принимаются равными нулю, температура и соленость задаются среднегодовыми из базы WOA09 [19], океан выше  $70^\circ$  с.ш. покрыт равномерным слоем льда толщиной 1 м. Влияние рек аппроксимировалось как выпадение осадков в районе устьев. На южных искусственных границах области ставилось условие непротекания и условие изоляции для уравнений переноса тепла и соли.

Модель динамики океана ИВМИО4.1 [15] и модель морского льда CICE5.1 [17] работают в параллельном режиме на компьютерах с распределенной памятью. Управление их совместной работой и обмен граничными условиями осуществляются также в параллельном режиме Компактной платформой для моделирования CMF2.0 [20]. Взаимодействие моделей океана и льда происходит каждые 12 мин, при этом модель океана передает модели льда температуру и соленость на поверхности океана, горизонтальные скорости и потенциальную теплоту замерзания верхней расчетной ячейки, а модель льда передает соответственно сплоченность льда, напряжение горизонтального трения и потоки массы, соли, тепла и проходящего коротковолнового излучения.

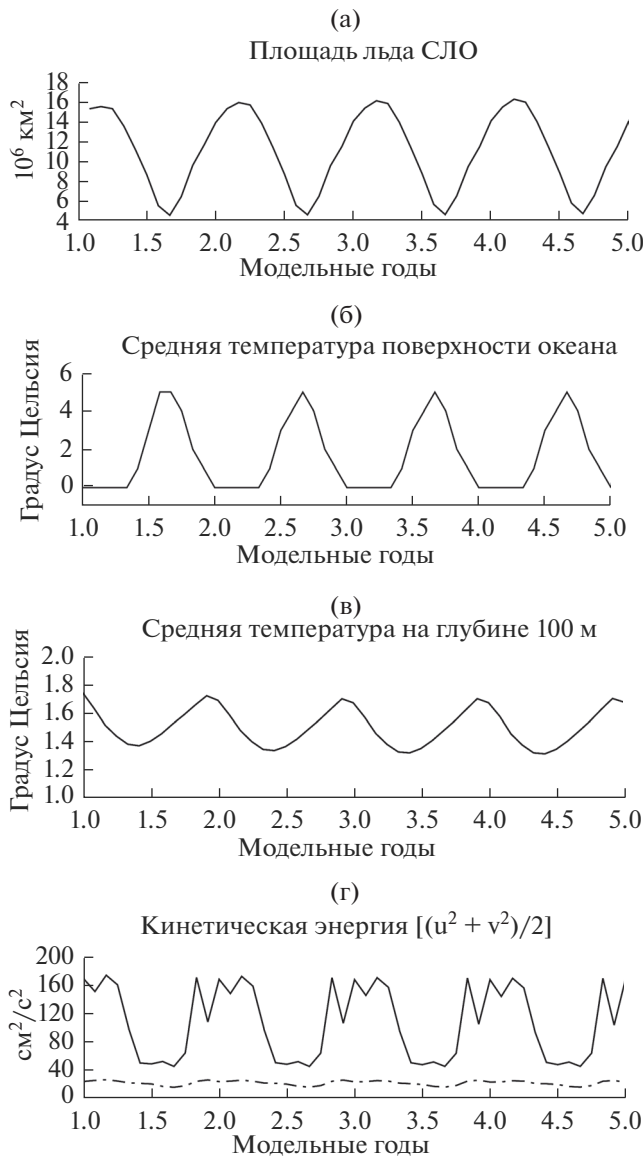
Коэффициенты горизонтальной вязкости для баротропной динамики в форме уравнений мелкой воды составляют  $1 \text{ м}^2/\text{с}$ , коэффициенты горизонтальных бигармонических вязкости и диффузии применяются только для бароклинных уравнений и составляют  $-9 \times 10^9$  и  $-27 \times 10^9 \text{ м}^4/\text{с}$  соответственно. Фоновые значения вертикальных вязкости и диффузии составляют  $10^{-4}$  и  $10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ .

Интегрирование модели СЛО  $1/10 \times 1/10 \times 49$  ИВМИО было проведено на 5 модельных лет. Предварительно была проделана серия экспериментов для определения оптимальных параметров совместной модели. Шаги по времени для модели океана и модели льда были выбраны равными 3 и 4 мин соответственно. В модели океана на каждый временной шаг бароклинной части уравнений приходится 45 шагов интегрирования баротропных уравнений.

Выполненный нами численный эксперимент представляет собой расчет квазиравновесного состояния климатической системы СЛО, установившегося под воздействием циклически повторяющегося хода атмосферных параметров, осадков и солнечной радиации.

## 2. ВЫХОД МОДЕЛИ НА КВАЗИПЕРИОДИЧЕСКОЕ РЕШЕНИЕ

На рисунках ниже представлены зависимости различных интегральных характеристик решения



**Рис. 2.** Временная эволюция интегральных характеристик решения модели СЛО  $1/10 \times 1/10 \times 49$  ИВМИО: а) площадь льда ( $10^6 \text{ км}^2$ ); б) средняя температура поверхности океана (град. С); в) средняя температура на горизонте 100 м (град. С); г) средняя кинетическая энергия единицы массы на поверхности океана (сплошная линия) и на глубине 100 м (пунктир) ( $\text{см}^2 \text{ с}^{-2}$ ).

от времени. Как видно, состояние морского льда и верхнего слоя океана выходит на квазипериодический режим в течение первых 5 лет. Однако наблюдается слабое уменьшение средней температуры и кинетической энергии в более глубоких слоях океана. Все представленные характеристики имеют ярко выраженную сезонную изменчивость.

В дальнейшем мы будем анализировать решение за 5-й модельный год.

### 3. ОБЩАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД СЛО

Воспроизведение циркуляции вод СЛО и структуры входящих Атлантических вод можно наблюдать на картах течения и распространения температуры. Осредненное за модельный год поле течений показано на рис. 3. Карты течений представлены для двух интервалов глубин: подповерхностного и промежуточного слоев, которые характеризуют движение различных водных масс в СЛО. Отметим хорошее соответствие основных течений: поступление теплых Атлантических вод в составе Нордкапского течения, разделение его на две ветви Нордкапского и Шпицбергенского течений, проход последнего через пролив Фрама и поворот на юг в составе Восточно-Гренландского течения. Стоит отметить воспроизведение Трансполярного течения и круговорота Бофорта, соответствующий антициклоническому режиму циркуляции атмосферы. На рис. 3а можно выделить перенос тихоокеанских вод вдоль Восточно-Сибирского шельфа до хребта Ломоносова. На рис. 3б, интервал глубин которого соответствует расположению ядра атлантических вод, заметно прохождение АВ за хребет Ломоносова на восток противоположно тихоокеанским водам.

Структуру течений также можно наблюдать и на картах температуры на глубине 165 м, см. рис. 4. Данные гидродинамические особенности соответствуют принятой в данный момент схеме циркуляции вод, представленной, например, в работе [11].

Формирование циркуляции и состояния вод в Северном Ледовитом океане чрезвычайно сильно зависит от взаимодействия, в первую очередь, с Северной Атлантикой. Поступление Атлантических вод (АВ) в СЛО происходит через пролив Фрама и Баренцево море. Фрамовская ветвь АВ движется вдоль материкового слоя котловины Нансена, где охлаждается и опускается, образуя теплый слой промежуточной воды. В дальнейшем теплый слой смешивается в районе желоба Св. Анны с Баренцевоморской ветвью АВ, которая к этому времени уже охладилась и опреснилась из-за интенсивного обмена с атмосферой в Баренцевом и Карский морях. Дальнейшее движение через море Лаптевых происходит циклонически, при этом часть АВ заворачивается вдоль хребта Ломоносова и Менделеева и возвращается к проливу Фрама.

Структура теплого промежуточного слоя показана на температурных профилях на разрезе вдоль  $95^\circ$  в.д. (на рис. 1 обозначен буквой И), проходящего через Северный Полюс от побережья Евразии до Северной Америки, и на перпендикулярном разрезе, идущем вдоль  $5^\circ$  в.д. от  $70^\circ$  с.ш. до Северного Полюса, показаны на рис. 5.

Нами был проведен анализ распространения теплого промежуточного слоя, его толщины и

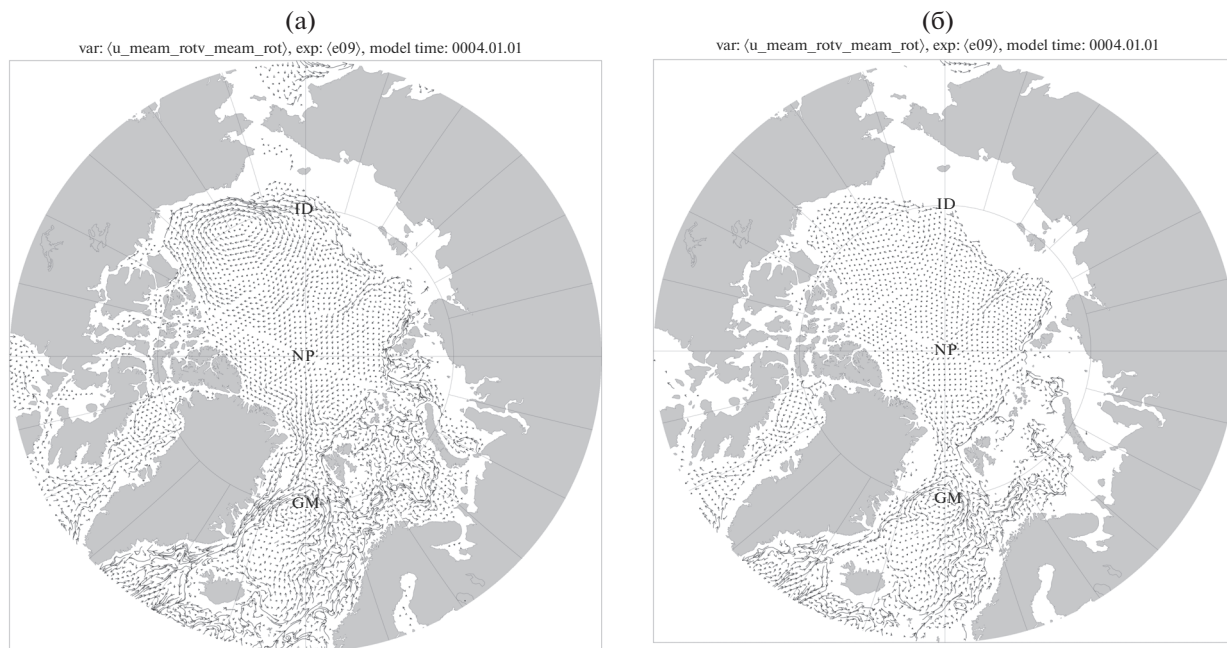


Рис. 3. Среднегодовое поле течений осредненное в слое а) 55–150 м, б) 200–400 м. Решение модели СЛО  $1/10 \times 1/10 \times 49$  ИВМИО.

температуры ядра и глубины его залегания. Верхняя и нижняя границы промежуточного слоя определялись по изоповерхностям нулевой температуры; под температурой ядра подразумевается максимальная температура в этом слое по аналогии с [21–23]. Для Евразийского и Канадского бассейнов СЛО (областей с глубиной более 500 м, разграниченных хребтом Ломоносова) был проведен расчет средней температуры ядра, которая составила 1.2 и 0.4°C соответственно. Эти значения находятся в хорошем соответствии с усредненными за 1950–2005 гг. данными РНС3.0 (1.1 и 0.5°C), аналогично рассчитанными и приведенными в работе [23].

Толщина промежуточного слоя варьируется от 600 до 1200 м в Евразийском бассейне, достигая максимальных значений в районе желоба Св. Анны, где происходит встреча двух ветвей поступающей АВ. При дальнейшем распространении АВ толщина промежуточного слоя уменьшается, достигая минимальных значений 400 м в Канадском бассейне. Помимо этого вдоль траектории распространения АВ увеличивается глубина расположения верхней границы промежуточных вод от 100 м в районе пролива Фрама до 350 м в море Бофорта.

Отметим, что толщина промежуточного слоя в районе Северного полюса, расположение его нижней и верхней границ (которые соответствуют нулевой температуре) являются реалистичными и хорошо согласующимися с натурными данными. В [23] приведено сравнение СМIP5 моделей для данного региона. Показано, что ряд моделей, имеющих более низкое пространственное разре-

шение, значительно завышают толщину промежуточного слоя, так что в некоторых областях нижняя граница достигает дна. В то же время, в модели [22] с пространственным разрешением,

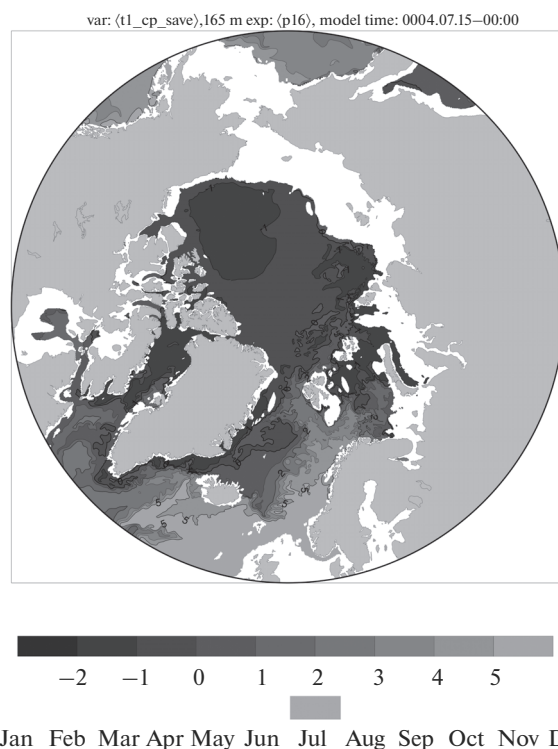


Рис. 4. Поле температуры на горизонте 165 м за 15 июля 5-го модельного года. Решение модели СЛО  $1/10 \times 1/10 \times 49$  ИВМИО.

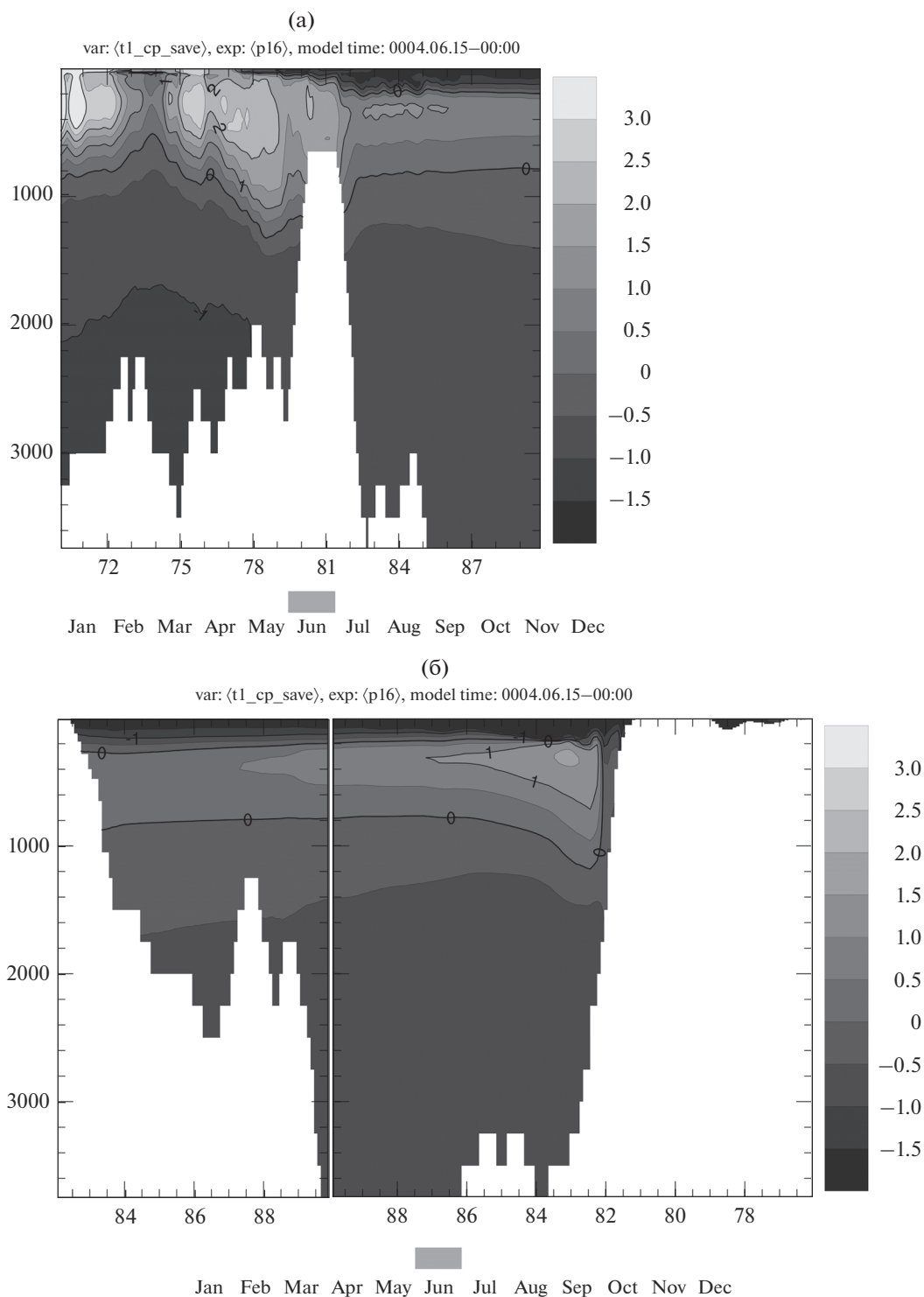


Рис. 5. Температура на разрезах, проходящих через Северный полюс по а) 5° в.д., б) 85° з.д. – 95° в.д. (справа Евразия).

схожим с используемым в данной работе (4.5 км), наблюдалось реалистичное воспроизведение толщины слоя АВ. Таким образом, можно считать, что повышение пространственного разрешения положительно влияет на реалистичность воспроизведения промежуточного слоя.

#### 4. АНАЛИЗ СОСТОЯНИЯ ВОД

Одной из основных характеристик, определяющих взаимодействие вод СЛО с водами Северной Атлантики, является поток массы через сечения, являющиеся водными границами Арктики. Рассмотрим расходы, рассчитанные по формуле:

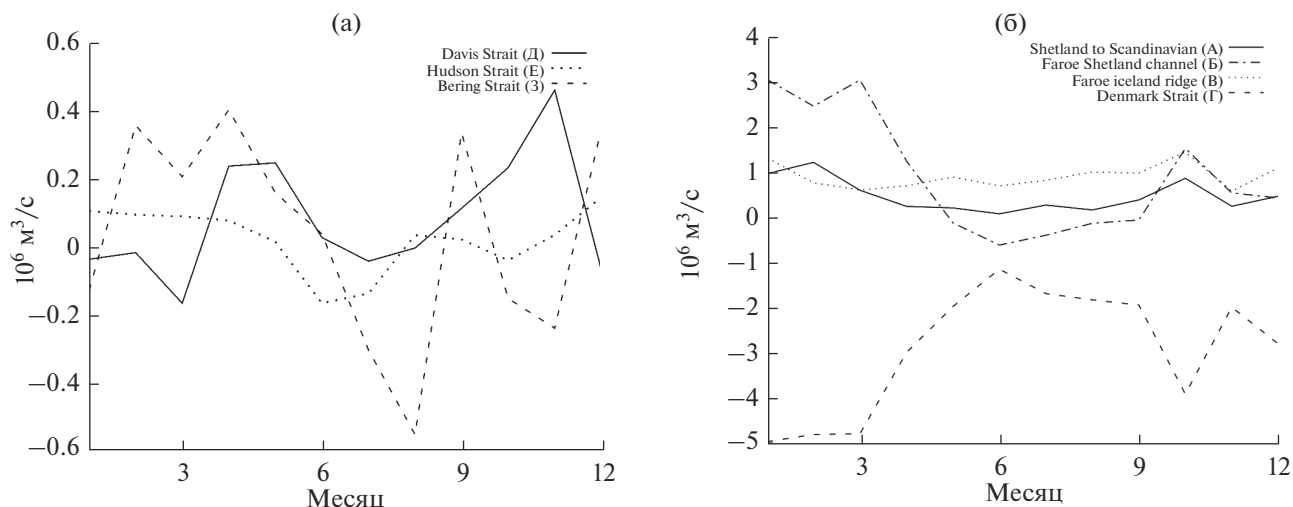


Рис. 6. Среднемесячные потоки массы через основные проливы СЛО.

$$\Phi_m = \iint_{\Sigma} \rho(\vec{v}(x, y, z), d\vec{\sigma}),$$

где интегрирование ведется по поверхности вертикального сечения,  $d\vec{\sigma}$  — элемент площади, ориентированный, для определенности, внутрь региона,  $\vec{v}$  — вектор скорости.

Рассмотрим серию из нескольких таких сечений, полностью характеризующих обмен водными массами. На рис. 6 показана сезонная изменчивость потоков через обозначенные на рис. 1 сечения. Представлены среднемесячные значения за пятый модельный год, положительная величина соответствует притоку в Арктику.

Суммарный среднегодовой расход между Скандинавским побережьем и Исландией составляет  $2.36 \pm 1.5$  Св. Это сечение представляется очень важным для анализа. Воды Северо-Атлантического течения проходят на север через два прохода: Фареро-Шетландский канал и Фареро-Исландский порог, занимают восточную часть течения и расположены в верхнем 500-метровом слое из-за особенностей рельефа.

Летом интенсивность течения снижена. В октябре и январе наблюдался максимальный среднемесячный поток, который был равен 5.4 и 3.9 Св соответственно. В целом модель реалистично описывает внутригодовую изменчивость потока через выбранную систему проливов, однако значение оказывается несколько заниженным. Так, [24] приводит среднее наблюдаемое в 20-ом веке значение потока от 2.3 до 9 Св. Результаты моделирования (усредненные по годам) разнятся от модели к модели (рассматриваются модели со горизонтальными разрешениями от 1/3 до 1/12 град.) и оценивают этот поток от 1.3 до 4.7 Св [25, 26]. Одной из причин возможного заниженного резуль-

тата можно назвать близость рассматриваемых районов к южной границе расчетной области и особенности заданных на ней условий. Ожидается, что при дальнейшем развитии модельной конфигурации, граничное условие будет изменено на более реалистичное.

Датский пролив расположен между Гренландией и Исландией вдоль  $66^\circ \text{ N}$ . В восточной и центральной части пролива на север проходит Западно-Исландское течение, которое является частью антициклонического круговорота вокруг Исландии. Вдоль западного берега течет Восточно-Гренландское течение, которое состоит из двух частей: верхней, расположенной в верхнем стометровом слое, которая переносит распресненную холодную арктическую воду, и нижней глубокой, переносящую трансформированную Атлантическую воду (т.н. Атлантическая промежуточная вода).

Отличительной особенностью этого сечения является то, что основной поток массы направлен из Арктики в Атлантический океан. Среднегодовой поток по результатам моделирования получился равным  $-3 \pm 1.5$  Св. Среднемесячный расход максимален в зимние месяцы с января по март и равен 5 Св, в летние месяцы он падает до 1 Св. Примечательно, что внутригодовая изменчивость потока через Датский пролив находится в противофазе с суммарным потоком между Скандинавским побережьем и Исландией, поэтому кажется совершенно естественным, что и здесь поток массы будет меньше наблюдаемых значений. В модели [26] общий сток оценивается в  $-2.95 \pm 1.07$  Св, что очень близко к значениям, полученным здесь. По данным других моделей (MICOM с разрешением (1/12) и POP с разрешением (1/10) град.) [25] значение потока варьируется от 3.2 до 4.2 Св.

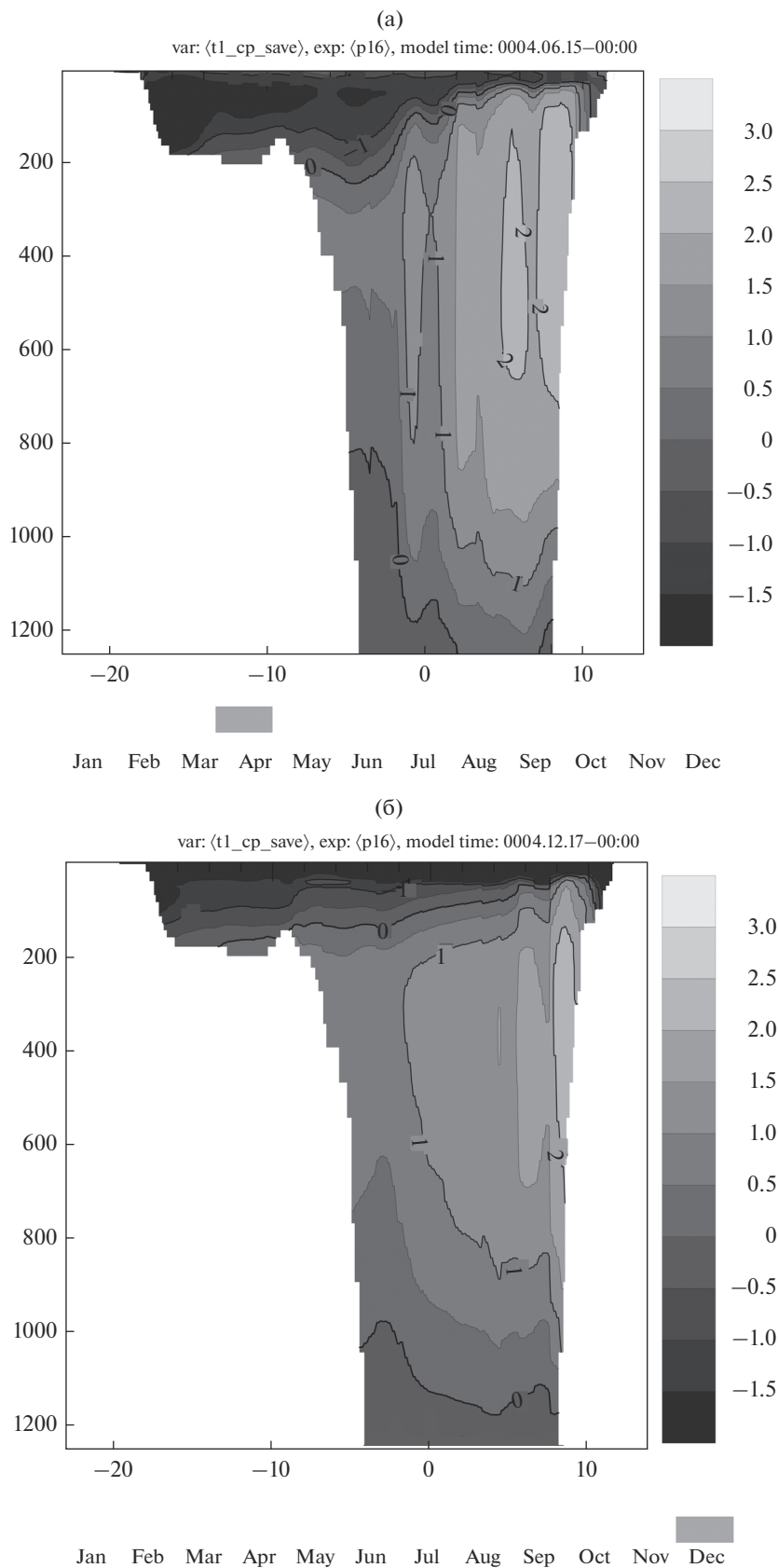
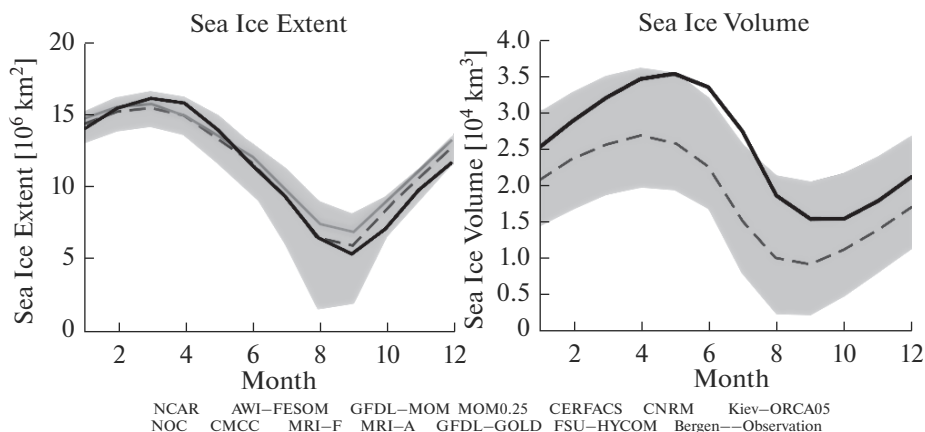


Рис. 7. Потенциальная температура в проливе Фрама в июне и декабре 5-го модельного года.





**Рис. 8.** Внутригодовая изменчивость протяженности ледяного покрова (слева) и объема льда (справа). Сравнение результатов, полученных в данной работе (жирная линия), с данными наблюдения (серая линия) и других моделей (заливка – разброс результатов 14 моделей из [30], штрихпунктирная линия – их среднее).

Пролив Фрама – широкий и достаточно глубокий пролив, расположенный между Гренландией и архипелагом Шпицберген. Он является очень важным звеном обмена водами и льдом между Северным Ледовитым океаном и Северной Атлантикой. Поток через пролив Фрама состоит из двух противоположно движущихся компонент: Западно-Шпицбергенское течение, направленное на север, и Восточно-Гренландское течение – на юг.

Состояние потока в проливе Фрама испытывает очень сильную межгодовую изменчивость. Так, температура ядра атлантических вод по результатам наблюдений изменялась от 1.6 до 3.9°C за период с 1997 по 2011. Оцененные значения притока (на север) и истока за тот же временной интервал колебались от 3 до 5 и от 5 до 7 Св соответственно [27]. По результатам 60-летней реконструкции (1948–2007), которую проводили для 16 различных моделей, было получено среднее значение потока, варьирующееся для разных моделей от –3.63 до 0.23 Св [28].

В результате работы модели получено значение суммарного потока через пролив Фрама (на рис. 1 обозначен буквой Ж), равное –1.2 Св, при этом поток меняется от –2.9 Св в феврале до –0.06 Св в мае и июне и меняет свой знак в декабре (1.5 Св). На рис. 7 представлены вертикальные разрезы потенциальной температуры в проливе Фрама. Ядро поступающей теплой атлантической воды имеет температуру около 2–2.5°C и расположено на глубине 300–400 м. Отметим, что корректное воспроизведение структуры вод в проливе Фрама является хорошим индикатором воспроизведения дальнейшей структуры теплого промежуточного слоя [23].

Обмен водой между Северо-Атлантическим и Тихоокеанским бассейнами осуществляется через узкий (85 км) и неглубокий (50 м) Берингов

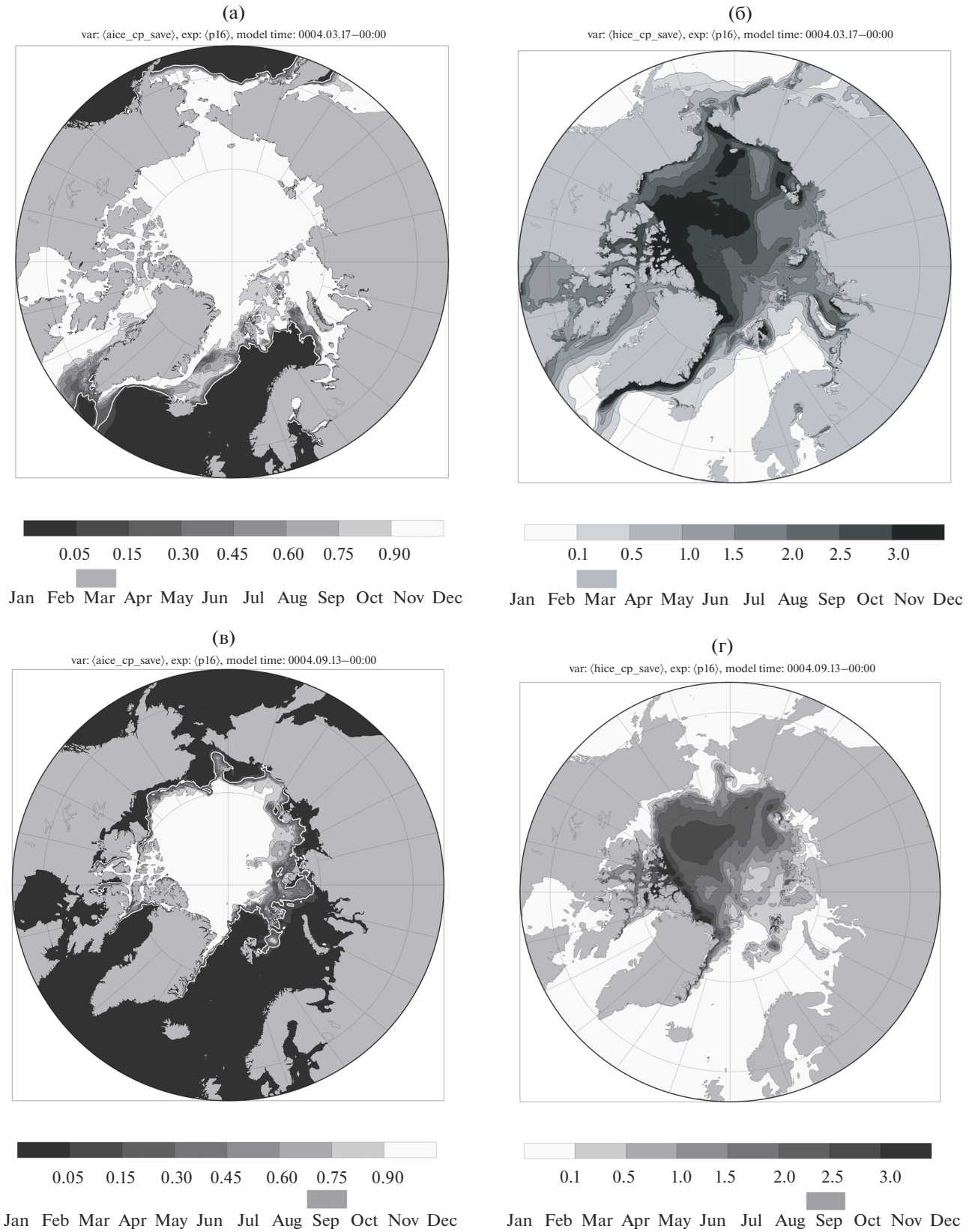
пролив. Тихоокеанские воды являются важным источником опресненных вод в СЛО. Как показывают оценки [29], вклад Берингова пролива в баланс пресных вод (который определяется стандартным образом через референтное значение солёности 34.80‰) составляет в среднем треть от общего поступления пресных вод в СЛО (другие значимые компоненты: речной сток и осадки). Также важное значение имеет поток тепла, переносимый этими водами. Летом он определяет положение границы морского льда.

В некоторых моделях Арктики [11] граница расчетной области проходит по Берингову проливу, на котором задают баротропный поток среднемесячной температуры и солёности. Среднегодовой расход воды оценивается в 0.9 Св, однако он имеет сильную сезонную изменчивость: минимальный поток наблюдается зимой и составляет 0.4 Св. Летом же значение максимально – 1.3 Св.

В текущей постановке не было предпринято специальных мер по воспроизведению потока через Берингов пролив (на схеме обозначен буквой З). Искусственный характер граничных условий на южной границе привел к тому, что суммарный годовой поток через Берингов пролив практически оказался равным нулю. Сезонная изменчивость в нашем случае определялась в основном ветровым влиянием.

## 5. АНАЛИЗ СОСТОЯНИЯ МОРСКОГО ЛЬДА

В модельном эксперименте наблюдалась сезонная изменчивость площади ледяного покрова и его объема. Для анализа рассмотрим временную зависимость этих характеристик в 5-й модельный год, см. рис. 8. На март приходилось наибольшее распространение льда, около 16 млн км<sup>2</sup> поверхности океана покрыто льдом. Наименьшее рас-



**Рис. 9.** Сплоченность (слева) и толщина льда в метрах (справа) в марте (а, б) и сентябре (в, г). На картах сплоченности белой линии обозначена граница распространения ледяного покрова.

пространение льда было получено в сентябре – 5.6 млн км<sup>2</sup>.

На рис. 8 приведено сопоставление сезонной изменчивости площади и объема льда, полученных в 5-й модельный год, с соответствующими зависимостями, полученными при реконструкции 1979–2007 гг., которые впоследствии были усреднены, и аналогично усредненными данными наблюдений [30]. Отметим, что наша модель не только верно качественно воспроизвела временную эволюцию распространения ледяного покрова, но и количественно соответствует среднему значению за вторую половину 20-го века. Однако модель несколько завышает толщину льда по сравнению с усредненным по ансамблю моделей [30]. Карты сплоченности и распределения толщины представлены на рис. 9 для момента максимального и минимального распространения ледяного покрова.

Рассмотрим детальнее эволюцию льда в Баренцевом море, которое является одним из двух главных путей следования теплой Атлантической воды в Северный Ледовитый океан. По данным наблюдений [31], площадь распространения льда очень сильно изменяется от года к году. Море полностью никогда не покрывается льдом, но и полностью не освобождается ото льда. Довольно интересно, как модель воспроизводит ледовую изменчивость в Баренцевом море, по сравнению с усредненными модельными данными и наблюдениями, на которые мы ссылались ранее. Максимальное распространение льда в Баренцевом море соответствует 850 тыс. км<sup>2</sup> и приходится на февраль – апрель. Это составляет примерно 60% поверхности моря. Минимальная площадь была в октябре – 10 тыс. км<sup>2</sup>. Среднее годовое значение равно 440 тыс. км<sup>2</sup>, что совпадает со средним значением  $((4.5 \pm 0.8) \times 10^5)$  по ансамблю моделей, рассмотренных ранее в этом разделе.

## 6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая работа является этапом в разработке вихреразрешающей модели Мирового океана с моделью динамики - термодинамики морского льда CICE5.1 [17]. Особый интерес в плане моделирования вызывает полярный регион Мирового океана – СЛО, поскольку существенное влияние на процессы здесь оказывает морской лед. Однако в настоящее время численное моделирование глобального океана совместно с морским льдом затруднено из-за ограниченности вычислительных ресурсов. По нашим оценкам для интегрирования модели Мирового океана  $1/10 \times 1/10 \times 49$  (горизонтальное разрешение  $0.1^\circ$ , 49 вертикальных уровней) на базе совместной модели ИВМИО – CICE5.1 требуется 13 500 ядро-часов компьютерного времени на 1 год модельного времени

на суперкомпьютере типа МВС-10П МП Petasstream [16]. В настоящей работе основное внимание уделено исследованию сезонной изменчивости СЛО и взаимодействия океана и морского льда с применением модели высокого пространственного разрешения. Модель СЛО  $1/10 \times 1/10 \times 49$  ИВМИО строится с применением модели динамики океана ИВМИО [15] и модели морского льда CICE5.1 [17].

Анализируя результаты моделирования СЛО, хотелось бы обратить внимание на то, что несмотря на задание на южных границах области расчета, на  $60^\circ$  N, заведомо искусственных условий в модели СЛО в целом получены реалистичные результаты. Также хотелось бы отметить, что в модели получено хорошее соответствие с данными наблюдений и расчетами по другим моделям характеристик льда, в том числе сезонная изменчивость толщины и сплоченности. В качестве вывода можно также отметить, что для воспроизведения сезонной изменчивости СЛО допустимо поставить южную границу области расчета в Атлантике. Она должна находиться достаточно далеко от СЛО, так чтобы рециркуляция около искусственной стенки и атмосферный нагрев вод формировали реалистично теплые воды Североатлантического течения на входе в СЛО. Разумеется, для исследований климатических и межгодовых изменений циркуляции вод СЛО взаимодействие с водами Атлантики и Тихого океана необходимо.

В целом построенная конфигурация адекватно воспроизводит основные компоненты сезонной изменчивости динамики вод Северного Ледовитого океана и состояния льда. В частности, площадь распространения льда, его объем соответствуют усредненным наблюдениям. Структура основных течений через проливы получена в основном качественно верной, однако не всегда величины расходов по порядку величин соответствуют реальности.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект No 19-77-00104) в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН. Работа была выполнена с использованием суперкомпьютерных ресурсов МЦ РАН [16].

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдунов Н.В., Репина И.А., Смирнов А.В. Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исслед. Земли из космоса. 2013. № 4. С. 50–65.
2. Ivanov V., Alexeev V., Koldunov N.V., Repina I.A., Sandoe A.B., Smedsrud L.H., Smirnov A. Arctic ocean heat impact on regional ice decay: a suggested positive feedback // J. Phys. Oceanogr. 2016. № 46. P. 1437–1456. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-15-0144.1>

3. *Proshutinsky A., Steele M., Zhang J. et al.* Multinational effort studies differences among Arctic Ocean models // AGU. 2001. V. 82(51). P. 637–644.
4. *Кулаков М.Ю., Макшас А.П., Шутилин С.В.* AARI-IOCM – совместная модель циркуляции вод и льдов Северного Ледовитого океана // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 2(92). С. 6–18.
5. *Кулаков М.Ю., Ашик И.М., Фильчук К.В.* Технология расчета и краткосрочного прогноза дрейфа льда на акватории Северного Ледовитого океана и Арктических морей // Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. 2016. № 43. С. 114–132.
6. *Дианский Н.А., Фомин В.В., Кабатченко И.М., Грузинов В.М.* Воспроизведение циркуляции Карского и Печорского морей с помощью системы оперативного диагноза и прогноза морской динамики // Арктика: экология и экономика. 2014. № 1(13). С. 57–73.
7. *Мошонкин С.Н., Алексеев Г.В., Дианский Н.А. и др.* Моделирование климатической изменчивости притока вод Атлантики в Северный Ледовитый океан и запаса пресных вод в круговороте Бофорта // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47. № 5. С. 678–692.
8. *Яковлев Н.Г.* Моделирование климата океана и морского льда Северного Ледовитого океана с помощью конечно-элементной модели FEMAO: к вопросу о понимании роли различных физических процессов в формировании наблюдаемого состояния и воспроизведении их в моделях глобального климата // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. Т. 1. С. 17–26.
9. *Яковлев Н.Г.* Воспроизведение крупномасштабного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого Океана в 1948–2002 гг. Часть 1: Численная модель и среднее состояние // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 3. С. 383–398.
10. *Голубева Е.Н., Платов Г.А.* Численное моделирование отклика Арктической системы океан–лед на вариации атмосферной циркуляции 1948–2007 гг. // Изв. РАН. Серия Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 1. С. 145–160.
11. *Голубева Е.Н., Платов Г.А., Яшкина Д.Ф.* Численное моделирование современного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана // Лед и Снег. 2015. № 55(2). С. 81–92.
12. *Голубева Е.Н., Яшкина Д.Ф.* Исследование вклада атлантических и тихоокеанских вод в процесс сокращения арктического морского льда. // Международная молодежная школа и конференция по вычислительно-информационным технологиям для наук об окружающей среде CITES 2019. 27 мая–06 июня 2019 г. Москва. Сборник трудов. С. 138–141.
13. *Мионов Е.У., Смирнов В.Г., Бычкова И.А., Кулаков М.Ю., Демчев Д.М.* Новые технологии обнаружения айсбергов и прогнозирования их дрейфа в западном секторе Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 2(104). С. 21–32.
14. *Chen C., Gao G., Zhang Y., Beardsley R.C., Lai Z., Qi J., Lin H.* Circulation in the arctic ocean: Results from a high-resolution coupled ice-sea nested global-fvcom and arctic-fvcom system // Progress in Oceanography. 2016. V. 141. P. 60–80. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2015.12.002>
15. *Ибраев Р.А., Хабеев Р.Н., Ушаков К.В.* Вихререзающая 1/10° модель Мирового океана // Изв. РАН. ФАО. 2012. Т. 48. № 1. С. 45–55.
16. <http://www.jssc.ru>
17. *Hunke E.C., Lipscomb W.H., Turner A.K., Jeffery N., Elliott S.* CICE: the Los Alamos Sea Ice Model Documentation and Software User’s Manual Version 5.1. 2015. <http://oceans11.lanl.gov/trac/CICE/attachment/wiki/WikiStart/cicedoc.pdf?format=raw>
18. *Griffies S.M., Biastoch A., Böning C. et al.* Coordinated ocean-ice reference experiments (COREs) // Ocean modelling, 2009. V. 26. P. 1–46.
19. *Locarnini R.A. et al.* World Ocean Atlas 2009. Volume 1: Temperature / S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 68. 2010. 184 p.
20. *Kalmykov V.V., Ibrayev R.A., Kaurkin M.N., Ushakov K.V.* Compact Modeling Framework v3.0 for high-resolution global ocean–ice–atmosphere models // Geosci. Model Dev. 2018. V. 11. P. 3983–3997. <https://doi.org/10.5194/gmd-11-3983-2018>
21. *Polyakov I.V., Alekseev G.V., Timokhov L.A. et al.* Variability of the intermediate Atlantic water of the Arctic Ocean over the last 100 years // J. Climate. 2004. V. 17. P. 4485–4497.
22. *Wang Q., Wekerle C., Danilov S. et al.* A 4.5 km resolution Arctic Ocean simulation with the global multi-resolution model FESOM 1.4. // Geosci Model Dev. 2018. V. 11. P. 1229–1255.
23. *Shu, Q., Wang, Q., Su, J. et al.* Assessment of the Atlantic water layer in the Arctic Ocean in CMIP5 climate models. // Clim Dyn. 2019. V. 53. P. 5279–5291. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04870-6>
24. *Суховей В.Ф.* Моря мирового океана. Ленинград. Гидрометеиздат. 1986. 288 с.
25. *Moshonkin S.N., Bagno A.V., Gusev A.V., Diansky N.A.* Numerical modelling of oceanic circulation and sea ice in the North Atlantic–Arctic Ocean–Bering Sea region // Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling. 2006. V. 21. № 4. P. 421–443.
26. *Aksenov Y., Bacon S., Coward A.C., Holliday N.P.* Polar outflow from the Arctic Ocean: a high resolution model study // J. Marine Systems. 2010. 83(1). 14–37.
27. *Proshutinsky A., Aksenov Y., Kinney J.C. et al.* Recent advances in Arctic Ocean studies employing models from the Arctic Ocean model intercomparison project // Oceanography. 2011. V. 24. P. 102–113.
28. *Ilicak M., Drange H., Wang Q. et al.* An assessment of the Arctic Ocean in a suite of interannual CORE-II simulations. Part III: hydrography and fluxes // Ocean Modelling. 2016. V. 100. P. 141–161.
29. *Serreze M.C., Barrett A.P., Slater A.G., Woodgate R.A., Aagaard K., Lammers R.B., Steele M., Moritz R., Meredith M., Lee C.M.* The large-scale freshwater cycle of the Arctic // J. Geophys. Res. Ocean. 2006. V. 111. C. 11010. <https://doi.org/10.1029/2005JC003424>
30. *Wang Q., Ilicak M., Gerdes R. et al.* An assessment of the Arctic Ocean in a suite of interannual CORE-II simulations. Part I: sea ice and solid freshwater // Ocean Model. 2006. V. 99. P. 110–132.
31. *Александров В.Ю.* Изменения толщины льда в Арктике с конца XIX века // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 4(94). С. 63–73.

## Seasonal Variability of Water and Sea Ice Circulation in the High-Resolution Model of the Arctic Ocean

L. Y. Kalnitskii<sup>1, 2, \*</sup>, M. N. Kaurkin<sup>2</sup>, K. V. Ushakov<sup>2, 3</sup>, and R. A. Ibrayev<sup>1, 2, 3</sup>

<sup>1</sup>*Marchuk Institute of Numerical Mathematics RAS, Gubkina, 8, Moscow, 119333 Russia*

<sup>2</sup>*Shirshov Institute of Oceanology RAS, Nakhimovsky pr., 36, Moscow, 117997 Russia*

<sup>3</sup>*Moscow Institute of Physics and Technology, Institutskiy per., 9, Dolgoprudny, Moscow Region, 141700 Russia*

*\*e-mail: leoni.yurevic@gmail.com*

We discuss the results of modeling the intra-annual variability of the water and ice circulation in the Arctic Ocean obtained by means of the three-dimensional model of ocean dynamics INMIO 4.1 and the sea ice model CICE 5.1. The coupled ocean-ice model is implemented on massively parallel computers under the control of the CMF2.0 compact modeling framework. The results of a numerical experiment carried out according to the CORE-I protocol are presented. The geographical distributions, mean values and intra-annual variability of the model solution characteristics, describing the flow of water through key straits at the boundaries of the Arctic Ocean, the propagation paths and vertical structure of the warm Atlantic water layer, the area and volume of sea ice, are analyzed. Qualitative agreement is obtained with observational and other high-resolution modeling data.

**Keywords:** Arctic Ocean, ocean model, sea ice, seasonal variability