

Воспроизведение циркуляции Карского и Печорского морей с помощью системы оперативного диагноза и прогноза морской динамики

Н. А. Дианский¹, доктор физико-математических наук

Государственный океанографический институт им. Н. Н. Зубова, Институт вычислительной математики РАН

В. В. Фомин²

Государственный океанографический институт им. Н. Н. Зубова, Московский физико-технический институт

И. М. Кабатченко³, доктор географических наук, В.М. Грузинов⁴, доктор географических наук

Государственный океанографический институт им. Н. Н. Зубова

Описывается система оперативного диагноза и прогноза (СОДиП) для гидрометеорологических характеристик Карского и Печорского морей, реализованная в Государственном океанографическом институте им. Н. Н. Зубова. Она включает в себя расчет атмосферного воздействия по модели WRF, расчет течений, уровня, температуры, солёности моря и морского льда по модели INMOM и расчет параметров волнения по Российской атмосферно-волновой модели. Представлены результаты верификации расчетных гидрометеохарактеристик, полученные с помощью СОДиП для Карского и Печорского морей. Также с ее помощью выполнены ретроспективные расчеты термогидродинамических характеристик для этих акваторий за безледный период с 2003 по 2012 гг. Показаны важные особенности циркуляции вод Карского и Печорского морей и структура водообмена между ними в безледный период.

Ключевые слова: арктические моря, Северный Ледовитый океан, циркуляция океана, морской лед, оперативное моделирование, численные методы.

Введение

За последнее десятилетие уровень моделирования циркуляции в океанах и морях существенно вырос, и в настоящее время это направление продолжает интенсивно развиваться. В конечном счете это определяется существенно возросшими возможностями вычислительной техники. Поэтому на данном этапе развития численного моделирования решается проблема не только качественного изучения физических процессов морской циркуляции, но и количественного ее описания, в том числе в оперативном режиме. В первую очередь это необходимо для

практических нужд при разведке, добыче и транспортировке углеводородов на шельфе и в прибрежной области. При этом для реализации подобного численного моделирования требуется создание комплекса численных моделей, включающего модель расчета атмосферного воздействия, модель морской термогидродинамики и модель ветрового волнения. Этот комплекс должен быть объединен в единую вычислительную систему. Подобная вычислительная система реализована и развивается в ФГБУ «Государственный океанографический институт им. Н. Н. Зубова» (ГОИН).

ГОИН является ведущим институтом Росгидромета по организации гидрометеорологических и гидрохимических наблюдений на акваториях и побережьях морей России, методическому руководству ими и обеспечению соответствующей информацией государственных органов и хозяйствующих субъектов. Институт осуществляет работы по развитию

¹ e-mail: nikolay.diansky@gmail.com.

² e-mail: lihar_89@mail.ru.

³ e-mail: wavelab1@yandex.ru.

⁴ e-mail: ok2a88@gmail.com.

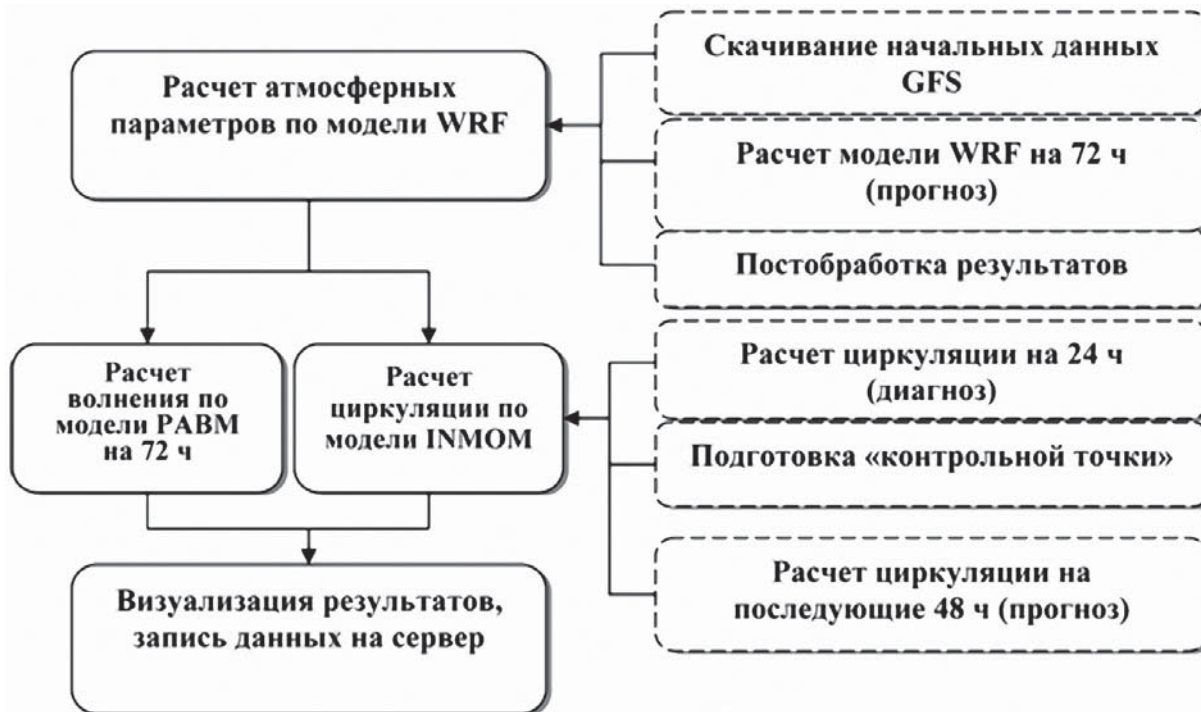


Рис. 1. Блок-схема вычислительной системы оперативного диагноза и прогноза (СОДИП) для расчета гидрометеохарактеристик для Карского и Печорского морей

технических средств и систем наблюдения за характеристиками морской природной среды, средств обработки и анализа информации, методов и моделей расчета характеристик морской природной среды, созданию отраслевых стандартов и др.

В настоящее время в ГОИНе развивается направление оперативного моделирования гидрофизических процессов. Необходимость развития этого практического применения современных возможностей численного моделирования обусловлено рядом факторов, связанных с обеспечением хозяйственного освоения северных территорий, а также добычи и транспортировки углеводородов на арктическом шельфе [1]. В ГОИНе оно функционирует для акваторий Карского и Печорского морей, Черного и Азовского морей, Каспийского моря и Северной Атлантики. Для этого используется установленный в ГОИНе многопроцессорный вычислительный кластер, на котором реализована вычислительная система оперативного расчета гидрометеорологических полей, основанная на современных разработках Института вычислительной математики РАН (ИВМ РАН) и ГОИНа.

В настоящей работе используются результаты расчетов, полученные с помощью системы оперативного диагноза и прогноза (СОДИП) на трое суток гидрометеорологических характеристик Карского и Печорского морей. Она включает в себя расчет атмосферного воздействия по модели WRF (Weather Research and Forecasting Model) [2], расчет течений, уровня, температуры, солёности моря и морского льда по

модели INMOM (Institute Numerical Mathematics Ocean Model) [3] и расчет параметров волнения по Российской атмосферно-волновой модели [4].

Разработанный комплекс гидродинамического моделирования используется не только для оперативных целей, но и для расчета режимных гидрометеорологических характеристик. В статье представлены результаты ретроспективных расчетов термодинамических характеристик для акваторий Карского и Печорского морей за безледный период с 2003 по 2012 гг., полученные с помощью СОДИП.

Система оперативного диагноза и прогноза гидрометеорологических полей для Карского и Печорского морей

Общая схема технологии вычислительного комплекса

Основу вычислительного комплекса расчета гидротермодинамических характеристик, включая поля течений, уровня, температуры, солёности и морского льда, составляет российская модель океанической морской циркуляции INMOM [3], разработанная в ИВМ РАН. Расчет атмосферного воздействия проводится по региональной модели атмосферной циркуляции WRF [2]. При необходимости расчета ветрового волнения в вычислительный комплекс включается волновая модель PAVM [4].

На рис. 1 показана общая схема оперативного расчета гидротермодинамических характеристик морской циркуляции.



Рис. 2. Расчетная область для модели WRF. Цифрами 1 и 2 (выделены красным) обозначены положения стационарных метеостанций (1 – остров Голомянный, 2 – «Марсале»), данные наблюдений с которых использовались для верификации модели WRF. Белым цветом отмечены ледники

Расчет метеорологических параметров, морской циркуляции и параметров волнения происходит один раз в сутки на трое суток вперед (от 18 часов предыдущего дня) с дискретностью выходной информации в 1 ч для атмосферного воздействия и характеристик волнения. Для всех гидрологических полей выдача результатов производится с шагом 6 ч. Автоматически для всех выбранных характеристик осуществляется разрисовка полей. Вся эта информация хранится на сервере ГОИНа, а в ближайшее время она будет доступна на сайте института (<http://www.oceanography.ru>).

Качество прогноза определяется главным образом качеством прогноза атмосферного воздействия, получаемого с помощью модели WRF. Эта модель в силу высокого качества и удобства использования принята во многих зарубежных и отечественных центрах для воспроизведения и прогноза региональной

атмосферной циркуляции. Ниже описаны основные компоненты СОДиП.

Расчет характеристик атмосферных приводных параметров, используемых для расчета атмосферного воздействия

Как уже указывалось, необходимые характеристики атмосферных приводных параметров рассчитываются по модели WRF. Расчетная область для этой модели, используемая в СОДиП для оперативного расчета и прогноза метеорологических характеристик над акваторией Карского (включая Обскую губу) и Печорского морей, показана на рис. 2. Используется пространственная сетка с шагом 15 км в равноугольной конической проекции Ламберта. Размер сеточной области — 190×170 точек по модельной долготе и широте соответственно.

Входными полями для модели WRF служат поля объективного анализа и прогноза GSF (Global Forecasting System) из NCEP (National Center of Environmental Prediction, США). Методика расчета характеристик атмосферного форсинга по модели WRF заключается в интегрировании полной системы негидростатических уравнений гидротермодинамики [2] атмосферы в области, представляющей собой исследуемый регион. Граничными и начальными условиями служат данные GSF с пространственным разрешением в 1° и временной дискретностью в 6 ч. Данные о подстилающей поверхности взяты из архива MODIS с пространственным разрешением $30''$.

Вычислительные параметры модели WRF, используемой для акватории Карского и Печорского морей, таковы:

- горизонтальное разрешение — 15 км;
- 27 вертикальных уровней, верхняя граница на уровне 50 гПа;
- интегрирование по времени уравнений атмосферной гидротермодинамики осуществляется методом Рунге — Кутты третьего порядка с шагом по времени 2 мин.

Из всех атмосферных параметров, получаемых при расчете модели WRF, используются для вычислений потоков тепла, пресной воды и импульса на поверхности моря над акваторией Карского (включая Обскую губу) и Печорского морей следующие величины, которые выводятся с шагом 1 ч:

- температура ($^\circ\text{C}$) и абсолютная влажность воздуха ($\text{г}/\text{м}^3$) на высоте 2 м над уровнем моря;
- зональная компонента скорости ветра ($\text{м}/\text{с}$) на высоте 10 м над уровнем моря;
- меридиональная компонента скорости ветра ($\text{м}/\text{с}$) на высоте 10 м над уровнем моря;
- падающая коротковолновая радиация ($\text{Вт}/\text{м}^2$);
- падающая длинноволновая радиация ($\text{Вт}/\text{м}^2$);
- атмосферные осадки ($\text{кг}/\text{м}^2$);
- давление на уровне моря (Па).

Все эти параметры используются для расчета атмосферного воздействия в модели INMOM с использованием балк-формул (см., например, [5]).

Численная модель циркуляции Карского и Печорского морей

Для расчета общей циркуляции в Карском и Печорском морях использована версия модели морской циркуляции, разработанной в ИВМ РАН. Как уже указывалось, эта модель получила название INMOM [3; 6; 7; 8] от сокращенного названия ИВМ РАН на английском языке. Остановимся здесь только на ее особенностях.

Эта модель относится к классу сигма-моделей морской и океанической циркуляции. В ее основе лежит полная система так называемых примитивных уравнений гидротермодинамики океана в сферических координатах в приближениях гидростатики и Буссинеска [3]. В качестве вертикальной

координаты используется безразмерная величина σ , задаваемая как

$$\sigma = (z - \xi) / (H - \xi) \quad (1)$$

где Z — обычная вертикальная координата; $\xi = \xi(\lambda, \varphi, t)$ — отклонение уровня океана от невозмущенной поверхности как функция долготы λ , широты φ и времени t ; — невозмущенная глубина моря.

Прогностическими переменными модели служат горизонтальные компоненты вектора скорости, потенциальная температура T , соленость S , отклонение уровня океана от невозмущенной поверхности, толщина и сплоченность морского льда. Для расчета плотности используется уравнение состояния, специально предназначенное для численных моделей [9].

Главная особенность INMOM, которая отличает ее от других известных моделей океана, таких как MOM [10], модель ИВМ РАН и Института океанологии им. П. П. Ширшова РАН (ИОРАН) [11], использующих Z -систему координат, а также POM [12] и ROMS [13] в σ -системе координат и других заключается в том, что при численной реализации в INMOM используется метод расщепления по физическим процессам и пространственным координатам [8].

Метод расщепления дает возможность эффективно реализовывать обладающие малой диссипативностью квазиполунеявные схемы интегрирования по времени, которые позволяют применять в модели временные шаги, в несколько раз большие, чем в моделях общей циркуляции океана, основанных на явных схемах с аналогичными пространственным разрешением и коэффициентами вязкости и диффузии.

Для более точного описания процессов динамики океана оператор боковой диффузии второго порядка для тепла и соли представлен в форме эквивалентной горизонтальной диффузии в обычной z -системе координат [3]. В уравнениях движения для описания боковой вязкости используется оператор четвертого порядка, эффективно подавляющий двухшаговую моду численного шума.

Использованная в данной работе версия INMOM адаптирована к условиям акватории Карского и Печорского морей. Она реализована в повернутой системе координат так, что экватор повернутой сферической системы координат проходит вдоль «продольной оси» Карского моря. Переход от географической системы координат к модельной осуществлялся симметричным смещением положений полюсов (северного и южного). Такой поворот позволяет сделать шаги сеточной области в новой сферической системе координат близкими к равномерным и равными примерно 4 км как по долготе, так и по широте. Горизонтальное разрешение сеточной области составляет 551×296 узлов по модельной

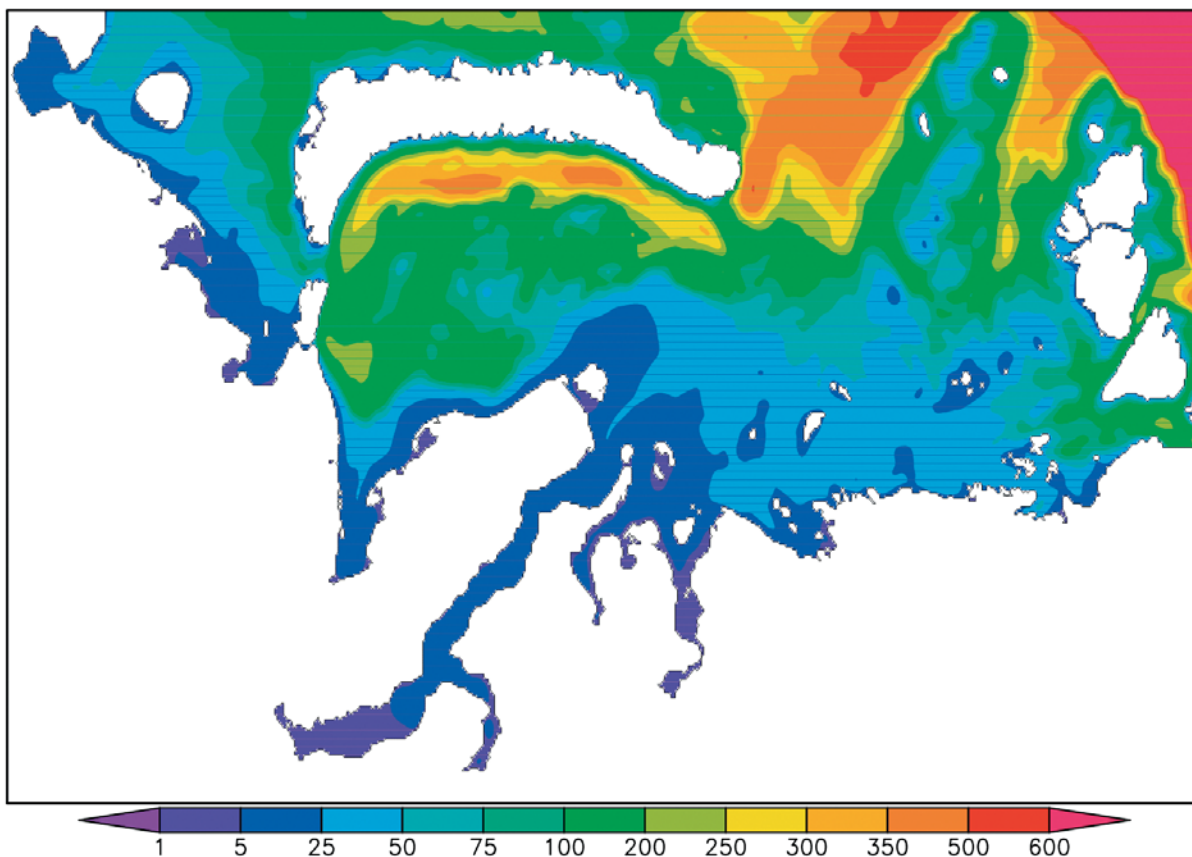


Рис. 3. Топография дна Карского и Печорского морей в модельной системе координат. Цветовая шкала глубин в метрах показана под рисунком

долготе и широте. Число вертикальных уровней было выбрано равным 20. Поскольку используется математически точная сферическая система координат, никаких топологических искажений при расчете полей течений не вносится в отличие от зачастую используемых декартовых систем координат, «натягиваемых» на сферичную поверхность Земли.

На рис. 3 показана топография Карского и Печорского морей в модельной системе координат. Сеточная область модели охватывает несколько большую акваторию, чтобы отодвинуть «жидкие» границы от исследуемого региона. На эту область интерполировались все необходимые приповерхностные метеопараметры из региональной модели атмосферы WRF для расчета атмосферного воздействия в модели циркуляции и ветрового волнения для региона Карского моря.

Для задания глубин использовались данные по топографии Земли GEBCO (<http://www.gebco.net>) с пространственным разрешением 30". Исходные данные высокого разрешения сглажены несколько раз с помощью фильтрации Тьюки и ограничены минимальной глубиной 1 м. Это необходимо для σ -модели, поскольку используется преобразование вертикальной координаты (1) и, следовательно, функция $H = H(\lambda, \varphi)$ должна быть отличной от нуля

и обладать достаточной гладкостью на выбранной пространственной сетке, поскольку она входит во все операторы разностного дифференцирования [3].

На жидких границах задается климатический годовой ход температуры T и солёности S по обновленным данным из NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration, Национальное управление океанических и атмосферных исследований США), находящимся в открытом доступе, которые в Арктическом бассейне имеют существенно более высокое качество, чем данные более ранней версии [14]. Для подготовки начальных полей температуры и солёности используется тот же массив данных. Градиентные скорости рассчитываются по геострофическим соотношениям. Сток рек задается по данным климатического года CORE [16] в виде псевдоосадков, сосредоточенных в акваториях, примыкающих к устьям рек.

Осуществляется также «притяжка» поверхностной солёности к климатическим данным путем введения в поток соли на поверхности моря, рассчитываемый через поток пресной воды, релаксационной добавки, представляющей собой разность модельной и климатической приповерхностной солёности, умноженной на коэффициент $\alpha_s = 10$ м/120 сут. Выбранное значение коэффициента α_s можно

интерпретировать как релаксацию модельной солености, осредненной по 10-метровому верхнему слою, к климатическим значениям с 120-суточным временным масштабом.

Необходимость использования коррекции потока пресной воды на поверхности моря диктуется тем, что точность задания осадков и стока рек недостаточно высока. С помощью такой методологии проведения экспериментов модельная соленость не отклоняется сильно от климатического состояния, что необходимо при проведении экспериментов на длительные времена.

Методология расчета с захватом заведомо большей области, чем требуется для вычислений параметров циркуляции, позволяет наиболее качественно описать циркуляцию в нужном районе, поскольку отодвигает проблему задания условий на жидких границах на значительное расстояние от расчетной области.

Параметризация крупномасштабной горизонтальной турбулентной диффузии для температуры и солености осуществлялась с помощью оператора второго порядка с коэффициентом $50 \text{ м}^2\text{с}^{-1}$. В качестве горизонтальной вязкости использовался оператор четвертого порядка с коэффициентом $10^9 \text{ м}^4\text{с}$.

Коэффициенты вертикальной вязкости и диффузии выбирались согласно параметризации Филандера — Пакановского [17]. Коэффициент вертикальной вязкости изменялся от 10^{-4} до $10^{-3} \text{ м}^2\text{с}$, а коэффициент диффузии — от $5 \cdot 10^{-6}$ до $5 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2\text{с}$ для T и от $1 \cdot 10^{-6}$ до $1 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2\text{с}$ для S . В случае неустойчивой стратификации для параметризации конвективного перемешивания коэффициент вертикальной диффузии задавался равным $2 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2\text{с}$. Чтобы избежать возможных для σ -модели ситуаций «выклинивания» вертикальных профилей T , S и скорости в приповерхностном 2,5-метровом слое океана для более интенсивного перемешивания коэффициенты диффузии и вязкости задавались равными тому же значению $2 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2\text{с}$. Для T и S на боковых границах и на дне ставится условие отсутствия потоков. На границах для скорости ставится условие непротекания, дополненное условиями свободного скольжения на боковых границах и квадратичного трения на дне [3; 6].

Для расчета приливных течений на жидких границах ставится условие изменения уровня под действием крупномасштабной приливной волны. Данные о приливных изменениях уровня берутся из модели TPXO [18] (A TOPEX/Poseidon Global Tidal Model), основанной на данных спутниковой альтиметрии. Модель TPXO была выбрана потому, что она обеспечивает данные уровня по всему Мировому океану и обеспечивает достаточно высокое пространственное разрешение (порядка 5 км) в арктическом бассейне.

Значения уровня моря на жидких границах рассчитываются на основе восьми основных приливных гармоник.

Расчет характеристик ветрового волнения

При расчете характеристик волн используется численная модель ветрового волнения, которой на научно-техническом совете Росгидромета от 6 июля 2001 г. был придан статус Российской атмосферно-волновой модели (РАВМ). В настоящее время метод расчета ветрового волнения в Северной Атлантике, основанный на РАВМ, работает в оперативном режиме в Гидрометцентре России. На Центральной методической комиссии по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам Росгидромета данный метод прогноза был рекомендован в практику оперативных работ (решение от 17 октября 2001 г.).

При расчете параметров ветрового волнения в РАВМ решается уравнение баланса спектральной плотности волнового действия в сферических координатах для частотно-углового спектра [19]. При этом используется «узконаправленная» теория ветрового волнения, предложенная академиком В. Е. Захаровым (см., например, [19]), что позволяет ускорить численное решение задачи. Этим она отличается, например, от наиболее используемой в мире модели ветрового волнения WAM [20]

Численный метод решения системы уравнений в РАВМ основан на применении пакета «Думка» [21], разработанного в ИВМ РАН. Он специально предназначен для решения сложных нелинейных систем дифференциальных уравнений с применением оригинальной методики переменного шага по времени.

Применение РАВМ позволяет рассчитывать параметры ветровых волн (высоты, периоды, спектры и т. д.) с учетом практически всех известных факторов волнообразования: передачу энергии от ветра к волнам, нелинейный обмен энергией между спектральными составляющими волнения, диссипацию энергии вследствие обрушения гребней и придонных эффектов на мелководье; учитываются обмен энергией волн с течениями, стратификация атмосферы, колебания уровня моря, подвижная кромка льда.

В качестве исходных данных для расчета волнения используются срочные поля ветра, рассчитываемые по модели WRF. Поэтому при расчете характеристик волнения используется такой же шаг по пространству, как и в модели WRF, так как РАВМ использует «атмосферную» сетку. Вблизи берегов волнение, рассчитанное в приближении глубокой воды, пересчитывается для условий мелководья на сетке морской модели INMOM (см. ниже).

Результаты воспроизведения гидрометеохарактеристик в акваториях Карского и Печорского морей

Чтобы показать работоспособность СОДиП для Карского и Печорского морей, приведем примеры ее верификации и полученные с ее помощью результаты ретроспективных расчетов термогидродинамических характеристик для этих акваторий за безледный период (август, сентябрь, октябрь) с 2003 по

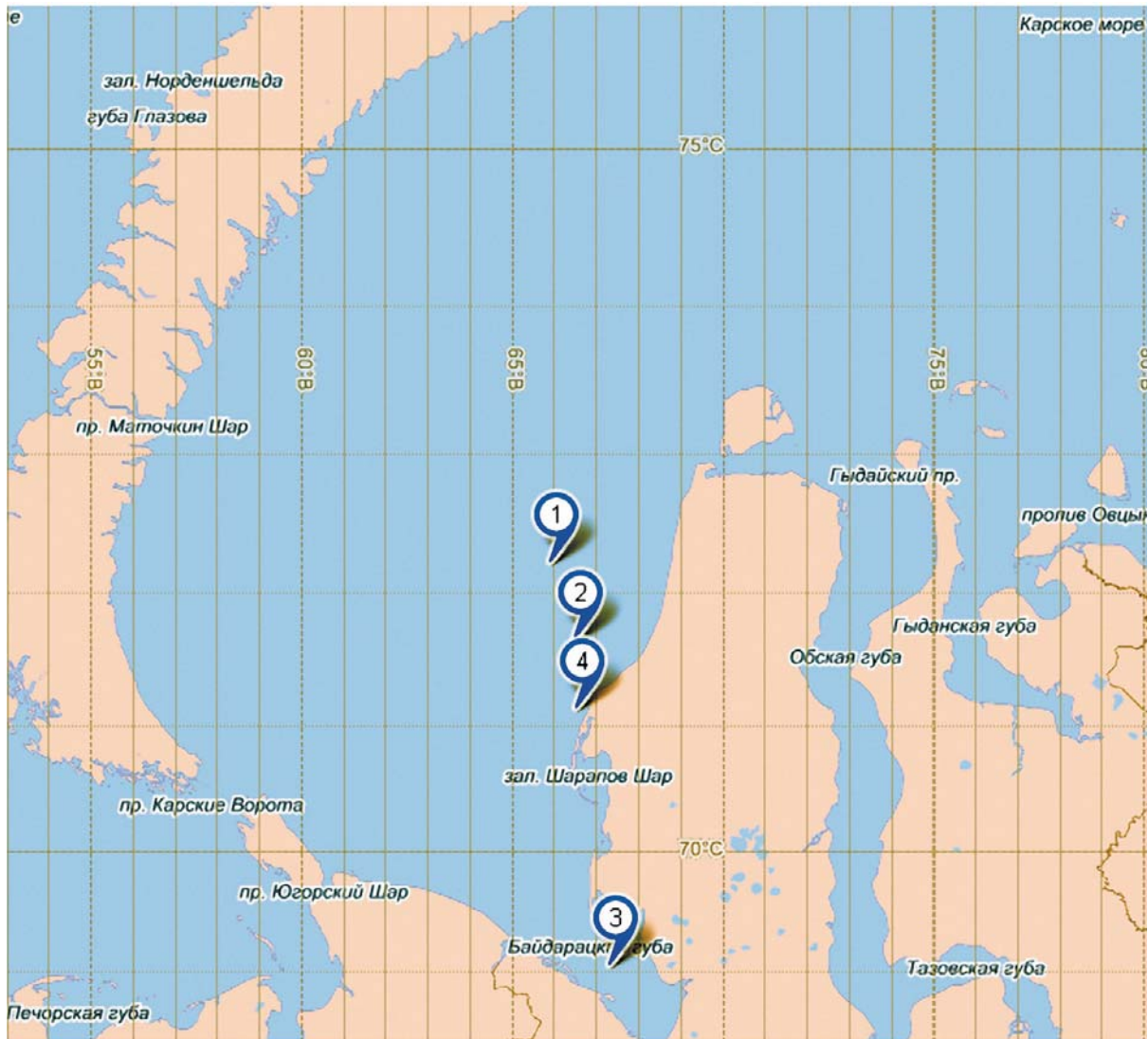


Рис. 4. Расположение гидрологических станций, по которым проводилась верификация модели течений INMOM и волнения PAVM: 1 – АБС-1, 2 – АБС-2, 3 – АДС «Байдара-1», 4 – АДС-1

2012 г. Покажем воспроизведение атмосферной и морской динамики, а также характеристик ветрового волнения с помощью СОДиП для Карского и Печорского морей.

ГОИН обладает большими возможностями для экспедиционных исследований. В августе-октябре 2011 г. силами ГОИНа были проведены комплексные экспедиционные наблюдения за течениями и уровнем в Карском море. Они осуществлялись по четырем автономным гидрологическим станциям, установленным во время экспедиции ГОИНа 2011 г. Их положение показано на рис. 4. Буйковые станции АБС-1 и АБС-2 были установлены на приотпленных буйах. Другие две донные станции, АДС-1 с датчиком давления и АДС «Байдара-1» с доплеровским измерителем течений, были установлены на дне на специальной раме, сконструированной в ГОИНе. Все эти ДСП данные, доступные в ГОИНе,

использовались для верификации качества воспроизведения с помощью СОДиП течений, уровня моря и ветрового волнения. В данной статье приведены примеры верификации качества СОДиП по данным АДС-1 и АДС «Байдара-1».

Воспроизведение динамики приводной атмосферы с помощью модели WRF

На рис. 2 показаны положения стационарных метеостанций острова Голомянный и «Маресале», данные наблюдений с которых использовались для верификации модели WRF. Были использованы данные для 2011 и 2012 гг. Для остальных лет качество воспроизведения атмосферной циркуляции приблизительно то же.

На рис. 5 показано атмосферное давление за 2 августа — 16 октября 2011 г., измеренное на станции «Маресале» и рассчитанное для ближайшего узла



Рис. 5. Атмосферное давление (ГПа) за 2 августа – 16 октября 2011 г., измеренное на станции «Маресале» (синяя кривая) и рассчитанное по модели WRF (красная кривая). Коэффициент корреляции – 0,999. Коэффициенты линейной регрессии данных с метеостанции с результатами моделирования: $a = 0,99$, $b = 6,85$

атмосферной сетки по модели WRF. Результаты расчетов и наблюдений практически совпадают. Коэффициент корреляции равен 0,999. Коэффициенты линейной регрессии данных с метеостанции с результатами моделирования: $a = 0,99$, $b = 6,85$. Поскольку давление в модели WRF воспроизводится практически идеально, не будем далее останавливаться на нем.

На рис. 6 показано сравнение модуля и компонент скорости ветра на высоте 10 м за 2 августа — 16 октября 2011 г. по данным измерений на метеостанции «Маресале» и рассчитанных по модели WRF для ближайшего узла атмосферной сетки. Данные довольно успешно воспроизводятся моделью. Для модуля ветра коэффициент корреляции равен 0,82, коэффициенты линейной регрессии данных с метеостанции с результатами моделирования: $a = 0,96$, $b = 0,88$. Для зональной компоненты скорости ветра коэффициент корреляции равен 0,88, коэффициенты линейной регрессии данных с метеостанции с результатами моделирования: $a = 1,10$, $b = -0,67$. Для меридиональной компоненты коэффициент корреляции равен 0,91, коэффициенты линейной регрессии данных с метеостанции с результатами моделирования: $a = 1,00$, $b = -0,12$.

На рис. 7 показано сравнение модуля и компонент скорости ветра на высоте 10 м за 1 августа — 30 октября 2012 г., полученных по данным измерений на метеостанции острова Голомянный и рассчитанные по модели WRF для ближайшего узла атмосферной сетки. Давление для этой станции не приводится, поскольку качество его воспроизведения такое же высокое, как и показанное на рис. 4. Данные по временной изменчивости скорости на метеостанции острова Голомянный успешно воспроизводятся

моделью. Для модуля ветра коэффициент корреляции равен 0,86, коэффициенты линейной регрессии данных с метеостанции с результатами моделирования: $a = 0,89$, $b = 0,4$. Для зональной компоненты скорости ветра коэффициент корреляции равен 0,8, коэффициенты линейной регрессии данных с метеостанции с результатами моделирования: $a = 0,72$, $b = 0,36$. Для меридиональной компоненты коэффициент корреляции равен 0,88, коэффициенты линейной регрессии данных с метеостанции с результатами моделирования: $a = 0,92$, $b = -0,33$.

На рис. 4—6 видно, что скорости по модели WRF воспроизводятся несколько хуже, чем давление на уровне моря. По-видимому, это связано с тем, что давление на уровне моря является интегральной величиной, при расчете которой ошибки воспроизведения вертикальной стратификации могут скрадываться.

На рис. 8 изображены среднемесячные данные за август, сентябрь и октябрь, осредненные за безледные периоды с 2003 по 2012 гг. поля скоростей приводного ветра. На этих картах хорошо просматриваются кабатические ветры, образующиеся из-за охлаждения нижних слоев воздуха при взаимодействии с ледниковым покровом. Их положение в точности соответствует положению островных и материковых ледников (см. рис. 2), над которыми нижние слои воздуха становятся более плотными, что обуславливает стекание плотного холодного воздуха по поверхности ледникового щита с последовательным нарастанием скорости движения до больших значений. О том, что это не артефакт, может свидетельствовать хорошее совпадение расчетов и наблюдений на острове Голомянный (см. рис. 6) для компонент ветра, где кабатические ветры хорошо

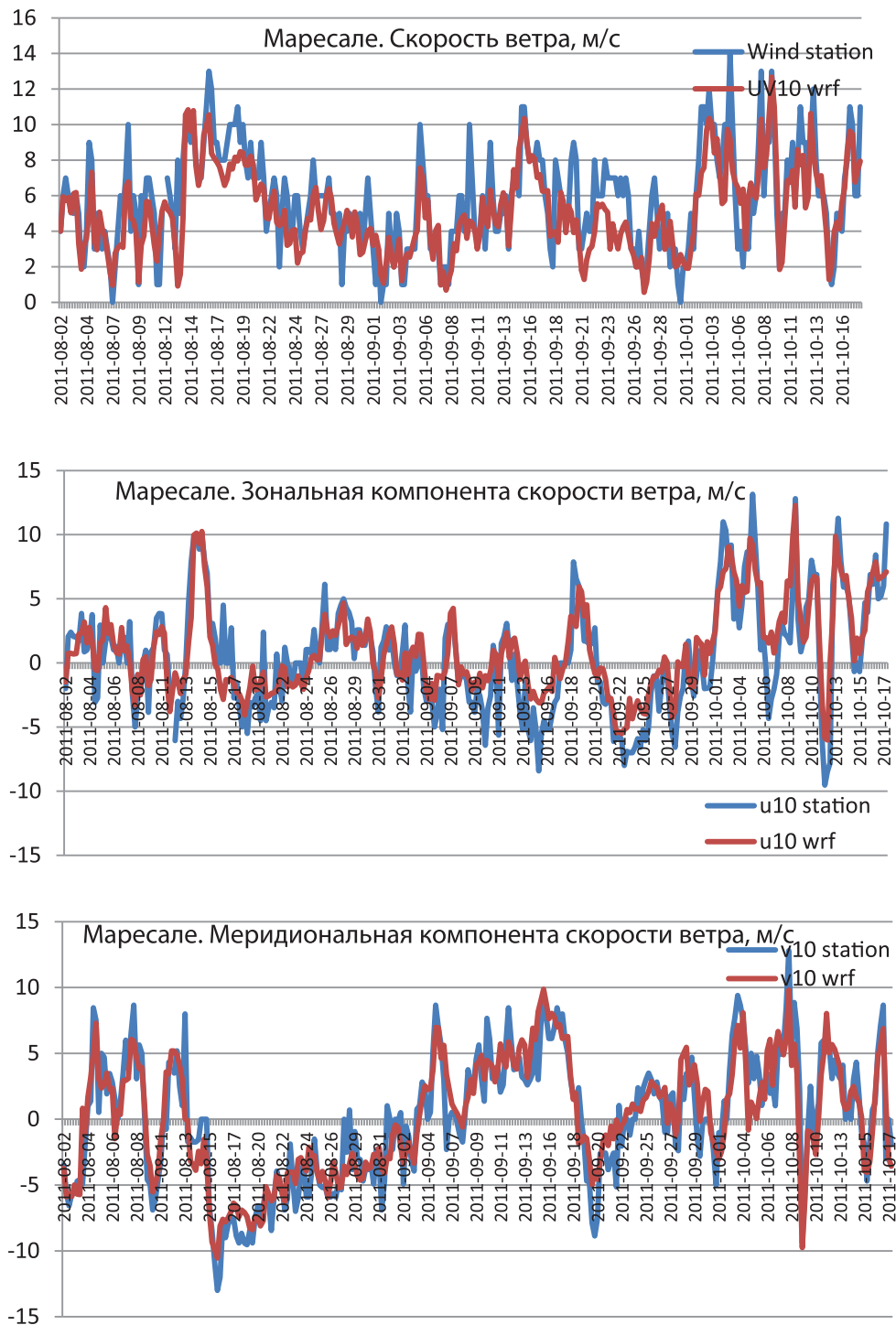


Рис. 6. Сравнение наблюдаемой (синие) кривые и воспроизведенной по модели WRF (красные кривые) скорости ветра (м/с) на высоте 10 м на за 2 июня – 17 октября 2012 г. на станции «Марсале». Вверху: модуль скорости – коэффициент корреляции 0,82; в середине: зональная компонента – коэффициент корреляции 0,82; внизу: меридиональная компонента – коэффициент корреляции 0,91

проявляются. Применение негидростатической модели атмосферы WRF позволяет их воспроизвести. В целом направление и скорость стоковых ветров довольно постоянны. В соответствии с природой кабатических ветров они усиливаются от теплого

к холодному периоду, что хорошо проявляется на картах ветров за август-октябрь на рис. 7.

Следует отметить, что зачастую для расчета компонент скорости приповерхностного ветра используются известные формулы Анкерблома, позволяющие

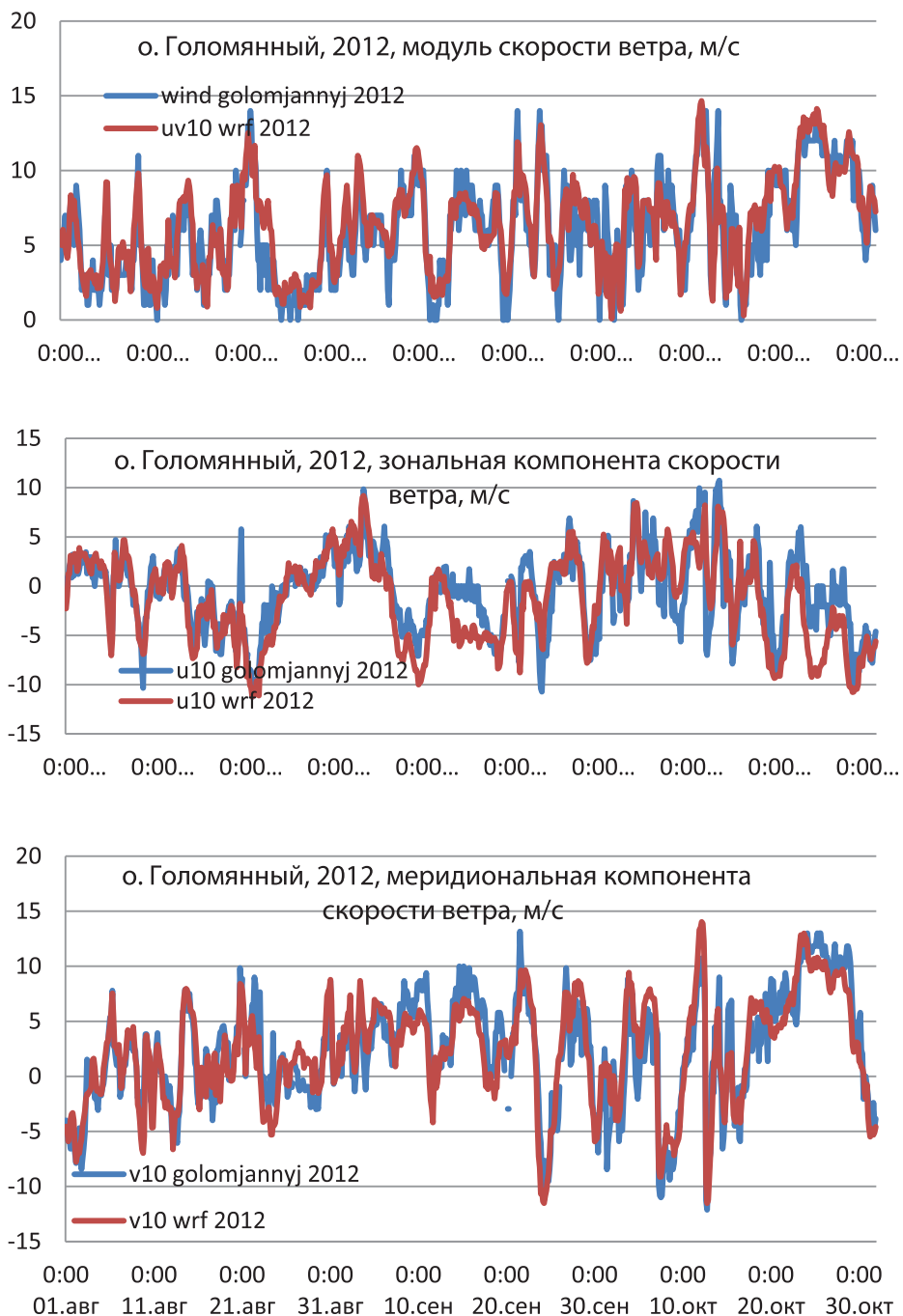


Рис. 7. Сравнение наблюдаемой (синие кривые) и воспроизведенной по модели WRF (красные кривые) скорости ветра (м/с) на высоте 10 м на за 1 августа – 30 октября 2012 г. на станции острова Голомянный. Вверху: модуль скорости – коэффициент корреляции 0,86; в середине: зональная компонента – коэффициент корреляции 0,80; внизу: меридиональная компонента – коэффициент корреляции 0,88

рассчитывать поля ветра по полям поверхностного давления на основе соотношений квазигеострофики. Однако в случае кабатических ветров эта методика будет давать совершенно некорректные результаты, так что в этом случае геострофические соотношения применять нельзя.

Воспроизведение морской динамики с помощью модели INMOM

Сначала покажем качество воспроизведения приливной динамики. На рис. 9 приведены котидальные карты приливной волны M_2 , рассчитанные в модели TPXO для арктической акватории и в

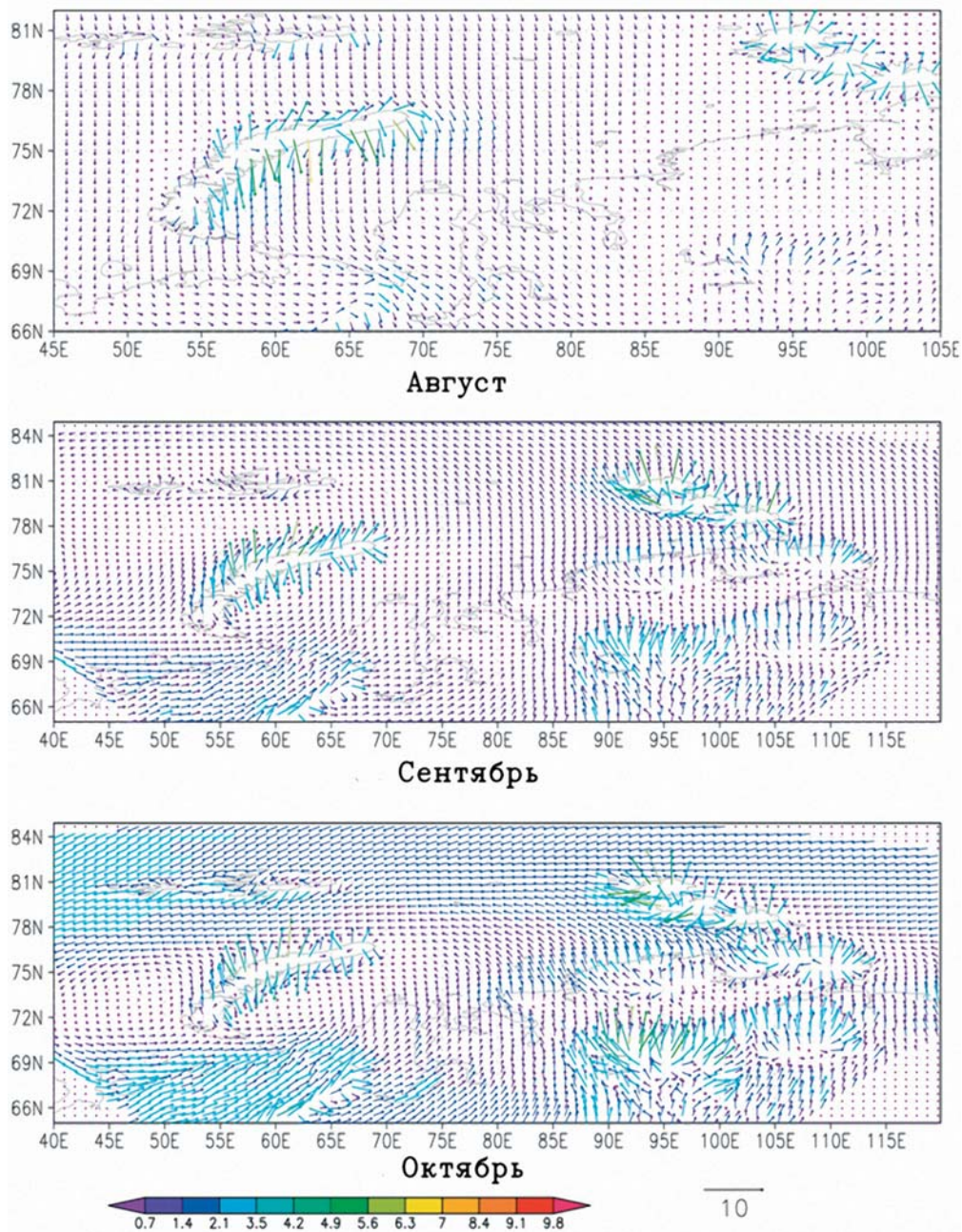


Рис. 8. Средние за 2003–2012 гг. поля скорости ветра (м/с) для безледного (август, сентябрь, октябрь) периода по результатам моделирования. Интерполяция в меркаторскую проекцию

модели INMOM для юго-западной части Карского моря. Из рисунка видно, что модель INMOM хорошо воспроизводит амплитуду и фазу приливной волны M_2 , которая является основной для акватории западной части Карского моря. Некоторые отличия у берегов Ямала могут быть обусловлены более высоким пространственным разрешением в INMOM, и, следовательно, приливная волна у берега описывается более точно. Таким образом, модель INMOM вполне успешно воспроизводит динамику приливных течений.

На рис. 10 показан временной ход уровня моря, измеренный с помощью придонной АДС-1 у западного побережья полуострова Ямал на глубине 18 м (данные ДСП, доступные в ГОИНе) и рассчитанный по модели INMOM, синтерполированный в место положения станции. Данные измерений имеют интервал 20 мин, результаты моделирования — шаг 1 ч. Из этого рисунка видно, что основной вклад здесь в колебания уровня вносит полусуточная волна M_2 . Модель хорошо описывает сизигийный и квадратурный прилив. При этом амплитуда прилива несколько

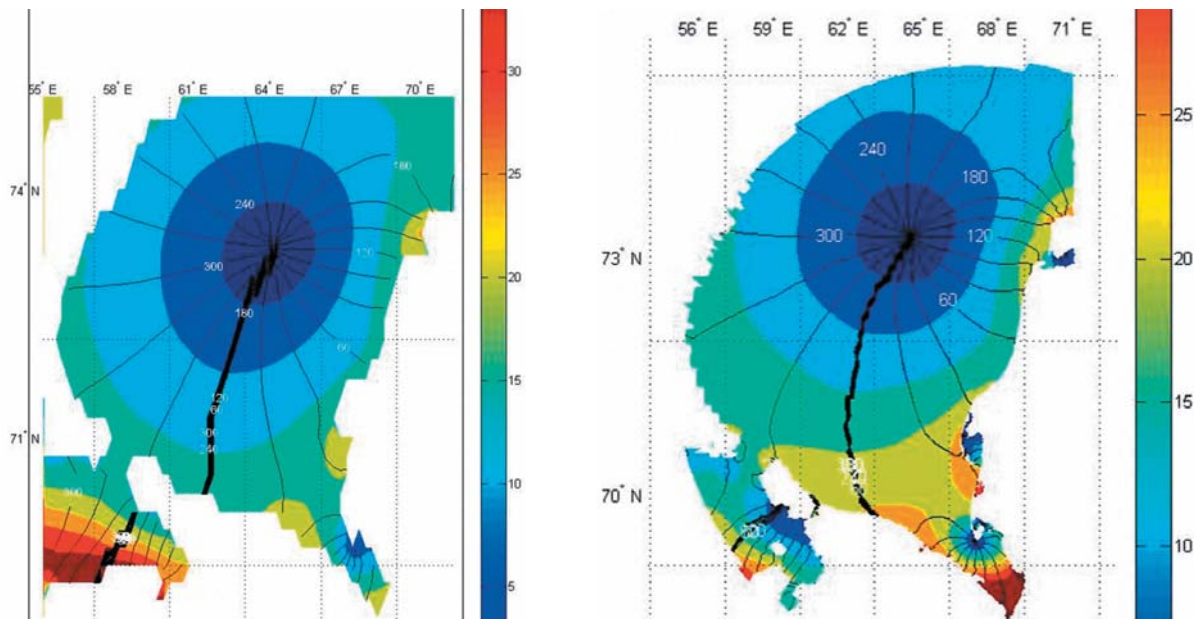


Рис. 9. Котидальные карты основной приливной волны M_2 , рассчитанные для юго-западной части Карского моря в моделях TRXO (слева) и INMOM (справа). Цветом показана амплитуда волн в см, а изолиниями — ее фаза

занижается. Поэтому для будущих расчетов необходимо более тщательно подбирать параметры придонного трения. Обращает на себя внимание значительная неприливно-составляющая хода уровня, связанная со сгонно-нагонными явлениями и колебаниями атмосферного давления на уровне моря.

На рис. 11 показано сравнение модельных и наблюдаемых значений временного хода зональной и меридиональной компонент скорости течения на глубине 2 м. Данные наблюдений получены с помощью придонной АДС «Байдара-1», поставленной в Байдарацкой губе на глубине 11 м, модельные значения по INMOM сынтеполированы в место положения станции. Данные измерений имеют интервал 20 мин, результаты моделирования — шаг 1 ч. Из этого рисунка видно, что, как и для уровня моря, основной вклад в колебания течений здесь вносит полусуточная волна M_2 . Модель хорошо описывает

модуляцию течений в периоды сизигийного и квадратурного прилива. При этом амплитуда прилива несколько занижается. Поэтому для будущих расчетов необходимо более тщательно подбирать параметры придонного трения. Во время прохождения штормов значения (сгонно-нагонных явлений) скорости течений значительно отличаются от приливной составляющей.

Интересно посмотреть оперативные приповерхностные характеристики для Карского и Печорского морей, полученные в реальном времени. На рис. 12 показаны примеры расчета поля течений, температуры поверхности моря (ТПМ) и сплоченности льда на 24.00 UTC 4 сентября 2013 г. в стандартной выдаче расчета СОДиП для Карского и Печорского морей. Следует отметить, что поле сплоченности морского льда хорошо согласуется с данными наблюдений для 2013 г., когда летом и осенью наблюдалась

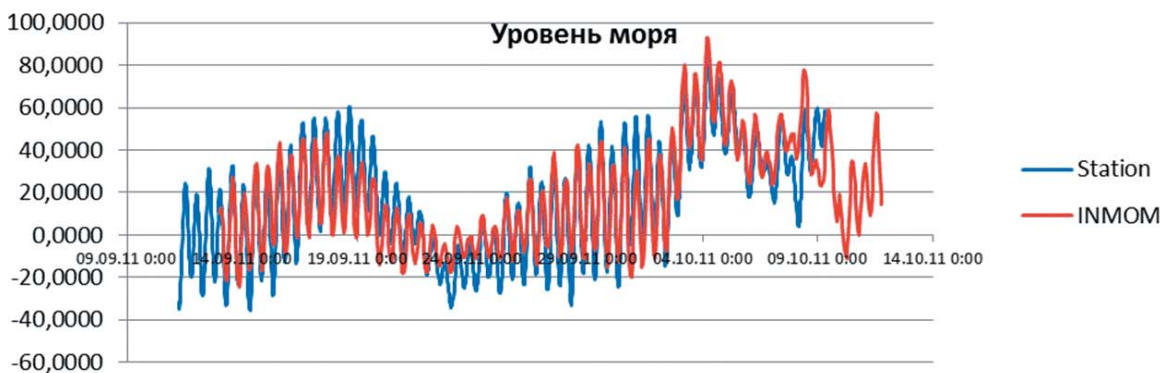


Рис. 10. Временной ход отклонений уровня моря (см) измеренный на АДС-1 в 2011 г. (синяя кривая) и рассчитанный по модели INMOM в ближайшем узле модельной сетки (красная кривая)



Рис. 11. Временной ход зональной (вверху) и меридиональной (внизу) компонент скорости течения на глубине 2 м. Данные наблюдений на АДС «Байдара-1» (синяя линия) и расчет по модели INMOM (красная линия) как ближайшей точки сетки к месту положения АДС

сложная ледовая обстановка в северо-восточной части Карского моря.

На рис. 13 показаны средние за 2003—2012 гг. поля скорости поверхностных течений для безледного (август, сентябрь, октябрь) периода по результатам моделирования. Сравнение карт климатических течений на рис. 12 с картами ветровой циркуляции на рис. 8 показывает, что основной вклад в среднемесячную циркуляцию Карского и Печорского морей дают ветровые течения. В западной части Карского моря между материком и Новой Землей в осенний период формируется ярко выраженная циклоническая циркуляция, характерная для замкнутых морей. Основными составляющими этой циркуляции служат Новоземельское и Ямальское течения, протекающие соответственно вдоль восточного побережья Новой Земли и западного побережья полуострова Ямал. Она обусловлена региональными ветрами, направленными с «холодной» суши на «теплое» море. Летом вдоль побережья материка такой характер циркуляции нарушается, и Ямальское течение ослабляется. Это происходит из-за того, что значительный вклад в ветровую циркуляцию обеспечивает перемещение воздушных масс с «холодного» моря на «теплую» сушу. Тот же эффект влияет на то, что Обь-Енисейское течение усиливается в осенний период и ослабляется в летний.

Кабатические ветра формируют антициклоническую — по отношению к островам — циркуляцию вокруг Новой Земли и островов Северной Земли. Наиболее заметной структурой этой циркуляции служит Новоземельское течение.

Большой интерес вызывает водообмен через Карские ворота. На рис. 14 показаны средние за 2003—2012 гг. поля скорости поверхностных течений и уровня моря для безледного (август, сентябрь, октябрь) периода по результатам моделирования. Из этого рисунка видно, что вдоль Новой Земли происходит выток вод из Карского моря в Печорское, а у противоположного берега Карских ворот, наоборот, проявляется вток в Карское море. Выток формируется Новоземельским течением. Это происходит не только в приповерхностном слое, но и в целом по глубине, о чем свидетельствует распределение уровня моря. При этом выток из Карского моря в безледный период превалирует над втоком.

Воспроизведение ветровых волн

В результате многочисленных работ на морях Российской Федерации была подтверждена хорошая сходимость результатов расчетов по РАВМ и данных наблюдений. Как описано выше, в 2011 г. были проведены комплексные экспедиционные наблюдения за течениями и уровнем в Карском море. Так, для условий Карского моря модель верифицирована

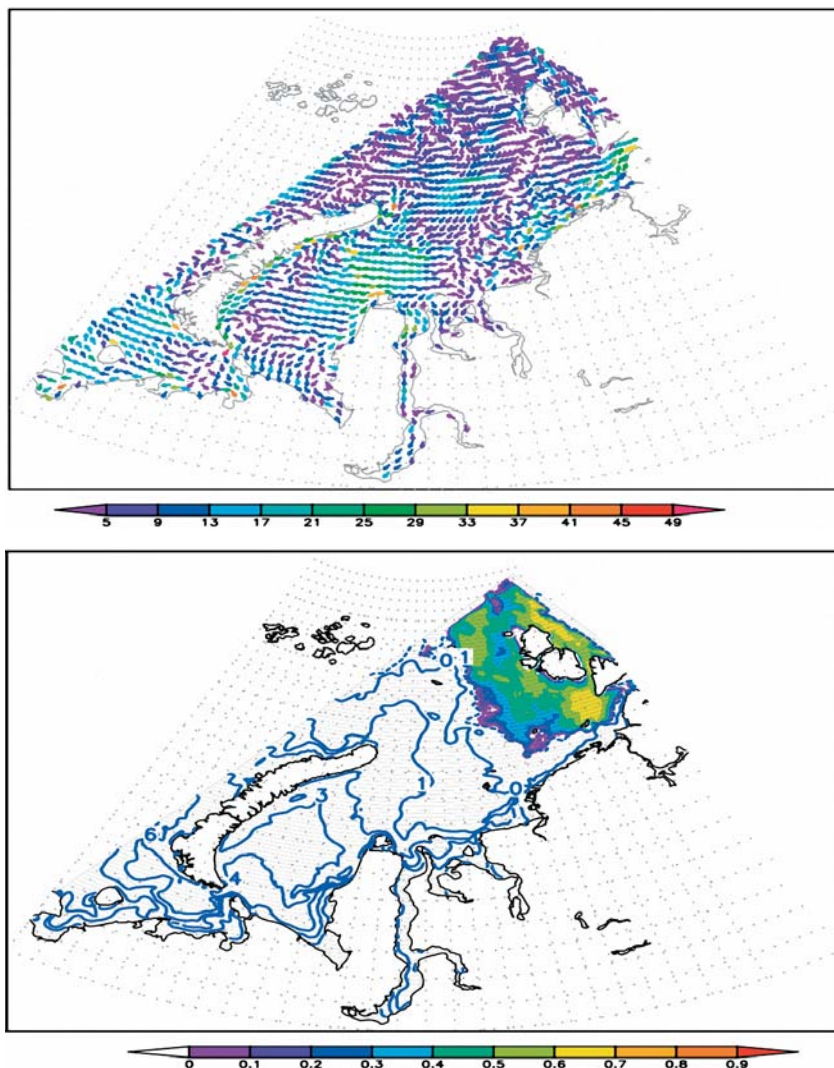


Рис. 12. Примеры расчета на 24.00 UTC 4 сентября 2013 г. интерполированные в полярную географическую систему координат для Карского и Печорского морей. Вверху: поле векторов течений; шкала цветовых градаций модуля скорости в см/с показана под рисунком. Внизу: температура поверхности моря (изолинии в °С) и сплоченности льда (цветовые градации в безразмерной, показанной под рисунком)

по данным измерений на буйковых и донных станциях. На рис. 15 показано сравнение 1%-ных высот волн рассчитанных по РАВМ и измеренных на АДС-1. Коэффициент разброса, характеризующий степень различия двух рядов (измеренных и рассчитанных по модели высот волн) составляет менее 0,1, а коэффициент корреляции равен приблизительно 0,9, что считается весьма хорошим значением для волновых моделей.

Выводы

Для акватории Карского и Печорского морей разработан комплекс гидродинамических моделей, объединенных в единый расчетный комплекс — систему оперативного диагноза и прогноза. Она включает в себя расчет атмосферного воздействия по модели WRF, расчет течений, уровня, температуры,

солёности моря и морского льда по модели INMOM и расчет параметров волнения по РАВМ.

Была проведена верификация всех рассчитываемых с помощью СОДиП гидрометеохарактеристик для Карского и Печорского морей по данным наблюдений на стационарных и временных (экспедиционных) станциях. Сравнения давления на уровне моря, ветра, течений и уровня моря показали высокую степень адекватности модельных расчетов и наблюдений. Это говорит о применимости СОДиП как для оперативных, так и для ретроспективных расчетов с целью определения режимов гидрометеорологических характеристик.

Приводятся результаты ретроспективных расчетов термогидродинамических характеристик для этих акваторий за безледный период (август, сентябрь, октябрь) с 2003 по 2012 гг.

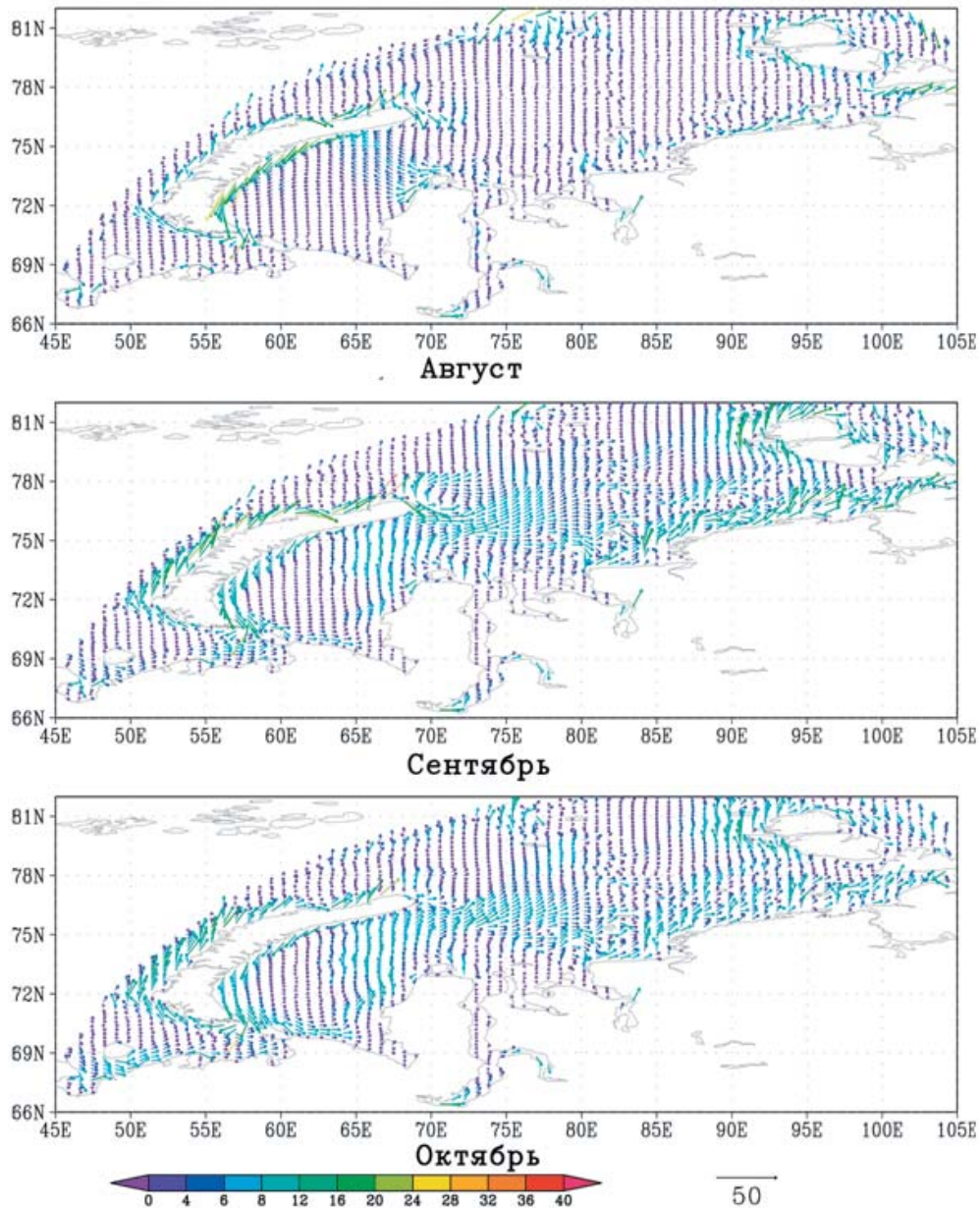


Рис. 13. Средние за 2003–2012 гг. поля скорости поверхностных течений (см/с) для безледного (август, сентябрь, октябрь) периода по результатам моделирования. Интерполяция в меркаторскую проекцию

На картах осредненных за безледные периоды с 2003 по 2012 гг. среднемесячных за август, сентябрь и октябрь полей скоростей приводного ветра хорошо просматриваются кабатические ветры, образующиеся над ледниками. Именно применение негидростатической модели атмосферы WRF позволяет их воспроизвести. В целом направление и скорость стоковых ветров довольно постоянны. В соответствии с природой кабатических ветров они усиливаются от теплого к холодному периоду, что хорошо проявляется на картах ветров за август.

Следует отметить, что зачастую для расчета компонент скорости приповерхностного ветра используются известные формулы Анкерблома, позволяющие рассчитывать поля ветра по полям поверхностного давления на основе соотношений квазигеострофики. Однако в случае кабатических ветров эта методика дает совершенно некорректные результаты, так что в этом случае геострофические соотношения применять нельзя.

Воспроизведена структура циркуляции Карского и Печорского морей. Основу циркуляции Карского моря составляют Новоземельское, Ямальское

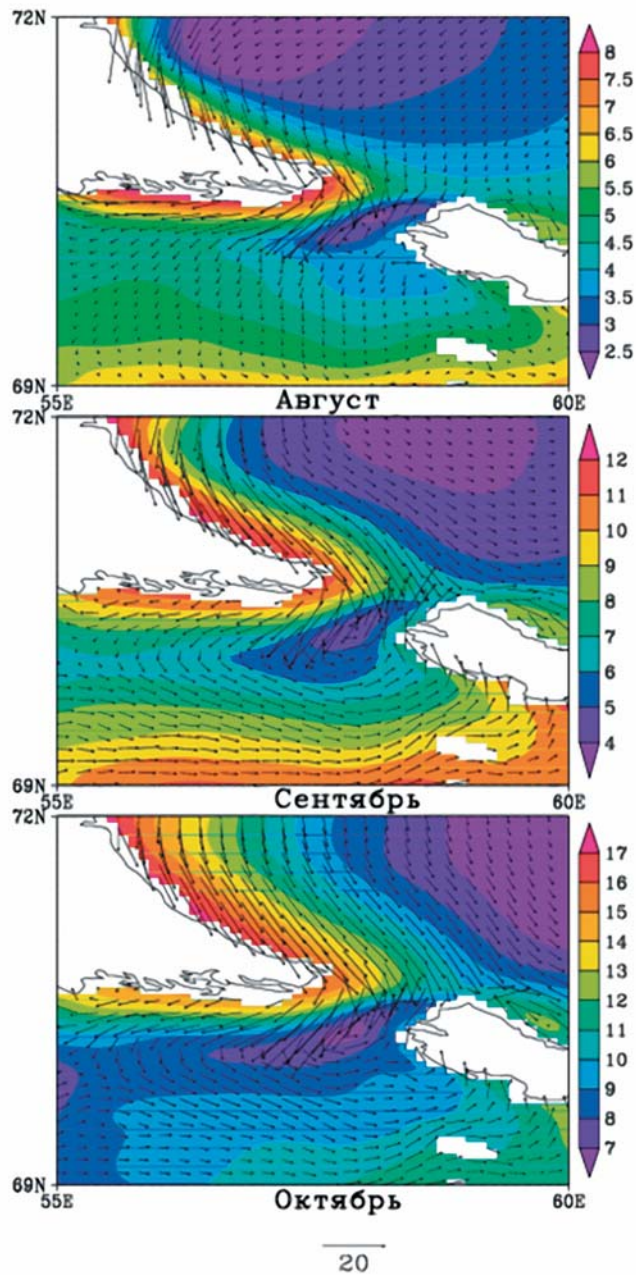


Рис. 14. Средние за 2003–2012 гг. поля скорости поверхностных течений (см/с) и уровня моря для безледного (август, сентябрь, октябрь) периода по результатам моделирования. Интерполяция в меркаторскую проекцию. Цветом показан уровень моря (см) со шкалами градаций справа от панелей. Масштаб для стрелок скоростей (см/с) показан внизу рисунка

и Обь-Енисейское течения, которые хорошо воспроизводятся моделью INMOM. Показано, что основной вклад в среднемесячную циркуляцию Карского и Печорского морей делают ветровые течения. В западной части Карского моря между материком и Новой Землей в осенний период формируется ярко выраженная циклоническая циркуляция, характерная для замкнутых морей. Основными составляющими этой циркуляции служат Новоземельское и Ямальское течения, протекающие соответственно вдоль восточного побережья Новой Земли и западного побережья полуострова Ямал. Она обусловлена региональными ветрами, направленными с «холодной» суши на «теплое» море. Летом вдоль побережья материка такой характер циркуляции нарушается так, что Ямальское течения ослабляется. Это происходит из-за того, что значительный вклад в ветровую циркуляцию дают перемещение воздушных масс с «холодного» моря на «теплую» сушу. Этот же эффект влияет на усиление Обь-Енисейского течения в осенний период и его ослабление в летний период.

Кабатические ветра формируют антициклоническую (по отношению к островам) циркуляцию вокруг Новой Земли и островов Северной Земли. Наиболее заметной

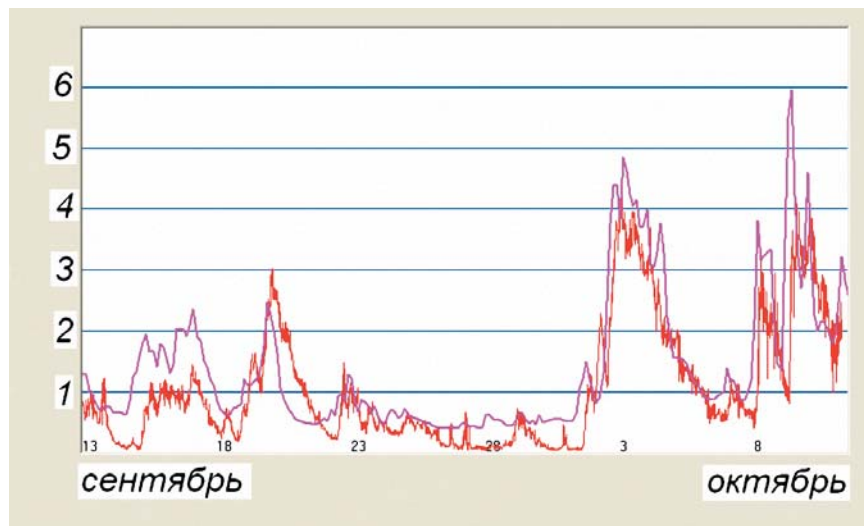


Рис. 15. Сравнение 1%-ных высот волн, рассчитанных по RABM модели (розовая кривая) и измеренных на АДС-1 (красная кривая)

структурой этой циркуляции служит Новоземельское течение.

Водообмен через Карские ворота в безледный период осуществляется так, что вдоль Новой Земли происходит выток вод из Карского моря в Печорское, а у противоположного берега Карских ворот, наоборот, проявляется вток в Карское море. Выток формируется Новоземельским течением. Это происходит не только в приповерхностном слое, но и в целом по глубине, о чем свидетельствует распределение уровня моря. При этом выток из Карского моря в безледный период превалирует над втоком.

Работа выполнена в рамках проекта РФФИ-РГО 13-05-41214 при финансовой поддержке Русского географического общества.

Литература

1. *Макоско А. А.* Гидрометеорологическое обеспечение плавания по трассам Северного морского пути // Арктика: экология и экономика. — 2013. — № 3 (11). — С. 40—49.
2. *Skamarock W. C. et al.* A Description of the Advanced Research WRF, Version 3. — Boulder, Colorado, USA, 2008. — 113 p. — (NCAR Technical Notes / NCAR/TN-475+STR) (http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/arw_v3.pdf).
3. *Дианский Н. А.* Моделирование циркуляции океана и исследование его реакции на короткопериодные и долгопериодные атмосферные воздействия. — М.: Физматлит, 2013. — 272 с.
4. *Кабатченко И. М., Матушевский Г. В., Резников М. В., Заславский М. М.* Моделирование ветра и волн при вторичных термических циклонах на Черном море // Метеорология и гидрология. — 2001. — № 5. — С. 61—71.
5. *Гилл А.* Динамика атмосферы и океана: В 2 т. — Т. 2. — М.: Мир, 1986. — 415 с.
6. *Zalesny V. B., Diansky N. A., Fomin V. V.* Numerical model of the circulation of the Black Sea and the Sea of Azov // Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling. — 2012. — 27 (1). — P. 95—111.
7. *Дианский Н. А., Залесный В. Б., Мошонкин С. Н., Русаков А. С.* Моделирование муссонной циркуляции Индийского океана с высоким пространственным разрешением // Океанология. — 2006. — Т. 46, № 4. — С. 421—442.
8. *Zalesny V. B., Marchuk G. I., Agoshkov V. I. et al.* Numerical simulation of large-scale ocean circulation based on the multicomponent splitting method // Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling. — 2010. — Vol. 25, № 6. — P. 581—609.
9. *Brydon D., San S., Bleck R.* A new approximation of the equation of state for seawater, suitable for numerical ocean models // J. Geoph. Res. — 1999. — Vol. 104, № C1. — P. 1537—1540.
10. *Pacanovsky R. C., Griffies S. M.* The MOM 3 Manual / Geophysic Fluid Dynamics Laboratory. — Princeton: NOAA, 2000. — 680 p.
11. *Ибраев Р. А., Хабеев Р. Н., Ушаков К. В.* Вихререзающая 1/10° модель Мирового океана // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. — 2012. — Т. 48, № 1. — С. 45—55.
12. *Blumberg A. F., Mellor G. L.* A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model // Three-dimensional coastal ocean models: Coastal and Estuarine series. — Vol. 4 / Ed. Moores. — [S. l.], 1987. — P. 1—16.
13. *Shchepetkin A. F., McWilliams J. C.* The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model // Ocean Modelling. — 2004. — 9. — P. 347—404.
14. *Marchuk G. I., Rusakov A. S., Zalesny V. B., Diansky N. A.* Splitting Numerical Technique with Application to the High Resolution Simulation of the Indian Ocean Circulation // Pure appl. geophys. — 2005. — Vol. 162. — P. 1407—1429.
15. *Boyer T. P., Levitus S.* Objective analysis of temperature and salinity for the world ocean on a 1/4 degree grid / NOAA Atlas NESDIS 11. — [S. l.], 1997.
16. *Large W., Yeager S.* Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: the data sets and flux climatologies / CGD Division of the National Center for Atmospheric Research. — [S. l.], 2004. — (NCAR Technical Notes / NCAR/TN-460+STR).
17. *Pacanovsky R. C., Philander G.* Parametrization of vertical mixing in numerical models of the tropical ocean // J. Phys. Oceanogr. — 1981. — Vol. 11. — P. 1442—1451.
18. *Egbert G. D., Erofeeva S. Y.* Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides // J. Atmos. Oceanic Technol. — 2002. — 19 (2). — P. 183—204.
19. *Zakharov V. E., Zaslavskii M. M., Kabatchenko I. M. et al.* Conceptually new wind-wave model // The wind-driven air-sea interface electromagnetic and acoustic sensing, wave dynamics and turbulent fluxes. — Sydney, Australia, 1999. — P. 159—164.
20. *The WAM Model — a third generation ocean wave prediction model / The WAMDI Group // J. Phys. Ocean. — 1988. — Vol. 18.*
21. *Lebedev V. I.* An introduction to functional analysis and computational mathematics. — [S. l.]: Birkhäuser, 1997.