

Применение спутниковых данных для валидации гидродинамической модели Северного Ледовитого океана

А.В. Колдунов¹, Н.В. Колдунов², Д.Л. Волков³, Т.В. Белоненко¹

¹ *Санкт-Петербургский государственный университет*

Санкт-Петербург, 199178, Россия

E-mail: koldunovaleksey@gmail.com

² *Climate Service Center 2.0, HZG, Hamburg, Germany*

³ *Cooperative Institute for Marine and Atmospheric Studies, University of Miami and NOAA Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory, Miami FL, USA*

Целью данной работы является проверка работоспособности региональной конфигурации гидродинамической модели MITgcm для Северного Ледовитого океана, установленной в Ресурсном центре «Вычислительный центр СПбГУ». Конфигурация создана в рамках проекта ECCO2, основной целью которого являлось получение глобальных полей океанических характеристик высокого разрешения в линейном приближении к имеющимся в наличии наблюдениям. Для валидации модели использовались спутниковые измерения таких океанологических характеристик, как сплоченность морского льда, уровень моря и температура поверхности океана. Модель хорошо воспроизводит пространственную и временную изменчивость ледовых характеристик, позволяет оценить сезонный ход и общую тенденцию изменений площади распространения льда. Воспроизведение моделью аномалий составляющей уровня океана, связанной с изменениями массы водного столба, дает удовлетворительные результаты для акваторий Северного Ледовитого океана, удаленных от полюса, в частности для района Баренцева моря. Воспроизведение моделью температуры поверхности воды показывает хорошие результаты, позволяя оценить межгодовую изменчивость и тренд для этой характеристики. Сравнение спутниковых и модельных данных позволяет сделать вывод, что модель достаточно реалистично воспроизводит состояние поверхностных характеристик Северного Ледовитого океана и может служить решению многих научных и практических задач.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, гидродинамическая модель MITgcm, ECCO2, валидация, спутниковые измерения, сплоченность морского льда, уровень моря, температура поверхности океана

Введение

В настоящее время в связи с наблюдаемыми современными климатическими изменениями большое внимание исследователей уделяется моделированию. Актуальность моделирования океанологических процессов в Северном Ледовитом океане обусловлена решением многих не только научных, но и практических задач, связанных с эксплуатацией Северного морского пути, гидротехническим строительством, добычей полезных ископаемых. Это требует создания современных моделей, максимально учитывающих такие характеристики, как ледяной покров, поверхностные и глубинные течения, температуру и соленость на различных горизонтах. При этом спутниковые измерения дают бесценный материал для валидации модели.

В 2014 г. в Ресурсном центре «Вычислительный центр СПбГУ» установлена и уже успешно работает региональная гидродинамическая модель Северного Ледовитого океана, основанная на MITgcm (Massachusetts Institute of Technology general circulation model) в конфигурации ECCO2 (Estimating the Circulation and Climate of the Ocean, Phase II; <http://ecco2.jpl.nasa.gov>). На данный момент MITgcm является одной из лучших моделей в мире, так как ее начали разрабатывать сравнительно недавно, с середины 1990-х гг., и это позволило заложить в нее некоторые новые идеи специалистов в области вычислительной гидродинамики (Marshall et al., 1997). Для нее разработаны пакеты для расчета распределения морского льда, вертикального перемешивания, учета внешних граничных условий и т.д.

Для того, чтобы оценить качество полей океанологических характеристик, воспроизводимых данной региональной моделью, а также выяснить потенциал их использования для решения различного рода океанологических задач, мы провели сравнение следующих модельных и спутниковых данных: площадь распространения и сплоченность морского льда, уровень океана, придонное давление и температура поверхности океана. Выбор этих параметров обусловлен, прежде всего тем, что для моделируемого периода 1992–2012 гг. именно для этих характеристик имеются спутниковые наблюдения, достаточно репрезентативные в плане продолжительности, непрерывности и пространственного разрешения.

Материалы и методы

MITgcm (ECCO2)

Конфигурация MITgcm для Арктического региона была создана в рамках проекта ECCO2 (Nguyen et al., 2011), основной целью которого являлось комбинирование модели глобальной циркуляции с различными наблюдениями для того, чтобы получить количественные оценки изменяющегося во времени состояния океана. Расчеты глобальной конфигурации модели производятся на сетке, представляющей так называемую кубическую сферу, где поверхность Земли разделена на шесть областей, составляющих грани куба. Такой подход позволяет получить сравнительно равномерное пространственное разрешение во всех модельных областях, а также избежать проблем, связанных со сгущением сетки на полюсах.

В региональной конфигурации модели, установленной в Ресурсном центре «Вычислительный центр СПбГУ», используется только одна модельная область, включающая Арктику, северную Атлантику и северную часть Тихого океана. Количество модельных узлов составляет 420×384 , что в среднем дает пространственное разрешение около 18 км. По вертикали модель имеет 50 уровней (система z -координат) с толщиной, изменяющейся от 10 м у поверхности до 450 м в районе максимальной модельной глубины (около 6000 м). Батиметрия получена путем интерполяции на модельную сетку совмещенных данных General Bathymetric Charts of the Oceans (GEBCO) и Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings (Smith, Sandwell, 1997) с пространственным разрешением в одну угловую минуту.

В качестве уравнения состояния используется его нелинейная версия, предложенная (Jackett, McDougal, 1995). Вертикальное перемешивание следует рекомендациям (Large et al., 1994). В качестве адвективной схемы используется вариант без явной горизонтальной диффузии (Daru, Tenaud, 2004). Горизонтальная вязкость представлена согласно (Leith, 1996) с модификацией (Fox-Kemper, Menemenlis, 2008).

Океанская модель совмещена с моделью морского льда, в деталях описанной в (Menemenlis et al., 2008; Losch et al., 2010). Механика льда следует реологии вязких и пластичных материалов (viscous-plastic rheology) и численно решается при помощи так называемого метода line successive overrelaxation (LSOR) (Zhang, Hibler, 1997). Термодинамика льда

использует формулировку с нулевой теплоемкостью и семью категориями толщины. При расчете динамики льда используются только две категории: открытая вода и лед. Модель также рассчитывает толщину снега и соленость льда.

Океанические граничные условия для региональной конфигурации модели берутся из оптимальной реализации глобальной модели ECCO2. Для разгона использовались данные реанализа JRA25 с 1992 по 2001 гг. Начальные условия брались из World Ocean Atlas 2009 (Locarnini et al., 2010; Antonov et al., 2010). В качестве атмосферных граничных условий в модели использовались данные реанализа JRA-25 (Japanese 25-year Reanalysis Project; http://jra.kishou.go.jp/JRA-25/index_en.html). Каждые шесть часов пробега модели значения приповерхностного ветра, температуры, влажности нисходящей коротко- и длинноволновой радиации, а также осадки переводятся в потоки тепла, пресной воды и ветрового напряжения в соответствии с (Large, Yeager, 2004). Ежемесячные климатологические значения речного стока взяты из Arctic Runoff Database (ARDB).

Расчет модели начинается с 1992 г., поскольку только начиная с этого времени доступны океанические граничные условия проекта ECCO2.

Спутниковые данные

Данные о сплоченности морского льда получены из базы Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS Passive Microwave Data (Cavalieri и др., 1996) (<http://nsidc.org/data/NSIDC-0051>). Массив образован с использованием данных следующих сенсоров: Nimbus-7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR), Defense Meteorological Satellite Program (DMSP) -F8, -F11 и -F13 Special Sensor Microwave/Imagers (SSM/Is), а также DMSP-F17 Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS). Продукт разработан с целью обеспечить согласованные временные ряды по сплоченности морского льда (процент водной поверхности, покрытой льдом), охватив несколько пассивных микроволновых измерителей. Для выполнения этой задачи были изменены коэффициенты ледовых алгоритмов. Данные получены с использованием алгоритмов NASA Team, разработанных Oceans and Ice Branch, Laboratory for Hydrospheric Processes в NASA Goddard Space Flight Center (GSFC), а также алгоритма «NASA Team» и предоставлены в полярной стереографической проекции с размером ячейки сетки 25×25 км.

Временные ряды составляющей уровня океана, связанной с изменением массы водного столба, получены в результате обработки измерений изменчивости гравитационного поля Земли спутниками GRACE (Gravity Recovery And Climate Experiment) и представляют собой ежемесячные данные о донном давлении, представленные в виде эквивалентной толщины водной массы в см (Chambers, Bonin, 2012; Chambers, Willis, 2010). Данные GRACE доступны по адресу: <http://grace.jpl.nasa.gov>. Пространственное разрешение 1 градус широты и долготы. Среднеквадратическая ошибка измерений составляет 1,0 см для низких и средних широт и 1,5–2 см для высоких широт, в частности, для акватории Северного Ледовитого океана.

Данные по температуре поверхности воды были взяты из архива NOAA Optimum Interpolation 1/4 Degree Daily Sea Surface Temperature Analysis (Reynolds et al., 2007; Reynolds, 2009), доступные по адресу: <http://www.ncdc.noaa.gov/oisst>. Массив данных представляет собой комбинацию наблюдений с различных платформ (спутниковые AVHRR и AMSR, судовые и буйковые измерения), интерполированных на регулярную сетку с пространственным разрешением 0,25°.

В следующем разделе проводится сравнение полей, рассчитанных региональной моделью Северного Ледовитого океана, установленной в Ресурсном центре «Вычислительный центр СПбГУ», с соответствующими спутниковыми измерениями за период 1992–2012 гг.

Результаты валидации

Морской лед

Для анализа возможностей модели воспроизвести ледовые условия для каждого месяца с 1992 по 2012 гг. было проведено пространственное осреднение (65–90° с.ш.) площади распространения льда. Площадь распространения льда считалась как сумма площадей всех ячеек сетки, в которых сплоченность льда выше или равна 15%. На *рис. 1* графики временного хода осредненных данных показывают, что в целом модель демонстрирует хорошее соответствие спутниковым данным: коэффициент корреляции между модельными и спутниковыми данными на *рис. 1а* достигает 0,99 (p -уровень значимости не превышает $2,2 \times 10^{-16}$). Тем не менее, отметим, что в зимние месяцы модель несколько завышает площадь распределения льда, а в летние – занижает. При этом наихудшее соответствие наблюдается в период 1993–1998 гг., где модель дает завышенные значения для зимних месяцев. Возможно, указанный факт связан с тем, что для этого периода график изменения общей площади морских льдов по данным дистанционного зондирования, имеет наибольший размах колебаний (Шалина и др., 2013). Тем не менее, на *рис. 1* видно, что годы с известными выраженными минимумами площади морского льда, согласно спутниковым наблюдениям (2007 и 2012 гг.), воспроизводятся моделью достаточно хорошо.

Площадь ледяного покрова существенно меняется в течение года, увеличиваясь в зимний сезон и сокращаясь в летний. Минимального значения площадь арктических льдов достигает, как правило, в сентябре месяце, в конце сезона таяния, а максимальных значений – в марте. Анализ результатов расчетов площади распространения ледяного покрова за период спутниковых наблюдений позволяет выявить тенденцию более быстрого сокращения площади морских льдов в летний сезон, чем в зимнее время: скорость, характеризующая эту тенденцию, составляет 9,6 % за декаду, что больше, чем скорость изменения площади распространения арктических льдов в целом, независимо от сезона (Шалина и др., 2008). Аномалии изменения площади распространения ледяного покрова относительно сезонных климатологических значений представлены на *рис. 1б*, который демонстрирует, что после удаления тренда и сезонного хода коэффициент корреляции между модельными и спутниковыми данными составляет 0,85.

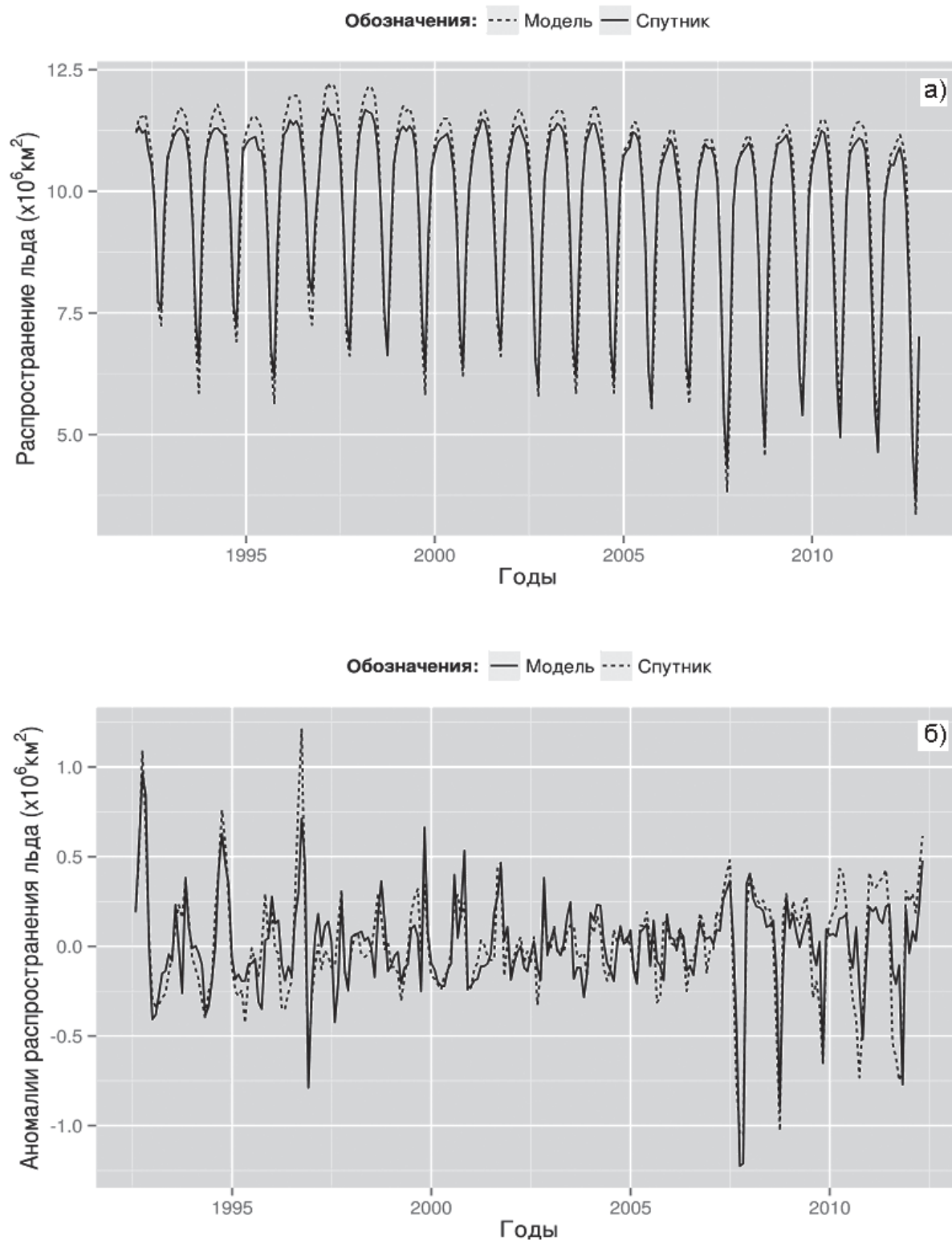


Рис. 1. Временной ход площади распространения льда в Северном Ледовитом океане по данным модели и данным измерений – а и их аномалий – б

Для детального анализа структуры изменчивости также построены графики временного хода площади распространения льда для отдельных месяцев – осредненные за сентябрь (рис. 2) и за март (рис. 3).

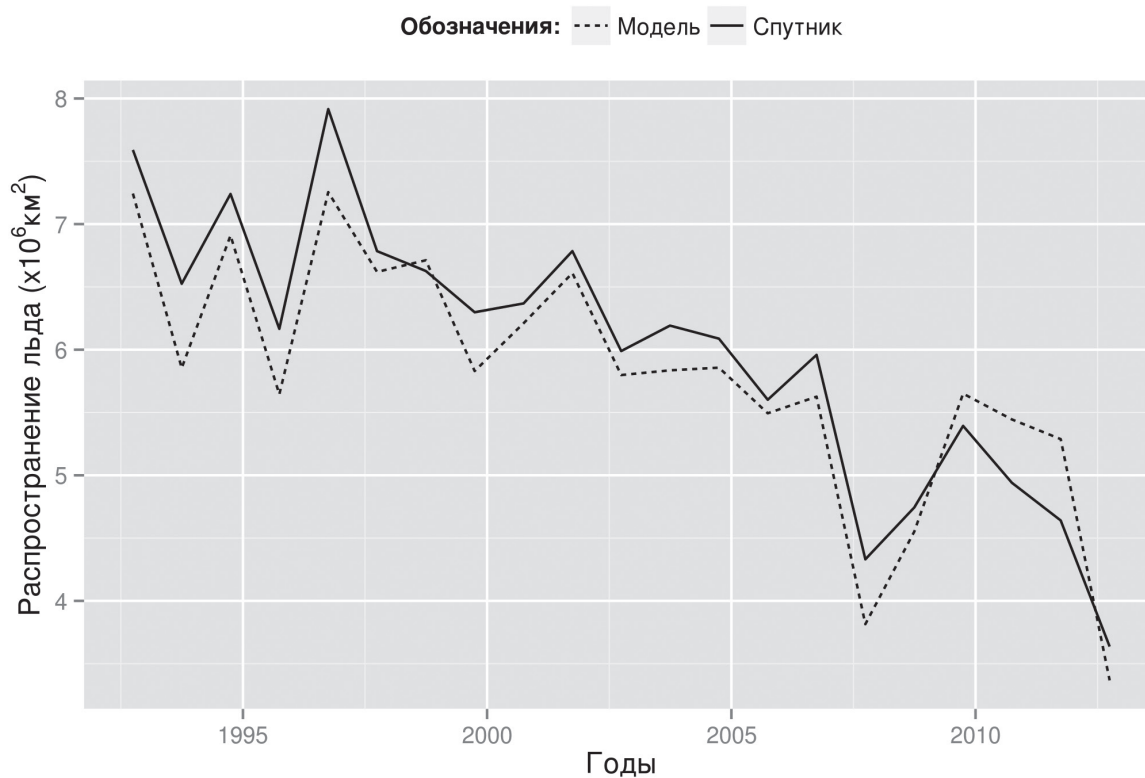


Рис. 2. Временной ход площади распространения льда в Северном Ледовитом океане в сентябре по данным модели и данным измерений

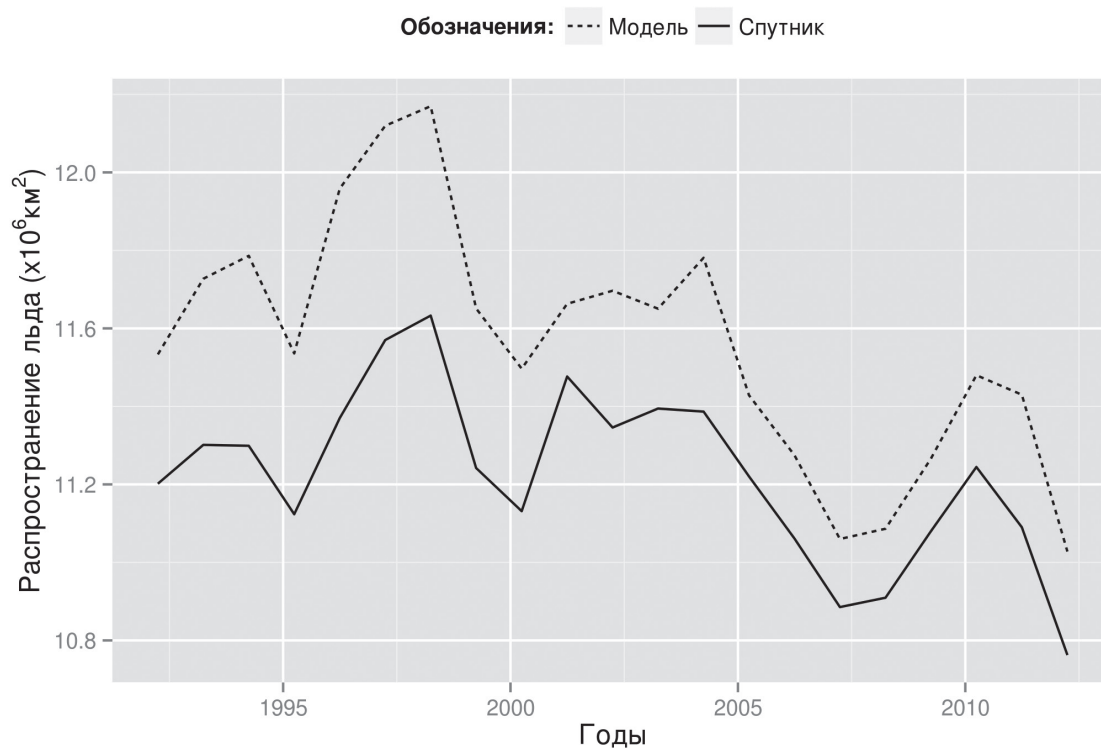


Рис. 3. Временной ход площади распространения льда в Северном Ледовитом океане в марте по данным модели и данным измерений

На *рис. 2* видно, что в сентябре модель в целом показывает хорошее соответствие с незначительным занижением площади распространения льда практически для всего исследуемого периода, за исключением 1998 г. и 2009–2011 гг., когда наблюдается обратная картина. Разница между модельными и спутниковыми данными не превышает 8,8%, что составляет 0,7 млн. км².

В то же время для данных мартовского осреднения на всем протяжении рассматриваемого периода наблюдается согласованность временного хода при постоянном завышении значений моделью. Некоторые заметные отклонения следует отметить для 2001–2004 гг. А именно, по данным спутниковых измерений 2002 г. в марте был менее ледовит, чем 2001 г., в то время как модель воспроизводит обратную картину. Также в 2004 г. модель демонстрирует достаточно резкое повышение ледовитости, что не наблюдается в спутниковых данных. Разница между модельными и спутниковыми данными изменяется в диапазоне 0,2–0,5 млн. км².

Для анализа пространственного распределения льда рассмотрим карты для сентября 2007 г., в котором наблюдался минимум распространенности льда.

При анализе карт пространственного распространения льда наблюдается хорошее соответствие модельных и спутниковых данных. Можно отметить несколько районов, где модель недостаточно соответствует натурным измерениям. На *рис. 4* показано, что по данным спутниковых измерений в районе полуострова Таймыр и островов Северная Земля лед распространен до самого берега, в то время как в модели существует свободная ото льда область в прибрежной части вышеупомянутого района. Отмечается некоторое занижение сплоченности льда также и вблизи полюса около котловины Подводников.

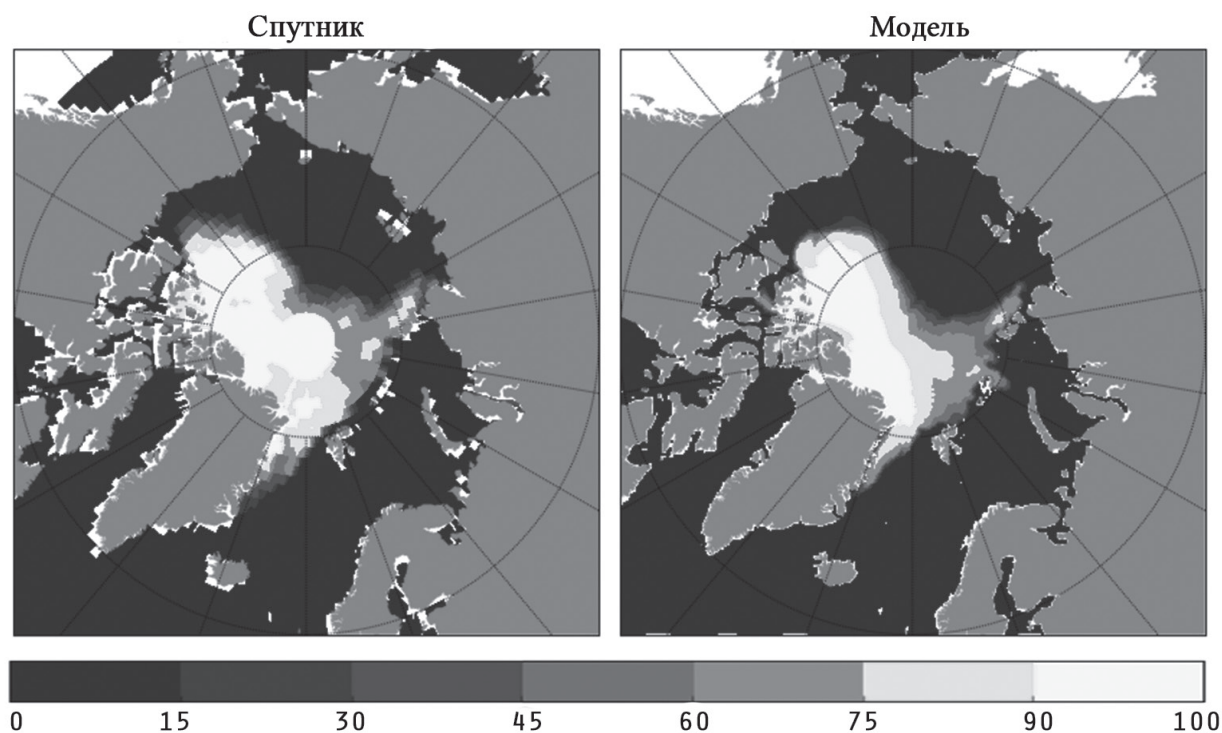


Рис. 4. Сплоченность льда в Северном Ледовитом океане в сентябре 2007 г. по данным спутниковых измерений (слева) и модельным данным (справа). Шкала в процентах

В районе Чукотского поднятия, наоборот, модель воспроизводит излишнее количество льда. Но в целом модель демонстрирует неплохую способность воспроизводить ледовые условия Северного Ледовитого океана, отражая как характер временной изменчивости площади распространения арктических льдов, так и распределение сплоченности льда на акватории. Результаты сравнения модельных и спутниковых данных дают основания надеяться, что на основе этой модели можно также строить климатические прогнозы, давая количественные оценки современного состояния параметров климатической системы Земли, а также обоснованный прогноз этих параметров на последующие десятилетия. В работе (Иванов и др., 2013) делается акцент на исключительной актуальности решения этой задачи.

Уровень океана, обусловленный изменениями массы столба жидкости

Для исследования способности модели воспроизвести изменения уровня, связанные с изменением массы воды, на *рис. 5* представлены временные ряды, полученные при осреднении значений для всей акватории Северного Ледовитого океана и прилегающих морей (вся область севернее 65° с.ш.). Из данных предварительно были исключены сезонная изменчивость и линейный тренд. Полученные по модели значения сравнивались с измерениями со спутников GRACE (Wahr et al., 2006).

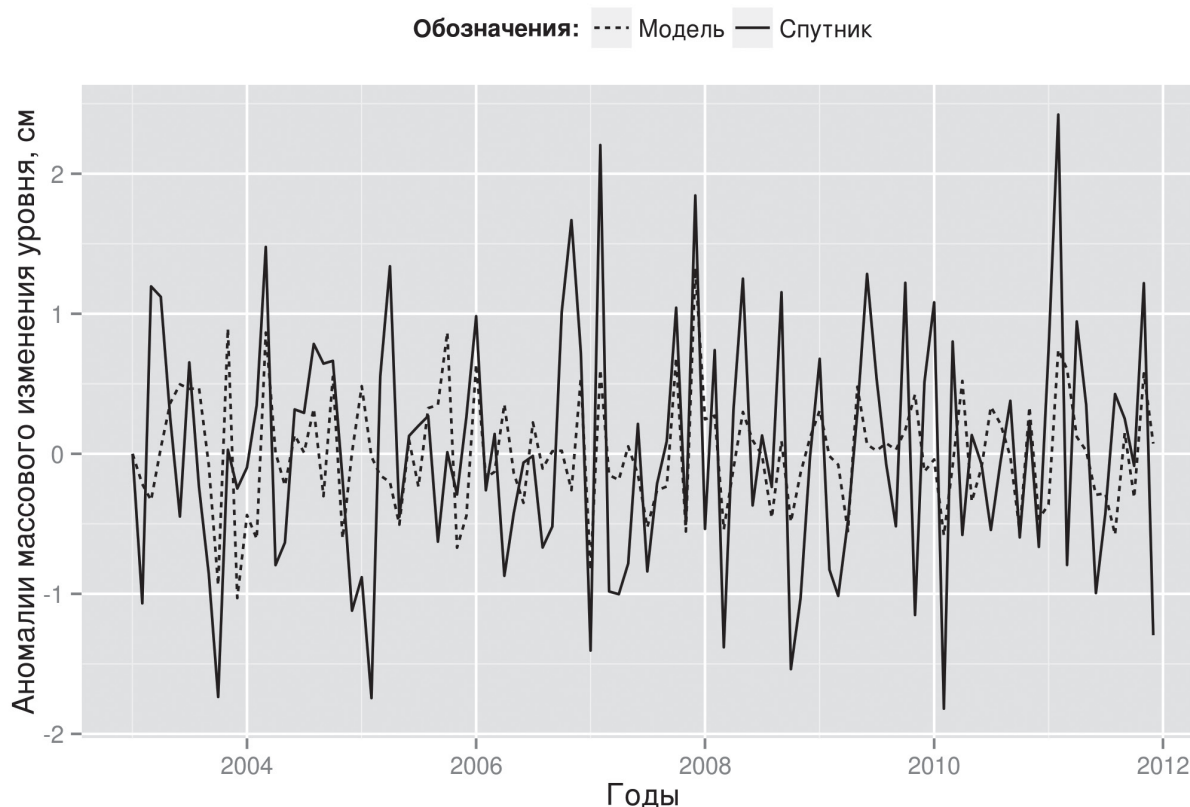


Рис. 5. Сравнение временных рядов осредненных по пространству аномалий массового изменения уровня Северного Ледовитого океана

На *рис. 5* отмечаются некоторые расхождения модельных и натурных данных, иногда значительные, но все же следует сказать, что в целом модель показывает разумные по величине значения при осреднении по всему Северному Ледовитому океану. Разумеется, нельзя назвать соответствие модельных данных спутниковым удовлетворительным. Коэффициент корреляции между модельными данными и данными GRACE равен 0,41. В целом модель занижает значения отклонений уровня на протяжении всего периода времени. Наихудшее соответствие наблюдается в декабре 2004 – феврале 2005 г., в октябре – ноябре 2006 г., в феврале – марте 2007 г., в ноябре – декабре 2008 г., январе – феврале 2009 г.

Мы также проверили адекватность модели в акватории Баренцева моря: 70–80° с.ш., 20–60° в.д.; результаты сравнения представлены на *рис. 6*.

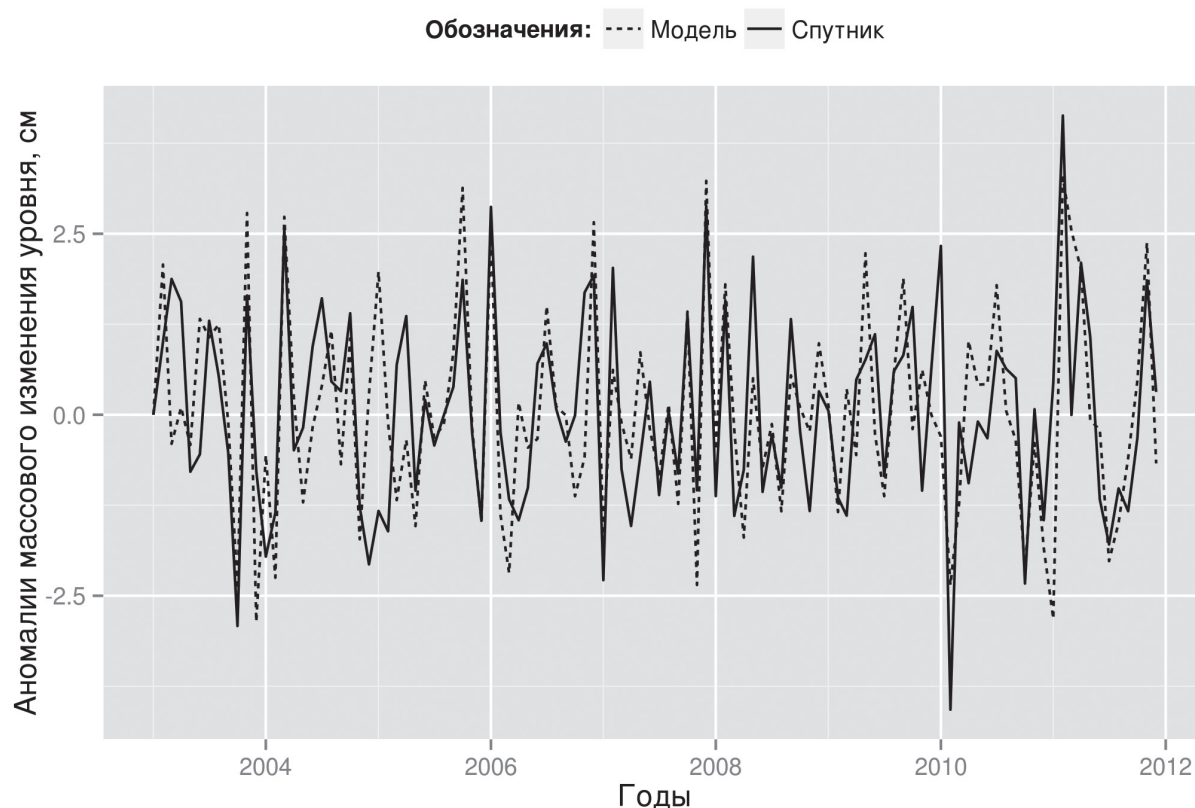


Рис. 6. Сравнение временных рядов, осредненных по пространству аномалий изменения уровня моря в районе Баренцева моря

На этот раз коэффициент корреляции между модельными и спутниковыми данными увеличился до 0,65 (p -уровень значимости не превышает $2,0 \times 10^{-14}$), в то время как для данных, осредненных по всему Северному Ледовитому океану, корреляция составляла 0,41 (p -уровень значимости не превышает $8,7 \times 10^{-6}$). Это свидетельствует о том, что в районе Баренцева моря модель воспроизводит уровень достаточно адекватно. Вопрос, почему модель гораздо лучше воспроизводит данные при удалении от полюсов, заслуживает отдельного исследования, так как в целом данные ECCO2 и GRACE обнаруживают неплохое соответствие (Volkov, Landerer, 2013).

Для анализа были построены временные ряды аномалий значений температуры, осредненных по акватории Северного Ледовитого океана, севернее 65° с.ш. (рис. 7). В целом модель показывает хорошее соответствие натурным данным, коэффициент корреляции равен 0,93 (p -уровень значимости $< 2,2 \times 10^{-16}$). Максимальные отличия (до $0,04^\circ\text{C}$) наблюдаются в первые два года модельной реализации (1992–1993), когда в течение 6 месяцев отмечается завышение моделью температуры. В дальнейшем заметные расхождения имеют менее продолжительный характер (до 5 месяцев). Такие расхождения можно отметить в первых половинах 1996, 1999, 2002–2006 гг. и 2012 г. Ввиду того, что в данных изменчивости температуры океанской поверхности наблюдается выраженная межгодовая изменчивость, корреляционный анализ был также проведен отдельно для межгодовой составляющей (был выделен нелинейный тренд методом скользящего среднего с годовым окном) и составляющей остатка после удаления тренда. Для межгодовой составляющей коэффициент корреляции между модельными и спутниковыми данными составил 0,97, а для данных с удаленным трендом 0,87 (в обоих случаях p -уровень значимости не превышал $2,2 \times 10^{-16}$).

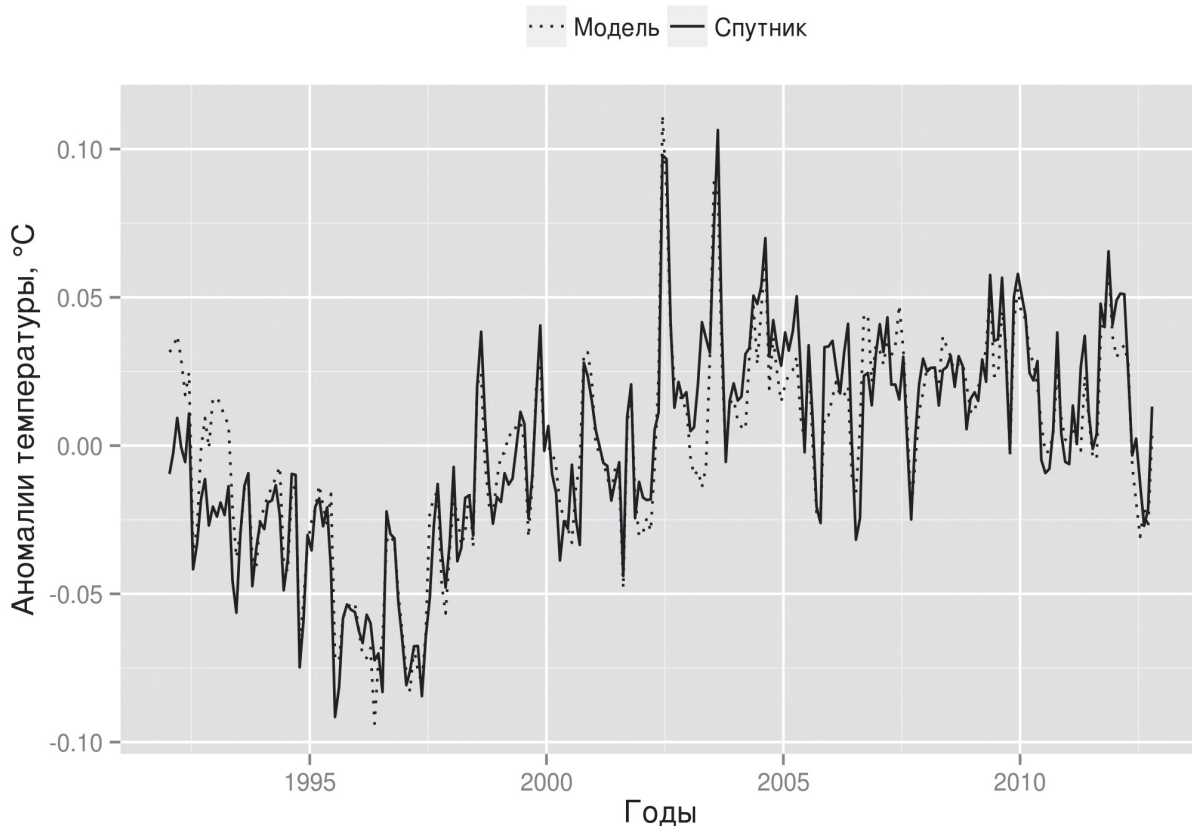


Рис. 7. Временной ход осредненных по площади аномалий температуры поверхности воды в Северном Ледовитом океане по данным модели и данным спутниковых измерений

Выводы

Мы провели валидацию гидродинамической модели MITgcm в конфигурации для Северного Ледовитого океана с граничными условиями ECCO2, установленной в Ресурсном центре «Вычислительный центр СПбГУ», для периода 1992–2012 гг. путем сравнения модельных и спутниковых данных. По результатам валидации можно утверждать, что данная модель может успешно использоваться для решения многих океанологических задач. Оценки, полученные по этой модели, их сравнение со спутниковыми данными, дают основания утверждать, что на ее основе можно также решать и различные прогностические задачи, связанные с освоением Севера. Воспроизведение моделью ледовых условий позволяет оценить общую тенденцию изменений площади распространения льда, его сезонный ход и пространственную изменчивость. В сентябре, когда ледяной покров занимает минимальную площадь, изменчивость и абсолютные значения осредненной площади распространения льда близки к спутниковым данным. В марте модель несколько завышает значения площади льда, но адекватно отражает характер изменчивости, при этом графики модельных и спутниковых измерений носят почти синхронный характер.

Воспроизведение моделью аномалий составляющей уровня океана, связанной с изменениями массы водного столба, дает удовлетворительные результаты для акваторий Северного Ледовитого океана, удаленных от полюса. В частности, для района Баренцева моря коэффициент корреляции между модельными данными и измерениями, полученными со спутника GRACE, достигает 0,65. Для данных, осредненных по всему Северному Ледовитому океану, коэффициент корреляции ниже (0,41), но, тем не менее, значим.

Воспроизведение моделью температуры поверхности воды показывает наилучшие результаты: здесь коэффициент корреляции натурных и спутниковых данных достигает 0,93. Для межгодовой составляющей коэффициент корреляции между модельными и спутниковыми данными составил 0,97, а для данных с удаленным трендом – 0,87 (во всех случаях p -уровень значимости не превышал $2,2 \times 10^{-16}$).

Работа выполнена при поддержке гранта СПбГУ № 18.38.142.2014 с использованием оборудования Ресурсного центра «Вычислительный центр СПбГУ».

Литература

1. Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдунов Н.В., Репина И.А., Смирнов А.В. Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследование Земли из космоса. 2013. № 4. С. 50–65.
2. Шалина Е.В., Йоханнессен О.М., Бобылев Л.П. Изменение арктического ледяного покрова по данным спутникового пассивного микроволнового зондирования с 1978 по 2007 годы. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2008. Т. 5. № 2. С. 228–233.
3. Шалина Е.В. Сокращение ледяного покрова Арктики по данным спутникового пассивного микроволнового зондирования. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 1. С. 328–336.
4. Antonov J.I., Seidov D., Boyer T.P., Locarnini R.A., Mishonov A.V., Garcia H.E., Baranova O. K., Zweng M.M., D. R. Johnson. World Ocean Atlas 2009, Volume 2: Salinity. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 69, U.S. Government Printing Office. Washington, D.C. 2010. 184 p.

5. *Cavalieri D.J., Parkinson C.L., Gloersen P., Zwally H.* Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS Passive Microwave Data. Boulder, Colorado USA: NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. 1996, updated yearly. <http://dx.doi.org/10.5067/8GQ8LZQVL0VL>.
6. *Chambers D.P., Willis J.K.* A Global Evaluation of Ocean Bottom Pressure from GRACE, OMCT, and Steric-Corrected Altimetry // *J. of Oceanic and Atmosph. Technology*. 2010. Vol. 27. P. 1395–1402. doi: 10.1175/2010JTECH0738.1.
7. *Chambers D.P., Bonin J.A.* Evaluation of Release 05 time-variable gravity coefficients over the ocean. // *Ocean Science*. 2012. Vol. 8. P. 859–868, <http://www.ocean-sci.net/8/859/2012>.
8. *Daru V., Tenaud C.* High order one-step monotonicity-preserving schemes for unsteady compressible flow calculations. // *J. Comput. Phys.* 2004. Vol. 193. No. 2. P. 563–594. doi:10.1016/j.jcp.2003.08.023.
9. *Fox-Kemper B., Menemenlis D.* Can large eddy simulation techniques improve mesoscale rich ocean models? // in *Ocean Modeling in an Eddying Regime*, *Geophys. Monogr. Ser.*, edited by M. Hecht and H. Hasumi. AGU, Washington, D.C. 2008. Vol. 177. P. 319–338.
10. *Jackett D.R., McDougall T.J.* Minimal adjustment of hydrographic profiles to achieve static stability. // *J. Atmos. Oceanic Technol.* 1995. No. 12. P. 381–389.
11. *Large W.G., McWilliams J.C., Doney S.* Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. // *Rev. Geophys.* 1994. Vol. 32. No. 4. P. 363–403.
12. *Large W., Yeager S.* Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: The data sets and flux climatologies. // *Tech. Note NCAR/TN-460+STR*, Natl. Cent. for Atmos. Res., Boulder, Colo. 2004. 111 p. doi:10.5065/D6KK98Q6.
13. *Leith C.E.* Stochastic models of chaotic systems. *Phys. D*. 1996. No. 98. P. 481–491.
14. *Locarnini R.A., Mishonov A.V., Antonov J.I., Boyer T.P., Garcia H.E., Baranova O. K, Zweng M.M., Johnson D.R.* World Ocean Atlas 2009, Volume 1: Temperature. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 68, U.S. Government Printing Office. Washington, D.C. 2010. 184 p.
15. *Losch M., Menemenlis D., Heimbach P., Campin J.-M., Hill C.* On the formulation of sea-ice models. Part 1: Effects of different solver implementations and parameterizations. // *Ocean Modell.* 2010. No. 33. P. 129–144.
16. *Marshall J., Adcroft A., Hill C., Perelman L., Heisey C.* A finite-volume, incompressible Navier-Stokes model for studies of the ocean on parallel computers. // *J. Geophys. Res.* 1997. 102(C3). P. 5753–5766.
17. *Menemenlis D., Campin J., Heimbach P., Hill C., Lee T., Nguyen A., Schodlock M., Zhang H.* ECCO2: High resolution global ocean and sea ice data synthesis. // *Mercator Ocean Q. Newsl.* 2008. No. 31. P. 13–21.
18. *Nguyen A. T., Menemenlis D., Kwok R.* Arctic ice-ocean simulation with optimized model parameters: Approach and assessment. // *J. Geophys. Res.* 2011. No. 116. C04025. doi:10.1029/2010JC006573.
19. *Reynolds R.W.* What's New in Version 2. OISST Webpage. 2009. // http://www.ncdc.noaa.gov/sst/papers/oisst_daily_v02r00_version2-features.pdf. 10 p.
20. *Reynolds R.W., Smith T.M., Liu C., Chelton D.B., Casey K.S., Schlax M.G.* Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. // *Journal of Climate*. 2007. No. 20. P. 5473–5496, doi:10.1175/2007JCLI1824.1.
21. *Volkov D.L., Landerer F.W.* Non-seasonal variability of the Arctic Ocean mass observed by the GRACE satellites. // *J. Geophys. Res.* 2013. Vol. 118. P. 6451–6460, doi:10.1002/2013JC009341.
22. *Wahr J., Swenson S., Velicogna I.* Accuracy of GRACE mass estimates // *Geophys. Res. Lett.* 2006. No. 33. L06401. pp. 1–5. doi: 10.1029/2005GL025305.
23. *Zhang J., Hibler W.D.* On an efficient numerical method for modeling sea ice dynamics. // *J. Geophys. Res.* 1997. 102(C4). P. 8691–8702.

Applying satellite data for validation of the hydrodynamic model for the Arctic Ocean

A.V. Koldunov¹, N.V. Koldunov², D.L. Volkov³, T.V. Belonenko¹

¹ Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg 199178, Russia
E-mail: koldunovaleksey@gmail.com

² Climate Service Center 2.0, HZG, Hamburg, Germany

³ Cooperative Institute for Marine and Atmospheric Studies, University of Miami and NOAA Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory, Miami FL, USA

The aim of this work is to test the performance of the MITgcm hydrodynamic model setup for the Arctic Ocean which is installed and runs in Resource Center «Computer Center of the St. Petersburg State University». The setup is created in the framework of the ECCO2 project that aims to simulate global high-resolution fields of oceanographic characteristics with linear approximation to oceanographic observations. Satellite data are used to validate several oceanographic features simulated by the model: the sea ice extent and concentration, sea level and sea surface temperature. The model is able to successfully reproduce spatial and temporal variability of sea ice characteristics and give adequate estimates of seasonal variability and trend of the sea ice extent in the Arctic Ocean. Simulation of sea surface height anomalies associated with mass change is satisfactory for the Arctic Ocean regions located away from the North Pole, particularly for the Barents Sea. Simulation of sea surface temperature demonstrates good results for both interannual variability and trend. Comparison of the satellite- and model-derived data proves that the model reproduces the above mentioned oceanographic features reasonably well. Therefore, this model may be used in further studies of different scientific and practical problems of the Arctic Ocean.

Keywords: Arctic Ocean, MITgcm hydrodynamic model, ECCO2, validation, satellite data, sea ice concentration, sea ice extent, sea level, sea surface temperature

References

1. Ivanov V.V., Alexeev V.A., Alexeeva T.A., Koldunov N.V., Repina I.A., Smirnov A. V., Arkticheskij ledjanoj pokrov stanovitsja sezonnyj? (Does Arctic Ocean Ice Cover Become Seasonal?), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2013, No. 4, pp. 50–65.
2. Shalina E.V., Johannessen O.M., Bobylev L.P., Izmenenie arkticheskogo ledjanogo pokrova po dannym sputnikovogo passivnogo mikrovolnovogo zondirovaniya s 1978 po 2007 gody (Changes in Arctic ice cover from satellite passive microwave sensing in 1978 and 2007), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2008, Vol. 5, No. 2, pp. 228–233.
3. Shalina E.V., Sokrashhenie ledjanogo pokrova Arktiki po dannym sputnikovogo passivnogo mikrovolnovogo zondirovaniya (Arctic sea ice retreat from satellite passive microwave observations), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2013, Vol. 10, No. 1, pp. 328–336.
4. Antonov J.I., Seidov D., Boyer T.P., Locarnini R.A., Mishonov A.V., Garcia H.E., Baranova O.K., M. Zweng M., Johnson D. R., *World Ocean Atlas 2009, Vol. 2: Salinity*. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 69, U.S. Government Printing Office, 2010, Washington, D.C., 184 p.
5. Cavalieri, D.J., Parkinson C.L., Gloersen P., Zwally H., Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS Passive Microwave Data, *Boulder, Colorado USA: NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center*, 1996, updated yearly. <http://dx.doi.org/10.5067/8GQ8LZQVL0VL>.
6. Chambers D.P., Willis J.K., A Global Evaluation of Ocean Bottom Pressure from GRACE, OMCT, and Steric-Corrected Altimetry, *J. of Oceanic and Atmosph. Technology*, 2010. Vol. 27, pp. 1395–1402. doi: 10.1175/2010JTECH0738.1.
7. Chambers D.P., Bonin J.A., Evaluation of Release 05 time-variable gravity coefficients over the ocean, *Ocean Science*, 2012. Vol. 8, pp. 859–868, <http://www.ocean-sci.net/8/859/2012>.
8. Daru V., Tenaud C., High order one-step monotonicity-preserving schemes for unsteady compressible flow calculations, *J. Comput. Phys.*, 2004, Vol. 193, No. 2, pp. 563–594, doi:10.1016/j.jcp.2003.08.023.
9. Fox-Kemper B., Menemenlis D., Can large eddy simulation techniques improve mesoscale rich ocean models? in *Ocean Modeling in an Eddying Regime, Geophys. Monogr. Ser.*, edited by M. Hecht and H. Hasumi. AGU, Washington, D.C., 2008, Vol. 177, pp. 319–338.
10. Jackett D.R., McDougall T.J., Minimal adjustment of hydrographic profiles to achieve static stability, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 1995, No. 12, pp. 381–389.
11. Large W.G., McWilliams J.C., Doney S., Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization, *Rev. Geophys.*, 1994, Vol. 32, No. 4, pp. 363–403.
12. Large W., Yeager S., Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: The data sets and flux climatologies, *Tech. Note NCAR/TN-460+STR, Natl. Cent. for Atmos. Res.*, Boulder, Colo, 2004, 111 p., doi:10.5065/D6KK98Q6.

13. Leith C.E., Stochastic models of chaotic systems, *Phys. D.*, 1996, No. 98, pp. 481–491.
14. Locarnini R.A., Mishonov A.V., Antonov J.I., Boyer T.P., Garcia H.E., Baranova O. K, Zweng M.M., Johnson D.R., *World Ocean Atlas 2009, Volume 1: Temperature*. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 68, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 2010, 184 p.
15. Losch M., Menemenlis D., Heimbach P., Campin J.-M., Hill C. On the formulation of sea-ice models. Part 1: Effects of different solver implementations and parameterizations, *Ocean Modell.*, 2010, No. 33, pp. 129–144.
16. Marshall J., Adcroft A., Hill C, Perelman L., Heisey C., A finite-volume, incompressible Navier-Stokes model for studies of the ocean on parallel computers, *J. Geophys. Res.*, 1997, 102(C3), pp. 5753–5766.
17. Menemenlis D., Campin J., Heimbach P., Hill C., Lee T., Nguyen A., Schodlock M., Zhang H., ECCO2: High resolution global ocean and sea ice data synthesis, *Mercator Ocean Q. Newsl.*, 2008, No. 31, pp. 13–21.
18. Nguyen A. T., Menemenlis D., Kwok R., Arctic ice-ocean simulation with optimized model parameters: Approach and assessment, *J. Geophys. Res.*, 2011, No. 116, C04025. doi:10.1029/2010JC006573.
19. Reynolds R.W., *What's New in Version 2. OISST Webpage*, http://www.ncdc.noaa.gov/sst/papers/oisst_daily_v02r00_version2-features.pdf. 2009, 10 p.
20. Reynolds R.W., Smith T.M., Liu C., Chelton D.B., Casey K.S., Schlax M.G., Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature, *Journal of Climate*, 2007, No. 20, pp. 5473–5496, doi:10.1175/2007JCLI1824.1.
21. Volkov D.L., Landerer F.W., Non-seasonal variability of the Arctic Ocean mass observed by the GRACE satellites, *J. Geophys. Res.*, 2013, Vol. 118, pp. 6451–6460, doi:10.1002/2013JC009341.
22. Wahr J., Swenson S., Velicogna I., Accuracy of GRACE mass estimates. *Geophys. Res. Lett.*, 2006, No. 33, L06401, pp. 1–5, doi: 10.1029/2005GL025305.
23. Zhang J., Hibler W.D., On an efficient numerical method for modeling sea ice dynamics, *J. Geophys. Res.*, 1997, 102(C4), pp. 8691–8702.