

СТРУКТУРА ВНУТРИГODOVOЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОКЕАНА В ГЛОБАЛЬНОЙ ВЕРСИИ МОДЕЛИ NEMO С СИСТЕМОЙ УСВОЕНИЯ ДАННЫХ

Струков Б.С., Реснянский Ю.Д., Зеленко А.А.

*Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации,
Москва, 123242, Большой Предтеченский переулок, 11–13, e-mail: bsstr@mail.ru*
Статья поступила в редакцию 25.02.2019, одобрена к печати 29.08.2019

Для анализа внутригодовой изменчивости термических и динамических характеристик океана использованы расчеты по модели NEMO, включающие усвоение данных наблюдений температуры и солёности воды буями Арго, а также спутниковых данных о состоянии ледового покрова и о температуре поверхности океана. Рассмотрены особенности географического и вертикального распределений годовых и полугодовых колебаний температуры воды, а также средний по Мировому океану спектр скорости течений. Определены районы с преобладающим вкладом полугодовых колебаний поверхностной температуры, приуроченные к приэкваториальной зоне и к северо-западной части Индийского океана, находящейся под влиянием муссонных процессов.

Ключевые слова: модель NEMO, усвоение данных, частотный спектр, сезонный ход, полугодовые изменения, температура воды, скорость течений

Введение

Наиболее выраженные изменения со временем состояния верхних слоев океана в средних и высоких широтах определяются сезонным ходом инсоляции и имеют годовой период. В некоторых областях океана, помимо годового цикла, могут присутствовать и гармоника с меньшими периодами, такие как полугодовые колебания, рассматривавшиеся в работе (Chen, Wang, 2016) на основе обработки данных наблюдений профилирующих буев Арго.

В данной работе анализируется география таких колебаний, их происхождение и модовая структура с использованием результатов расчетов по модели NEMO, включающих усвоение данных наблюдений температуры и солёности воды буями Арго, спутниковых данных о характеристиках ледового покрова и температуре поверхности океана. Привлечение процедур усвоения океанографических данных заметно повышает точность оценок как ретроспективного, так и текущего состояния океана. Поэтому развитие соответствующих систем усвоения данных является одним из главных направлений оперативной океанологии, в том числе и на национальном уровне (Зеленко и др., 2010, 2016; Кауркин и др., 2016; Korotaev, 2018). Для данного исследования преимуществом получаемых таким образом сведений о состоянии океана в сравнении с данными непосредственных наблюдений является их представление на глобальной регулярной сетке. Кроме того, в ходе усвоения

данных возможно получение расчетной информации о ненаблюдаемых в требуемом охвате параметрах морской среды. В частности, это скорости течений, которые в глобальных масштабах можно оценить по данным буев Арго только для базовой глубины дрейфа буев в промежутках между вертикальными профилированиями (чаще всего близкой к 2000 м) и по данным спутниковой альтиметрии только для приповерхностного слоя.

Модельная конфигурация и условия проведения численных экспериментов

Для анализа использовались результаты расчетов по модели NEMO, Version 3.6 (Madec et al., 2008), совмещенной с ледовой моделью LIM3 (Vancoppenolle et al., 2009). Основными искомыми переменными в океанской модели, основу которой составляют так называемые примитивные уравнения с гидростатическим приближением, являются потенциальная температура воды (в дальнейшем для краткости называемая просто температурой), ее соленость, компоненты вектора скорости течений, отклонения уровня океана от равновесного состояния.

Конечноразностная аппроксимация адвективных членов в уравнениях движения осуществлялась с использованием центрированной стандартной схемы KEG (Kinetic Energy Gradient), обеспечивающей сохранение полной кинетической энергии. Адвекция трассеров (температуры и солености воды) аппроксимировалась по схеме TVD (Total Variance Dissipation). Горизонтальная турбулентная вязкость описывалась оператором Лапласа, действующим вдоль геопотенциальных поверхностей, с коэффициентом турбулентной вязкости $A^{lm} = 2 \times 10^4 \text{ м}^2\text{с}^{-1}$ в основной части расчетной области. Горизонтальная турбулентная диффузия параметризовалась оператором Лапласа, действующим вдоль изопикнических поверхностей, с исходным значением коэффициента турбулентной диффузии равным $10^3 \text{ м}^2\text{с}^{-1}$ и меняющимся в пределах расчетной области так, что в каждой расчетной ячейке оказывался пропорциональным горизонтальному размеру ячейки, деленному на максимальный горизонтальный размер среди всех вычислительных ячеек.

Вертикальное турбулентное перемешивание рассчитывалось по схеме ТКЕ (turbulent kinetic energy), в которой коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости и диффузии предполагаются пропорциональными кинетической энергии турбулентности (КЭТ). Изменения же этой энергии оценивались из соответствующего эволюционного уравнения. Для замыкания этого уравнения, содержащего несколько неизвестных, использовались дополнительные гипотезы относительно масштабов длины перемешивания и диссипации. В случаях появления участков с неустойчивой плотностной стратификацией подавление такой неустойчивости осуществлялось путем сильного (до $10^2 \text{ м}^2\text{с}^{-1}$) увеличения коэффициента вертикальной диффузии. Придонное трение параметризовалось по схеме, в которой действующая на нижний слой тормозящая сила пропорциональна квадрату скорости движения в этом слое.

Расчеты проводились на трехполюсной сетке в конфигурации ShaCoNEMO ORCA1* с номинальным одноградусным горизонтальным разрешением и с 75-ю

вертикальными уровнями (сетка 362×332×75 узлов). В расчетах использовался набор физических и вычислительных параметров модели, содержащийся в конфигурационном наборе данных ShaCoNEMO ORCA1. Эти оптимизированные параметры нами тестировались в предварительных численных экспериментах. Шаг по времени составлял 45 мин.

В качестве источника атмосферных воздействий на поверхности океана использовался набор данных DFS5.2 (Dussin et al., 2016). Для получения атмосферного форсинга на сетке МОЦО применялась билинейная и бикубическая (для поверхностной температуры, влажности и скорости ветра) интерполяция исходных данных DFS.

В ходе интегрирования модели проводилось усвоение данных о вертикальных распределениях температуры и солености воды с профилирующих буев Арго, получаемых через центр сбора глобальных данных с этих буев**. Типичная ежедневная порция информации содержит около 15000 отдельных измерений на разных глубинах для каждого из анализируемых элементов – температуры и солености воды.

Усвоение данных наблюдений осуществляется по циклической схеме «анализ–прогноз–анализ», включающей следующие основные процедуры в каждом 10-суточном цикле:

- расчет (традиционно называемый прогнозом) полей первого приближения путем интегрирования МОЦО по заданным атмосферным воздействиям от состояния, полученного в предыдущем цикле;
- вычисление инноваций – отклонений данных наблюдений от поля первого приближения в точках измерений, попадающих в 10-суточное окно усвоения;
- проведение трехмерного вариационного анализа (3D-Var), целью которого является пересчет инноваций в инкременты анализа – значения поля на сетке анализа;
- повторное интегрирование МОЦО на интервале цикла усвоения с добавлением к рассчитываемым в модели переменным полученных инкрементов анализа.

Подробное описание системы усвоения приведено в работах (Зеленько и др., 2010; Зеленько и др., 2016). Здесь отметим только наиболее важные особенности используемой схемы анализа инноваций. Пространственные ковариации поля ошибок первого приближения, являющиеся ключевым элементом вариационного анализа, задавались обобщенной на пространственный случай моделью авторегрессии и скользящего среднего – ПАРСС (Tsyulnikov, Svirenko, 2007; Цырульников и др., 2010). Параметры этой модели определены путем статистической обработки результатов усвоения данных с использованием методики из (Реснянский и др., 2010). Ошибки наблюдений полагались некоррелированными, так что матрица ошибок наблюдений имела диагональный вид. Анализ выполнялся в одноэлементном варианте последовательно для температуры и солености воды на одноградусной сетке на 21 уровнях в верхнем 1400-метровом слое воды (размер квадратной матрицы

* <https://forge.ipsl.jussieu.fr/shaconemo>

** <ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/argo/geo>

ковариаций ошибок поля первого приближения – $360 \times 180 \times 21 \approx 1,4 \times 10^6$). Получавшиеся в результате инкременты анализа интерполировались на сетку модели с 362×332 узлами по горизонтали и на все модельные уровни в пределах верхнего 1400-метрового слоя воды. Это дополнительное действие являлось единственным отличием от схемы усвоения, использовавшейся в (Зеленко и др., 2016) с другой океанской моделью.

При интегрировании МОЦО дополнительно к усвоению профильных данных Арго вводилась традиционная поправка для потока тепла через поверхность океана, пропорциональная разности рассчитываемой в модели температуры на верхнем расчетном уровне и наблюдаемой температуры поверхности океана (ТПО), которая задавалась по данным ежесуточного глобального анализа ТПО*, получаемого на основе контактных и спутниковых измерений (Reynolds et al., 2007). Кроме того, осуществлялась коррекция рассчитываемых в модели значений сплоченности морского льда по данным спутниковых наблюдений** с использованием специальной релаксационной процедуры (Струков и др., 2019).

Разгон модели производился в течение пяти лет из состояния покоя и начальных климатических полей температуры и солёности воды, определяемых по данным атласа WOA и входящих в конфигурационный набор ShaCoNEMO ORCA1. По истечении этого периода устанавливался квазициклический режим изменчивости основных гидрофизических полей в верхних слоях океана. Результаты расчетов, служившие исходными для последующего анализа, выводились в виде средних значений за каждые 5 суток расчетного периода 01.01.2001–31.12.2010.

Зависимость результатов расчетов от усвоения данных иллюстрирует рис. 1, на котором изображены вертикальные распределения среднеквадратичных отклонений трех оценок термохалинной структуры от глобального массива наблюдений: 1) по данным свободного интегрирования модели, в ходе которого не производилось усвоение данных; 2) по данным интегрирования модели с усвоением данных; и 3) для отклонений наблюдений от среднемесячных климатических распределений из атласа WOA-2013 (Locarnini et al., 2013; Zweng et al., 2013).

Как видно из рисунка, усвоение данных обеспечивает существенное уточнение оценок состояния океана как по отношению к базовому эксперименту со свободным интегрированием модели, так и по отношению к оценкам по климатическим данным. Результаты модельных расчетов с усвоением данных можно, таким образом, рассматривать в качестве наиболее точной оценки структуры и изменчивости океанографических полей Мирового океана. В следующих разделах представлены результаты анализа внутригодовой изменчивости гидрофизических полей, выполненного по данным расчетов за период 2001–2010 гг.

* <ftp://eclipse.ncdc.noaa.gov/pub/oisst>

** <ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/psi-concentration/data>

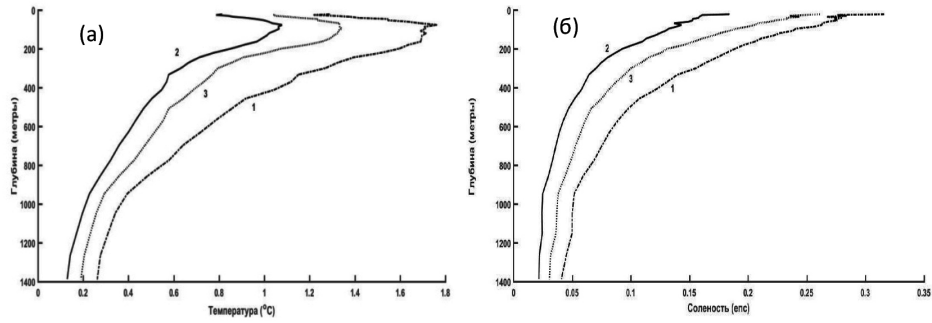


Рис. 1. Вертикальные распределения среднеквадратичных отклонений температуры воды (°C) (а) и ее солености (eps) (б) от глобального массива непосредственных наблюдений буев Арго за период 2001–2010 гг. в различных экспериментах: 1 – без усвоения данных наблюдений, 2 – с усвоением данных наблюдений, 3 – при задании среднемесячных климатических распределений.

Внутригодовая цикличность температуры воды

На рис. 2а представлены частотные спектры осредненных по различным районам Мирового океана колебаний температуры верхнего слоя воды (первого модельного слоя толщиной 1 м), а на рис. 2б и 2в – географические распределения амплитуд частотного спектра для двух наиболее выраженных максимумов, соответствующих годовым и полугодовым колебаниям.

Как видно из рис. 2а и 2б, наибольшие амплитуды годовых колебаний наблюдаются в Северном полушарии, с выраженным их увеличением в западных частях океанов. Западную интенсификацию можно, очевидно, объяснить влиянием воздушных масс, выносимых на акваторию океанов воздушными потоками из материковых районов и характеризующихся усиленными сезонными изменениями, типичными для континентальных климатических условий. Превалирование площади суши над площадью океана в Северном полушарии и обратная картина для Южного полушария объясняют и межполушарную асимметрию распределения амплитуды годовых колебаний, прослеживаемую на рис. 2б.

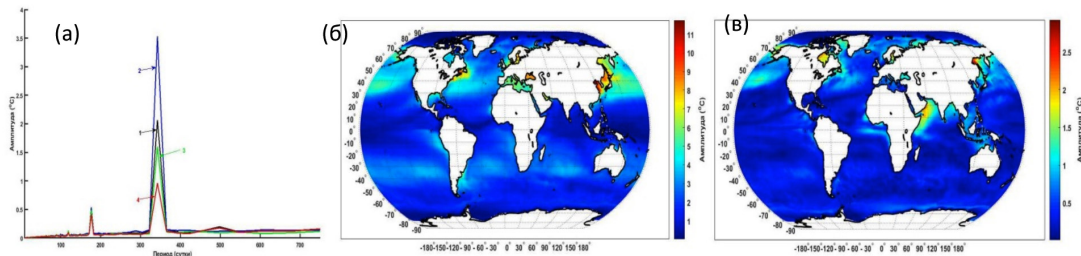


Рис. 2. (а) – Частотные спектры колебаний температуры верхнего модельного слоя воды, средние для различных районов Мирового океана: 1 – для всего Мирового океана, 2 – для океанов Северного полушария (10°с.ш.–90°с.ш.), 3 – для океанов Южного полушария (90°ю.ш.–10°ю.ш.); 4 – для приэкваториальной зоны (10°ю.ш.–10°с.ш.). (б) и (в) – географические распределения амплитуд годовых и полугодовых колебаний соответственно по данным расчетов за 2001–2010 гг.

В приэкваториальной области годовые колебания выражены в меньшей степени. Здесь увеличивается пропорция полугодовых колебаний. Распределения амплитуд на рис. 2б и 2в в основных чертах совпадают с результатами обработки непосредственных наблюдений Argo в работе (Chen, Wang, 2016). Согласно (Chen, Wang, 2016), в среднем по Мировому океану годовая составляющая объясняет около 70% суммарной дисперсии температуры верхнего слоя воды с быстрым убыванием до примерно 20% на глубине 100 м и около 10% на глубине 2000 м. Вклад полугодовой составляющей при таком осреднении оказывается на порядок меньше – около 5% на глубине 70 м. Эти средние складываются, однако, из существенно различающихся от района к району величин (рис. 2б, 2в).

Кроме того, от района к району существенно различаются и механизмы проявления полугодовой изменчивости. Так, в северо-западной части Индийского океана (Аравийском море) изменения температуры соответствуют реальным колебаниям с полугодовым периодом, явно прослеживаемым на рис. 3а. Происхождение полугодовой гармоник, сильнее всего выраженной в западной части Аравийского моря (рис. 2в), связано, вероятно, с развитием муссонных процессов (Скрипалева, 2009) или с собственной динамикой океана. Интерпретация муссонных процессов (которые, строго говоря, меняются с годовым периодом) как возможного источника полугодовых колебаний основывается на том, что, как указано в (Скрипалева, 2009), максимумы полугодовой гармоник в районах действия муссонных процессов наступают в периоды ослабления муссонной циркуляции, наблюдающейся дважды в год: в апреле–мае и в октябре–ноябре.

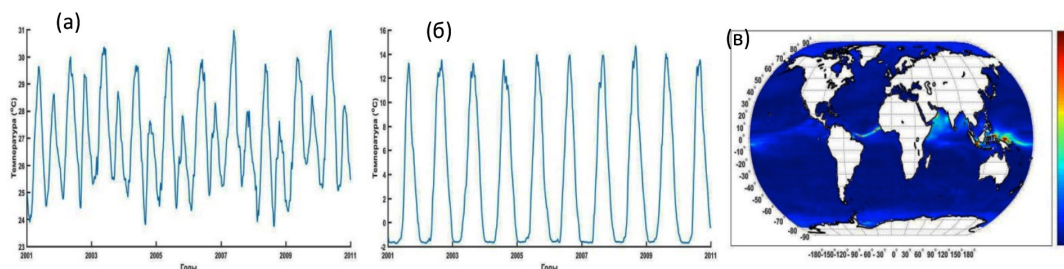


Рис. 3. Изменения со временем температуры верхнего слоя океана в западной части Аравийского моря ($\varphi = 17.6^\circ\text{с.ш.}$, 57.7°в.д.) (а), в западной части Охотского моря ($\varphi = 56.2^\circ\text{с.ш.}$, 139.7°в.д.) (б) и географическое распределение отношения амплитуд полугодовой и годовой гармоник (в), рассчитанных по данным за период 2001–2010 гг.

Иная ситуация имеет место во внетропических широтах. Так, в районе Охотского моря, для которого в годовом цикле характерно сохранение температуры воды вблизи точки замерзания в течение значительной части холодного сезона, появление максимума на полугодовом периоде является всего лишь формальным следствием Фурье разложения негармонического по форме сигнала с годовым периодом, то есть артефактом отличий формы годовых изменений от синусоидальной (рис. 3б). Аналогичная ситуация имеет место и в Гудзоновом заливе с продолжительным периодом покрытия льдом, в течение которого температура воды близка к температуре замерзания.

Можно полагать, что колебания температуры океана имеют реальную полугодную цикличность в тех районах, где отношение амплитуд полугодовой составляющей к годовой сопоставимо с единицей или превышает ее. Такая ситуация, кроме уже упоминавшейся северо-западной части Индийского океана, имеет место в приэкваториальном поясе (рис. 3в), где это отношение превышает 3, а в ряде случаев, таких как западная часть экваториальной зоны Тихого океана, может достигать 4 и более единиц.

Вертикальная структура внутригодовых изменений температуры воды иллюстрируется рис. 4а и 4б, на которых изображены распределения зонально осредненных по всему кругу широты амплитуд годовых и полугодовых колебаний температуры воды соответственно. Как годовые, так и полугодовые колебания сосредоточены в деятельном слое, толщина которого зависит от широты.

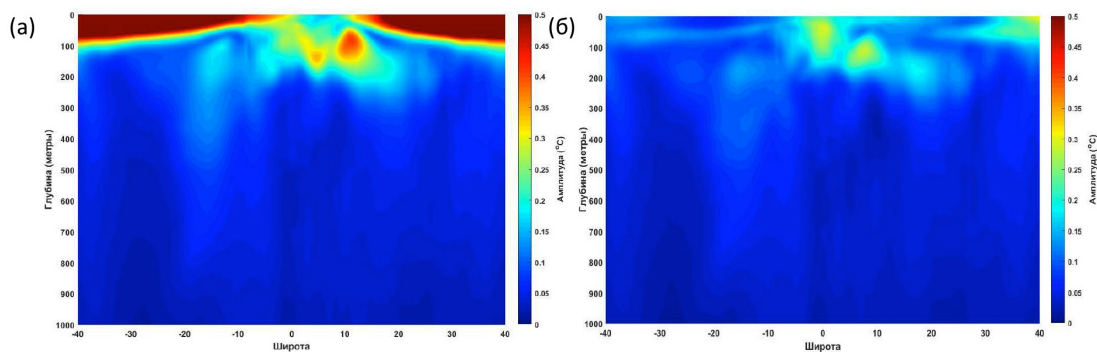


Рис. 4. Распределения зонально осредненных по всему кругу широты амплитуд (°C) годовых (а) и полугодовых (б) колебаний температуры в верхнем 1000-метровом слое воды по данным расчетов за 2001–2010 гг.

Наибольшие значения амплитуд годовых колебаний наблюдаются в средних широтах Северного полушария до глубин порядка 100 м. Эти изменения с явной приповерхностной локализацией порождаются, очевидно, сезонным ходом инсоляции. В приэкваториальной же зоне, где локальные максимумы годовых и полугодовых колебаний приурочены к промежуточным глубинам (50–150 м), порождающие механизмы изменчивости связаны, вероятно, с системой экваториальных течений (Wyrtki, Kilonsky, 1984). Глубина проникновения здесь примерно одинакова для годовых и полугодовых колебаний, хотя скорость затухания с глубиной для полугодовых колебаний оказывается существенно ниже в сравнении с годовыми.

Модовая структура

Цикличность параметров океана может быть также представлена с помощью эмпирических ортогональных функций (ЭОФ). На рис. 5 показаны первые две моды ЭОФ и соответствующие им коэффициенты разложения, вычисленные с использованием модельных временных рядов для всего Мирового океана, из которых отфильтрованы годовые изменения путем исключения близких к годовой гармоник с применением Фурье-фильтра. Рассчитанная таким образом первая мода

ЭОФ характеризуется упорядоченными полугодовыми изменениями, а вторая мода отражает колебания с периодами 4–5 лет. Такие колебания могут быть связаны с явлением Эль-Ниньо, проявления которого просматриваются во второй моде ЭОФ в экваториальной зоне Тихого океана (рис. 5в).

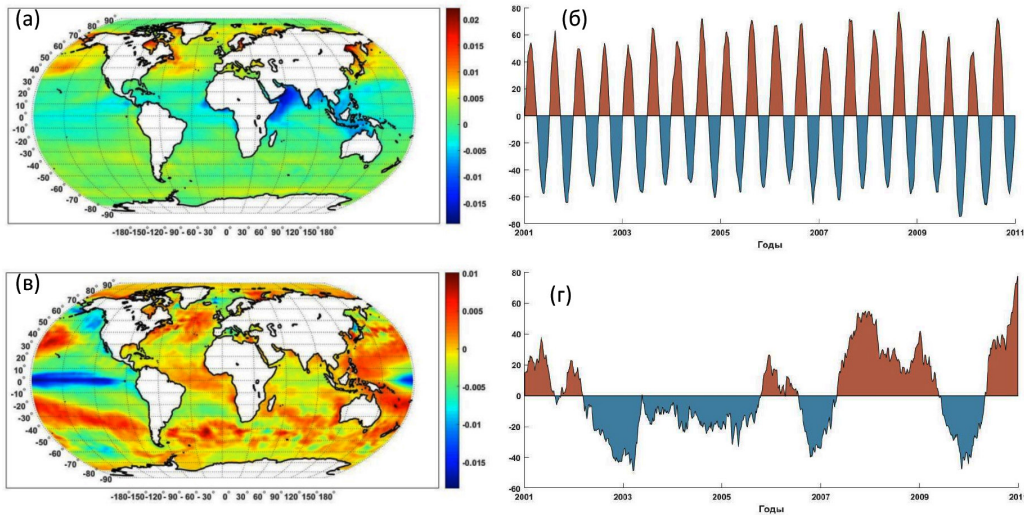


Рис. 5. География первой (а) и второй (в) мод ЭОФ температуры верхнего слоя Мирового океана с отфильтрованными годовыми изменениями и соответствующие этим модам коэффициенты разложения за период 2001–2010 гг. (б) и (г).

Доминирующая роль полугодовых колебаний при расчетах без фильтрации особенно явно прослеживается в северной части Аравийского моря, как это видно из рис. 6. Хорошо видно, что для этой акватории преобладающей модой (>70%) является мода с полугодовой периодичностью, тогда как следующая мода с годовой периодичностью вносит существенно меньший вклад (~20%).

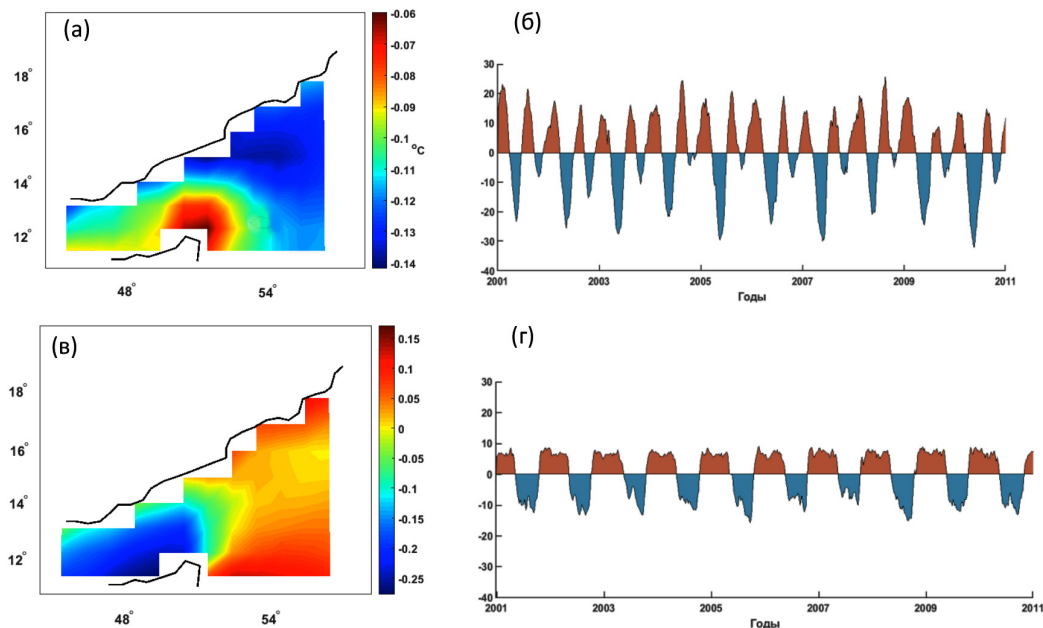


Рис. 6. География первой (а) и второй (в) мод ЭОФ температуры верхнего слоя северной части Аравийского моря с нефилтрованными сезонными изменениями и соответствующие этим модам коэффициенты разложения за период 2001–2010 гг. (б) и (г).

Изменения скорости течений

Усвоение данных наблюдений позволяет получать информацию не только о непосредственно измеряемых параметрах состояния (в данном случае температуры и солености воды), но также и о тех элементах, количество наблюдений которых недостаточно для построения упорядоченных массивов данных, пригодных для анализа пространственно-временной изменчивости. К таким параметрам относится скорость течений, получаемая путем расчетов по циркуляционной модели с усвоением данных о термохалинной структуре океана. На масштабах от нескольких десятков километров и более изменения скорости течений тесно связаны с изменениями термохалинной структуры в силу близости движений к квазигеострофическому режиму, так что получаемые модельные скорости течений в системе усвоения океанографических данных могут рассматриваться как информативная оценка реального динамического поля движений.

На рис. 7 показан частотный спектр модуля скорости течений в верхнем слое океана с осреднением по всему Мировому океану. Помимо годовых и полугодовых колебаний, присутствовавших в спектрах для температуры воды, в колебаниях скорости течений проявляются и более короткопериодные изменения с периодами около 120 и 90 дней. Проявления таких колебаний, прослеживающихся до глубины около 200 м, являются отражением внутренней динамики, оказывающейся более выраженной в поле скорости течений в сравнении с полем температуры воды, находящимся в тесной связи с атмосферными воздействиями, в первую очередь с изменениями инсоляции.

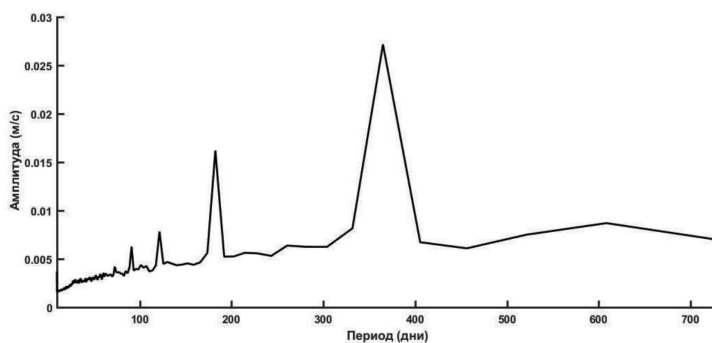


Рис. 7. Частотный спектр модуля скорости течений в верхнем слое океана с осреднением по всему Мировому океану по данным расчетов за 2001–2010 гг.

Заключение

Развитие океанской наблюдательной системы, происходившее в последние два десятилетия, в первую очередь за счет введения в эксплуатацию профилирующих буев Арго и спутниковой альтиметрии, обеспечивает поступление все более полной и точной информации о состоянии и изменчивости гидрофизических полей Мирового океана (Зеленько, Реснянский, 2018). Для анализа внутригодовой измен-

чивости термических и динамических характеристик океана использованы результаты усвоения данных наблюдений глобальной версией модели NEMO.

Рассмотрены особенности географического и вертикального распределений годовых и полугодовых колебаний температуры воды, а также средний по Мировому океану спектр скорости течений. Если изменения поверхностной температуры с годовым периодом определяются сезонным ходом инсоляции и соответствующих атмосферных воздействий на поверхность океана, то спектральные максимумы на полугодовом периоде могут порождаться, по крайней мере, двумя причинами: 1) под воздействием процессов, действительно обладающих полугодовой периодичностью, таких как муссоны в Индийском океане или динамика течений в приэкваториальной зоне, или 2) как формальное следствие Фурье разложения негармонического по форме сигнала с годовым периодом, то есть артефактом отличий формы годовых изменений от гармонической.

Полугодовая цикличность прослеживается и в изменениях крупномасштабных структур термического поля, представляемых эмпирическими ортогональными функциями. Изменения коэффициентов разложения по этим функциям отражают в том числе колебания, которые могут быть связаны с явлением Эль-Ниньо.

Работа выполнена в рамках темы 1.1.3.1 плана НИОКР Росгидромета на 2017–2019 гг. Авторы выражают благодарность анонимным рецензентам за конструктивные замечания по первому варианту статьи, учет которых способствовал улучшению изложения.

Литература

- Зеленко А.А., Вильфанд Р.М., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С., Цырульников М.Д., Свиренко П.И.* Система усвоения океанографических данных и ретроспективный анализ гидрофизических полей Мирового океана // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2016. Т. 52. № 4. С. 501–513. DOI: 10.7868/S0002351516040143.
- Зеленко А.А., Реснянский Ю.Д.* Морские наблюдательные системы как составная часть оперативной океанологии (обзор) // Метеорология и гидрология. 2018. № 12. С. 5–30.
- Зеленко А.А., Реснянский Ю.Д., Цырульников М.Д., Струков Б.С., Свиренко П.И.* Мониторинг крупномасштабной структуры гидрофизических полей океана // Современные проблемы динамики океана и атмосферы. М.: Триада ЛТД, 2010. С. 131–172.
- Кауркин М.Н., Ибраев Р.А., Беляев К.П.* Усвоение данных наблюдений в модели динамики океана высокого пространственного разрешения с применением методов параллельного программирования // Метеорология и гидрология. 2016. № 7. С. 47–57.
- Реснянский Ю.Д., Цырульников М.Д., Струков Б.С., Зеленко А.А.* Статистическая структура пространственной изменчивости термохалинных полей океана по данным профильных наблюдений системы Argo за 2005–2007 гг. // Океанология. 2010. Т. 50. № 2. С. 165–183.
- Скрипалева Е.А.* Особенности сезонной изменчивости поля температуры на поверхности Индийского океана по контактными и спутниковым данным // Доклады Национальной академии наук Украины. 2009. № 12. С. 126–131.

- Струков Б.С., Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А. Релаксационный метод усвоения данных по сплоченности морского льда в модели NEMO–LIM3 с несколькими категориями ледяного покрова // Метеорология и гидрология. 2019. В печати.
- Цырульников М.Д., Свиренко П.И., Горин В.Е., Горбунов М.Е., Климова Е.Г. Разработка схемы трёхмерного вариационного усвоения данных в Гидрометцентре России / 80 лет Гидрометцентру России. М.: ТРИАДА ЛТД, 2010. С. 21–35.
- Chen G., Wang X. Vertical structure of upper-ocean seasonality: Annual and semiannual cycles with oceanographic implications // J. Climate. 2016. Vol. 29. No. 1. P. 37–59. DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00855.1
- Dussin R., Barnier B., Brodeau L., Molines J.-M. The Making of the DRAKKAR Forcing Set DFS5. DRAKKAR/MyOcean Report 01-04-16. April 2016. 34 p. https://www.drakkar-ocean.eu/publications/reports/report_DFS5v3_April2016.pdf.
- Korotaev G.K. Operational Oceanography: A New Branch of Modern Oceanological Science // Her. Russ. Acad. Sci. 2018. Vol. 88. No. 4. P. 272–280. DOI: 10.1134/S1019331618040032.
- Madec G. and the NEMO team. NEMO ocean engine. Note du Pôle de modélisation / Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL). France, 2008. No. 27. ISSN: 1288–1619. 386 p.
- Locarnini R.A., Mishonov A.V., Antonov J.I., Boyer T.P., Garcia H.E., Baranova O.K., Zweng M.M., Paver C.R., Reagan J.R., Johnson D.R., Hamilton M., Seidov D. World Ocean Atlas 2013. Volume 1: Temperature / S. Levitus Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 73, 2013. 40 p.
- 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 // J. Climate, 2007. Vol. 20. P. 5473–5496. DOI: 10.1175/2007JCLI1824.1.
- Tsyurulnikov M.D., Svirenko P.I. A covariance model based on 3-D spatial filters: potential for flow-dependent covariance modelling // Res. Act. Atm. Ocean. Model. WMO. 2007. Rep. No. 35. P. 1.39–1.40.
- Vancoppenolle M., Fichefet T., Goosse H., Bouillon S., Madec G., Maqueda M.A.M. Simulating the mass balance and salinity of Arctic and Antarctic sea ice. 1. Model description and validation // Ocean Modelling. 2009. Vol. 27. Is. 1–2. P. 33–53. DOI: 10.1016/j.oceanmod.2008.10.005.
- Wyrtki K., Kilonsky B. Mean water and current structure during the Hawaii-to-Tahiti Shuttle Experiment // J. Phys. Oceanogr. 1984. Vol. 14. No. 2. P. 242–254. DOI: 10.1175/1520-0485(1984)014<0242:MWACSD>2.0.CO;2
- Zweng M.M., Reagan J.R., Antonov J.I., Locarnini R.A., Mishonov A.V., Boyer T.P., Garcia H.E., Baranova O.K., Johnson D.R., Seidov D., Biddle M.M. World Ocean Atlas 2013, Volume 2: Salinity. / S. Levitus Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 74, 2013. 39 p.

**THE STRUCTURE OF INTRA-ANNUAL VARIABILITY OF
HYDROPHYSICAL FIELDS OF THE OCEAN IN THE GLOBAL VERSION OF
THE NEMO MODEL WITH A DATA ASSIMILATION SYSTEM**

Strukov B.S., Resnyanskii Yu.D., Zelenko A.A.

*Hydrometeorological Research Center of Russian Federation (Hydrometcenter of Russia),
11–13, Bolshoy Predtechensky per., Moscow, 123242, Russia, e-mail: bsstr@mail.ru
Submitted 25.02.2019, accepted 29.08.2019*

To analyze the intra-annual variability of the thermal and dynamic characteristics of the ocean, we used the calculations based on the NEMO model, including the assimilation of observational temperature and salinity data by Argo buoys, as well as satellite data on ice cover and sea surface temperature. The features of the geographical and vertical distributions of annual and semi-annual variations in water temperature and globally averaged spectrum of current velocity are considered. The areas with a prevailing contribution of semi-annual fluctuations are identified. They are in the equatorial zone and in the northwestern Indian Ocean, which is under the influence of the monsoon processes.

Keywords: NEMO model, data assimilation, frequency spectrum, seasonal variation, semi-annual changes, water temperature, current velocity

References

- Chen G. and Wang X.* Vertical structure of upper-ocean seasonality: Annual and semiannual cycles with oceanographic implications. *J. Climate*, 2016, Vol. 29, No. 1, pp. 37–59, doi: 10.1175/JCLI-D-14-00855.1.
- Dussin R., Barnier B., Brodeau L., and Molines J.-M.* The Making of the DRAKKAR Forcing Set DFS5. DRAKKAR/MyOcean Report 01-04-16. April 2016, 34 p., https://www.drakkar-ocean.eu/publications/reports/report_DFS5v3_April2016.pdf.
- Kaurkin M.N., Ibraev R.A., and Belyaev K.P.* Data assimilation in the ocean circulation model of high spatial resolution using the methods of parallel programming. *Russian Meteorology and Hydrology*, 2016, Vol. 41, No. 7, pp. 479–486.
- Korotaev G.K.* Operational Oceanography: A New Branch of Modern Oceanological Science. *Her. Russ. Acad. Sci.*, 2018, Vol. 88, No. 4, pp. 272–280, doi:10.1134/S1019331618040032.
- Locarnini R.A., Mishonov A.V., Antonov J.I., Boyer T.P., Garcia H.E., Baranova O.K., Zweng M.M., Paver C.R., Reagan J.R., Johnson D.R., Hamilton M., and Seidov D.* World Ocean Atlas 2013, Volume 1: Temperature. S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 73, 2013, 40 p.
- Madec G. and the NEMO team.* NEMO ocean engine. Note du Pôle de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, No. 27, 2008. ISSN: 1288–1619, 386 p.
- Resnyanskii Yu.D., Tsyurulnikov M.D., Strukov B.S., and Zelenko A.A.* Statistical Structure of Spatial Variability of the Ocean Thermohaline Fields from Argo Profiling Data, 2005–2007. *Oceanology*, 2010, Vol. 50, No. 2, pp. 149–165., doi: 10.1134/S0001437010020013.
- Reynolds R.W., Smith T.M., Liu C., Chelton D.B., Casey K.S., and Schlax M.G.* Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *J. Climate*, 2007, Vol. 20, pp. 5473–5496, doi: 10.1175/2007JCLI1824.1.

- Skripaleva E.A.* Osobennosti sezonnoy izmenchivosti polya temperaturi na poverkhnosti Indiyanskogo okeana po sputnikovim dannim (Features of seasonal variability of the Indian Ocean surface temperature field from in situ and satellite data). *Reports of the National Academy of Sciences of Ukraine*, 2009, No. 12, pp. 126–131.
- Strukov B.S., Resnyanskii Yu.D., and Zelenko A.A.* Relaxation method for assimilating data on sea ice concentration in the NEMO – LIM3 model with multiple ice categories. *Russian Meteorology and Hydrology*, 2019, in press.
- Tsyurulnikov M.D. and Svirenko P.I.* A covariance model based on 3-D spatial filters: potential for flow-dependent covariance modeling. *Res. Act. Atm. Ocean. Model.*, WMO, 2007, Rep. No. 35, pp. 1.39–1.40.
- Tsyurulnikov M.D., Svirenko P.I., Gorin V.E., Gorbunov M.E., and Klimova E.G.* Razrabotka skhemi trekhmernogo variatsionnogo usvoeniya dannikh v Gidrometsentre Rossii (Development of three-dimensional variational data assimilation scheme in the Hydrometeorological Center of Russia). 80 Let Gidrometsentru Rossii (80 Years of Hydrometcenter of Russia), Moscow: Triada LTD, 2010, pp. 21–35.
- Vancoppenolle M., Fichefet T., Goosse H., Bouillon S., Madec G., and Maqueda M.A.M.* Simulating the mass balance and salinity of Arctic and Antarctic sea ice. 1. Model description and validation. *Ocean Modelling*, 2009, Vol. 27, Is. 1–2, pp. 33–53. doi:10.1016/j.oceamod.2008.10.005.
- Wyrski K. and Kilonsky B.* Mean water and current structure during the Hawaii-to-Tahiti Shuttle Experiment. *J. Phys. Oceanogr.*, 1984, Vol. 14, No. 2, pp. 242–254, doi: 10.1175/1520-0485(1984)014<0242:MWACSD>2.0.CO;2
- Zelenko A.A. and Resnyanskii Yu.D.* Marine Observational Systems as an Integral Part of Operational Oceanology: A review. *Russian Meteorology and Hydrology*, 2018, Vol. 43, No. 12, pp. 797–814, doi:10.3103/S1068373918120014.
- Zelenko A.A., Resnyanskii Yu.D., Tsyurulnikov M.D., Strukov B.S., and Svirenko P.I.* Monitoring krupnomasshtabnoy strukturi gidrofizicheskikh poley okeana (Monitoring of large scale structure of hydrophysical fields in the ocean). *Modern Problems of Ocean and Atmosphere Dynamics*, Moscow: Triada LTD, 2010, pp. 131–172.
- Zelenko A.A., Vil'fand R.M., Resnyanskii Y.D., Strukov B.S., Tsyurulnikov M.D., and Svirenko P.I.* An ocean data assimilation system and reanalysis of the World Ocean hydrophysical fields. *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*, 2016, Vol. 52, Is. 4, pp. 443–454.
- Zweng M.M., Reagan J.R., Antonov J.I., Locarnini R.A., Mishonov A.V., Boyer T.P., Garcia H.E., Baranova O.K., Johnson D.R., Seidov D., and Biddle M.M.* World Ocean Atlas 2013, Volume 2: Salinity. S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 74, 2013, 39 p.