

Воспроизведение глубоководной циркуляции Черного моря с помощью модели *INMOM* и сопоставление результатов с данными буев *ARGO*

Е. А. Коршенко^{1,*}, Н. А. Дианский^{1,2,3}, В. В. Фомин¹

¹ Государственный океанографический институт имени Н. Н. Зубова, Москва, Россия

² МГУ имени М. В. Ломоносова, Москва, Россия

³ Институт вычислительной математики им. Г. И. Марчука Российской академии наук,
Москва, Россия

*E-mail: zhenyakorshenko@gmail.com

Поступила в редакцию 09.01.2019 г., после доработки – 30.01.2019 г.

Цель. Анализируются результаты численного моделирования гидрофизических характеристик Черного моря за 2011 г.

Методы и результаты. Гидрофизические поля рассчитаны с помощью версии σ -модели морской циркуляции *INMOM* (*Institute of Numerical Mathematics Ocean Model*) для акватории Черного, Азовского и Мраморного морей с горизонтальным разрешением 1 км и с 20 неравномерно распределенными σ -уровнями по вертикали. Оценка качества воспроизведения полей солёности и температуры проводится путем сравнения с доступными за рассматриваемый период данными глубоководных буй-профиломеров *ARGO*. Степень соответствия рассчитанных полей течений реальным оценивается исходя из средних глубоководных скоростей течений, рассчитанных по данным перемещения буй-профиломеров *ARGO*.

Выводы. Результаты проведенного сравнительного анализа продемонстрировали, что *INMOM* хорошо воспроизводит распределение по глубине гидрофизических характеристик Черного моря. Анализ результатов сравнения рассчитанных значений температуры и солёности с данными, полученными с буй-профиломеров *ARGO*, показал, что наибольшие значения отклонений рассматриваемых характеристик водной среды относятся к верхним слоям моря (0–100 м). В более глубоководных слоях (300–1500 м) уровень согласованности результатов моделирования и натуральных данных значительно выше. На горизонтах ниже глубины 800 м выявлена антициклоническая циркуляция глубоководных течений со скоростями, достигающими 1,5 см/с. Обнаруженная особенность нехарактерна для общепринятой схемы циклонической циркуляции вод Черного моря.

Ключевые слова: Черное море, численное моделирование, гидрофизические поля, буй-профиломеры *ARGO*, глубоководная циркуляция, противотечение.

Благодарности: исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 18-05-00353, № 18-35-00512.

Для цитирования: Коршенко Е. А., Дианский Н. А., Фомин В. В. Воспроизведение глубоководной циркуляции Черного моря с помощью модели *INMOM* и сопоставление результатов с данными буй-профиломеров *ARGO* // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 3. С. 220–232. doi:10.22449/0233-7584-2019-3-220-232

Reconstruction of the Black Sea Deep-Water Circulation Using INMOM and Comparison of the Results with the ARGO Buoys Data

E. A. Korshenko^{1,*}, N. A. Diansky^{1,2,3}, V. V. Fomin¹

¹ Zubov State Oceanographic Institute, Moscow, Russia

² Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

³ Marchuk Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*e-mail: zhenyakorshenko@gmail.com

Purpose. The present paper is focused on theoretical analysis of hydrophysical characteristics of the Black Sea in 2011.

Methods and Results. The Black Sea hydrophysical characteristics are calculated using a version of the marine circulation σ -model (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model – INMOM) for the Black, Azov and Marmara seas (BAMS) with high spatial 1 km resolution and 20 σ -levels distributed non-uniformly over the depth. Quality of the simulated salinity and temperature fields is assessed by their comparison with the data of the ARGO deep-profiling floats available for the period under consideration. Degree of correspondence of the modeled current fields to the observed ones is estimated based on the average deep-sea current velocities calculated from the data on the Argo profiling floats' movements.

Conclusion. The comparative analysis results show that the INMOM adequately reproduced vertical distribution of the Black Sea hydrophysical characteristics. Comparison of the simulated temperature and salinity fields with those derived from the ARGO buoys data demonstrates the fact that the strongest deviations of the characteristics under study are observed in the sea upper layers (0–100 m); whereas in the deep-water layers (300–1500 m), the degree of consistency between the simulated results and the field data is much more higher. On the depths below 800 meters, the deep-sea anticyclonic flows with the velocities attaining 1.5 cm/s are present. The revealed feature is not typical of the generally accepted scheme of the Black Sea cyclonic circulation.

Keywords: Black Sea, numerical modeling, hydrophysical fields, Argo profiling floats, deep-water circulation, countercurrent.

Acknowledgements: the investigations were carried out within the framework of scientific projects No. 18-05-00353 and No. 18-35-00512 at the RFBR financial support.

For citation: Korshenko, E.A., Diansky, N.A. and Fomin, V.V., 2019. Reconstruction of the Black Sea Deep-Water Circulation Using INMOM and Comparison of the Results with the ARGO Buoys Data. *Physical Oceanography*, [e-journal] 26(3), pp. 202-213. doi:10.22449/1573-160X-2019-3-202-213

1. Введение

С начала 40-х годов прошлого столетия отмечается заинтересованность ученых в исследовании направленности глубоководной циркуляции Черного моря (ЧМ). Г. Нейман в своей работе * 1942 г. придерживался по данному вопросу гипотезы, предполагающей в ЧМ наличие двухслойной системы течений. Согласно его гипотезе, в верхнем слое этой системы преобладает циклоническая направленность, но с глубиной у течений меняется знак, и на горизонте 300 м возникает глубоководное противотечение с последующей интенсификацией к горизонту 1000 м [1].

Постановка задачи о циркуляции ЧМ в двухслойной системе течений не устарела. При ее решении в современной трактовке в работе [2], в отличие от работы Г. Неймана, получено подтверждение циклонической циркуляции в нижнем слое.

* Neumann G. Die absolute Topographie des physikalischen Meeresniveaus und Oberflächenströmungen des Schwarzen Meeres // *Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie*. 1942. Vol. 70, no. 9. P. 265–282.

Недостатки такой постановки задачи заключаются в том, что в зависимости от выбираемых параметров двухслойной стратификации можно получить разные результаты. Согласно работе [3], вышедшей спустя почти полвека после выдвинутой Г. Нейманом гипотезы, не существует надежных климатических данных для глубоководных слоев ниже горизонта 300 м, позволяющих сделать какие-либо определенные выводы по поводу направленности глубоководной циркуляции. В настоящее время, согласно работе [1], продолжают исследования направленности глубоководной циркуляции ЧМ, включающие теоретические расчеты и лабораторные эксперименты, с целью обосновать наличие или отсутствие глубоководного противотечения [4]. Неоднозначность решения этой задачи обусловлена тем, что и циклонический, и антициклонический тип глубинной циркуляции ЧМ не противоречат общефизическим представлениям о его циркуляции. Характер глубинной циркуляции ЧМ определяется особенностями распределения плотностной стратификации ЧМ, когда малые возмущения этой стратификации могут приводить к циклонической или антициклонической циркуляции.

В работе [3] также упоминается, что первые попытки численного моделирования для исследования циркуляции ЧМ начали предприниматься с середины 70-х гг. прошлого столетия несколькими группами советских ученых под руководством А. Саркисяна [5] и Г. Марчука [6]. Однако даже к началу 21-го века в большинстве работ, посвященных данному направлению исследований, главное внимание уделяется расчетам течений только в верхнем слое ЧМ, а течениям на глубинных горизонтах в лучшем случае дается некоторая оценка. Тем не менее в одной из работ тех лет [7] результатом оценки климатического распределения придонных течений для всей акватории ЧМ по данным о плотности морской воды, ветре и топографии дна стало установление преимущественно антициклонической направленности этих течений. В последние годы возможности численного моделирования трехмерной динамики вод достигли совершенно другого уровня, что, возможно, и послужило причиной возросшего интереса к вопросу направленности глубоководной циркуляции ЧМ. В настоящее время наиболее активная исследовательская работа в данном направлении ведется группой ученых из Морского гидрофизического института (МГИ) РАН (см., например, работу [1] и исследования*), которые считают, что только подкрепленные натурными данными результаты численных расчетов могут позволить адекватно описать схему глубоководной циркуляции ЧМ и что выводы всегда лучше делать, основываясь на результатах мультимодельных экспериментов, а не на расчетах одной модели.

* Маркова Н. В., Дымова О. А., Демьшев С. Г. Исследование глубоководной циркуляции Черного моря по результатам численного моделирования и натурным данным: ч. I. Численные эксперименты на основе модели МГИ // Комплексные исследования морей России: оперативная океанография и экспедиционные исследования : Материалы молодежной науч. конф. (Севастополь, 25–29 апреля). Севастополь : МГИ, 2016. С. 122–127. URL: http://mhi-gas.ru/assets/files/sbornik_KIMR-2016.pdf (дата обращения: 20.05.2019) ; Исследование глубоководной циркуляции Черного моря по результатам численного моделирования и натурным данным: ч. II. Численные эксперименты на основе модели ИВМ РАН и сравнение с данными БД МГИ РАН / А. Н. Лукьянова [и др.] // Там же. С. 111–116.

Основная цель представленной работы заключается в численном моделировании гидрофизических параметров ЧМ в 2011 г. по сценарию, аналогичному описанному в работе *, и последующем сравнении результатов с натурными данными по солёности S и температуре T , полученными посредством измерений буев *ARGO* в течение того же года. Так осуществляется интеркалибрация циркуляции z -модели ** и σ -модели *** ЧМ с разным представлением вертикальной координаты.

Автономные глубоководные дрейфующие буи-профиломеры *ARGO* появились в рамках международной программы, связанной с мониторингом Мирового океана в 1999 г. Их главная задача – дрейфовать на определенной парковочной глубине, выполнять измерения вертикального распределения солёности и температуры при периодическом всплытии к поверхности для передачи полученной ими информации через спутник и погружении обратно ****.

2. Описание модели и данных *ARGO*

Для расчета гидрофизических характеристик ЧМ используется модель морской и океанической циркуляции *INMOM* [8, 9], которая относится к классу σ -моделей океана [10]. В основе модели лежит система примитивных уравнений в приближениях гидростатики и Буссинеска, записанная в обобщенных сферических ортогональных координатах по горизонтали и в σ -системе координат по вертикали. Для расчета плотности воды используется уравнение состояния, специально предназначенное для моделей циркуляции океана [11]. Разностные аппроксимации по пространственным координатам строятся на C -сетке в классификации Аракавы. Версии этой модели успешно применяются для расчетов циркуляции Черного моря [8, 12].

Модель *INMOM* для региона Черного, Азовского и Мраморного морей (ЧАММ) реализована с пространственным разрешением $0' 45''$ по долготе и $0' 32''$ по широте, что соответствует ~ 1 км. Сеточная область в горизонтальной плоскости содержит 1224×800 узлов. По вертикали рассматриваются 20 σ -уровней.

Для задания глубин ЧМ используются данные о топографии Земли *GEBCO* (<http://www.gebco.net>) с пространственным разрешением $30''$. Исходные данные высокого разрешения сглаживаются несколько раз фильтром

* Маркова Н. В., Дымова О. А., Демьшев С. Г. Исследование гидрофизических полей Черного моря под основным пикноклином: валидация результатов численного моделирования на основе данных *ARGO* // Физическое и математическое моделирование процессов в геосредах : четвертая международная школа молодых ученых, Москва, ИПМех РАН, 24–26 октября 2018 : сборник материалов школы. М. : ИПМех РАН, 2018. С. 180–182.

** Демьшев С. Г., Коротаев Г. К. Численная энергосбалансированная модель бароклинных течений океана с неровным дном на сетке C // Численные модели и результаты калибровочных расчетов течений в Атлантическом океане: Атмосфера – Океан – Космос / Ред. А. С. Саркисян, Ю. Л. Демин. М. : ИВМ РАН, 1992. С. 163–231.

*** Дианский Н. А. Моделирование циркуляции океана и исследование его реакции на короткопериодные и долгопериодные атмосферные воздействия. М. : Физматлит, 2013. 272 с.

**** Маркова Н. В., Дымова О. А., Демьшев С. Г. Исследование глубоководной циркуляции Черного моря по результатам численного моделирования и натурным данным: ч. I. Численные эксперименты на основе модели МГИ // Комплексные исследования морей России: оперативная океанография и экспедиционные исследования. Севастополь : МГИ, 2016. С. 122–127. URL: http://mhi-ras.ru/assets/files/sbornik_KIMR-2016.pdf (дата обращения: 20.05.2019).

Тьюки, затем интерполируются на модельную сетку и ограничиваются у берегов значением глубины, равным 3 м, для того чтобы функция, описывающая невозмущенную глубину моря, была отлична от нуля и обладала достаточной гладкостью, что является необходимым условием для σ -моделей [8].

Для построения начальных условий по температуре и солености используются трехмерные среднемесячные климатические поля Черного [13], Азовского * и Мраморного ** морей. Все необходимые данные интерполируются на сеточную область модели.

Параметризация крупномасштабной горизонтальной турбулентной диффузии для температуры и солености осуществляется с помощью оператора 2-го порядка с коэффициентом $100 \text{ м}^2/\text{с}$. В качестве боковой вязкости используется оператор 4-го порядка с коэффициентом $0,007 \cdot 10^9 \text{ м}^4/\text{с}$. Коэффициенты вертикальной вязкости и диффузии выбираются согласно параметризации Филандера – Пацановского [14]. Коэффициент вертикальной вязкости изменяется от 10^{-4} до $5 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{с}$, а диффузии – от 10^{-7} до $5 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{с}$ для T и S . Для параметризации перемешивания, индуцированного ветровыми волнами в приповерхностном 3-метровом слое моря, коэффициенты диффузии и вязкости задаются равными $5 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{с}$. Для температуры и солености на боковых границах и дне ставится условие отсутствия потоков, для скорости на границах – условие непротекания, дополненное условиями свободного скольжения на боковых границах и квадратичного трения на дне [8, 12].

Атмосферное воздействие (включая турбулентные потоки тепла и влаги, коротко- и длинноволновую радиацию, осадки) определяется по данным расчета атмосферной модели *SKIRON* (<http://forecast.uoa.gr>) с пространственным разрешением ~ 10 км и с дискретностью по времени, равной 2 ч. Для расчета турбулентных потоков тепла и влаги на основе метеопараметров, полученных из расчетов модели *SKIRON*, используются балк-формулы ***.

Чтобы результаты моделирования не сильно отклонялись от данных наблюдений, используются два типа регуляризации модельного решения. К первому типу относится наджинг (от англ.: *nudging* – «подталкивание или мягкое побуждение что-то сделать»). Реализация этого метода заключается в добавлении в уравнения для температуры и солености релаксационных добавочных членов, представляющих собой разность климатических и модельных значений этих характеристик, умноженную на коэффициент релаксации, который равен обратному времени релаксации (подстройки) модели к наблюдениям [15]. В основном этот метод применяется для глубинных слоев в моделях ЧМ [16]. Метод можно рассматривать как простое усвоение климатических данных наблюдений в моделях океана.

* Climatic Atlas of the Sea of Azov / G. Matishov [et al.] ; G. Matishov, S. Levitus, Eds. Washington, D.C. : U.S. Government Printing Office, 2008. 148 p. CD-ROM. (NOAA Atlas NESDIS 65).

** World Ocean Atlas 2013 version 2. URL: <https://www.nodc.noaa.gov/OC5/woa13/> (date of access: 20.05.2019).

*** Gill A. E. Atmosphere-Ocean Dynamics. New York : Academic Press, 1982. 662 p.

Ко второму типу относится метод притяжки, который применяется для того, чтобы модель не отклонялась от данных наблюдений в приповерхностных слоях. Его отличие от наджинга заключается в том, что релаксационные члены (аналогичные тем, что используются при наджинге) добавляются не в уравнения для температуры и солёности, а к потокам тепла и соли на поверхности моря [17]. В этом случае коэффициент релаксации по отношению к T и S имеет размерность скорости. Добавление релаксационных добавок к потокам тепла и пресной воды – один из методов учета отрицательных обратных связей, присутствующих в совместной системе атмосферы и океана, при моделировании процессов в океане отдельно. В связи с тем, что потоки тепла рассчитываются с большей точностью, чем потоки пресной воды (осадки минус испарение), то зачастую используется только притяжка для солёности [18].

В рамках представленной работы осуществляется притяжка поверхностной солёности S к климатическим данным путем добавления в нормированный поток соли на поверхности моря (рассчитываемый как разность осадков и испарения, умноженная на солёность поверхности моря) релаксационной добавки, представляющей собой разность значений модельной и климатической приповерхностной солёности, умноженную на коэффициент $\alpha_S = 10$ м/120 сут. Представленное значение α_S интерпретируется как релаксация моделируемой солёности S , осредненной по 10-метровому верхнему слою, к климатическим значениям с 120-суточным временным масштабом. Необходимость этой притяжки диктуется еще и тем, что она корректирует количество осадков, которое в атмосферных моделях всегда содержит ошибки.

Для температуры T также делается притяжка к данным температуры на поверхности моря, используемым в атмосферной модели *SKIRON*, с тем же параметром релаксации, что и в случае с солёностью S . Следует отметить, что притяжка по T необязательна, так как для нее уже существует стабилизирующая отрицательная обратная связь, задаваемая балк-формулами расчета потоков турбулентного тепла. Однако подобная притяжка позволяет удержать температуру поверхности T близкой к диапазону значений, которые используются в модели *SKIRON*, и тем самым согласовать атмосферную и морскую модели.

Для модельных значений S и T [19, 20] на глубинах ниже 150 м используется наджинг к климатическим значениям с коэффициентом релаксации $\frac{1}{120}$ сут⁻¹ [8]. Наджинг к климатическим значениям на глубинах ниже 150 м вызван тем, что циркуляция ЧМ характеризуется большими свалами глубин, которые приводят к ошибкам в аппроксимации горизонтальных компонент градиента давления в σ -моделях. Из-за сложной топографии подобный наджинг используется практически во всех моделях ЧМ вне зависимости от типа вертикальной координаты (см., например, работу [16]).

Для крупных рек ЧМ, включающих Дунай, Днестр, Днепр, Риони, Ингури, Ешилъырмак, Кызылырмак, Сакаръя, задаются реальные климатические расходы стоков*.

* *Джаошвили Ш. В.* Реки Черного моря. [Тбилиси] : Европейское агентство по охране окружающей среды, 2003. 186 с. (Технический отчет № 71). URL: https://www.eea.europa.eu/ru/publications/technical_report_2002_71/at_download/file (дата обращения: 20.05.2019).

Модель ЧАММ реализована для акватории сразу трех морей, поэтому условия на жидкой границе задаются только в проливе Дарданеллы, где предписываются климатические значения для температуры и солености и, следовательно, геострофические скорости (модель при заданной плотности воспроизводит именно их). Таким образом, в проливе Босфор течения рассчитываются согласно пространственному разрешению и атмосферному форсингу. Так как для построения начальных условий по температуре и солености используются трехмерные среднемесячные климатические поля, то для приспособления поля течений к полю плотности численный расчет начинается 01.12.2010 г., за месяц до основного численного расчета, который, в свою очередь, проводится сроком на один год с 01.01.2011 по 31.12.2011 г. с дискретностью выдачи данных, равной 6 ч. Такая небольшая длительность этапа приспособления обусловлена сильной привязкой к климатическим данным.

Аналогично предшествующей работе *, полученные результаты моделирования сравниваются с данными вертикальных распределений солености и температуры, полученными с буев *ARGO*, дрейфующих в водах ЧМ в 2011 г. на парковочной глубине в пределах 500–1500 м (табл. 1).

Т а б л и ц а 1
T a b l e 1

Некоторые параметры рассматриваемых буев *ARGO*, дрейфующих в ЧМ в 2011 г.
Parameters of the considered *ARGO* floats drifting in the BS in 2011

Номер буя <i>ARGO</i> / <i>ARGO</i> Float ID	Рассматриваемый период эксплуатации (день.месяц.год) / Con- sidered operating period (day.month.year)	Парковочная глуби- на/максимальная глубина профилирования, дбар / Parking depth/maximum profiling depth, db	Количество рас- сматриваемых профилей / Num- ber of considered profiles
7900465	02.01.2011–28.12.2011	500	70
7900466	02.01.2011–28.12.2011	500	65
1901200	05.01.2011–31.12.2011	700/1500	72
6900803	19.03.2011–19.12.2011	700/1500	55
6900804	19.03.2011–29.12.2011	700/1500	58
6900805	19.03.2011–29.12.2011	700/1500	57

3. Результаты сравнительного анализа

Для проведения сравнительного анализа все данные численных расчетов и натурных измерений распределяются в соответствии с определенными слоями черноморских вод (приповерхностный слой (0–5 м), верхний перемешанный слой (5–30 м), холодный промежуточный слой (30–100 м), основной пикноклин (100–300 м) и слой субпикноклина, разделенный на два подслоя: 300–800 м и 800–1500 м). Горизонт на уровне 800 м, разделяющий субпикноклин, выбирается из-за обнаруженной в работе [21] интенсификации скоростей течений на данной глубине и ниже до 1200 м. Последний слой ограничивается глубиной в 1500 м, так как это максимальная глубина профилирования буями *ARGO*, дрейфующими в ЧМ в 2011 г.

* Маркова Н. В., Дымова О. А., Демышев С. Г. Исследование гидрофизических полей Черного моря под основным пикноклином: валидация результатов численного моделирования на основе данных *ARGO* // Физическое и математическое моделирование процессов в геосредах. М., 2018. С. 180–182.

Чтобы оценить точность воспроизведения полей солёности и температуры моделью ЧАММ, по выбранным слоям рассчитываются среднеарифметические (*mean*) и среднеквадратические (*rms*) отклонения модельных значений этих характеристик от значений, измеренных буями *ARGO*. Процедура расчёта *mean* и *rms* заключается в следующем: прежде всего для каждого из рассматриваемых буев и его точек профилирования выбираются соответствующие им модельные профили. Отметим, что в рамках данной работы выбранные профили не интерполируются в точку измерений, а берутся из ближайшей к ней точки модельной сеточной области. Затем для всех выбранных модельных и измеренных профилей определённого буя находятся средние значения характеристик (*S* и *T*) по каждому из ранее представленных слоев. Далее из полученных средних значений натуральных измерений для каждого профиля и слоя вычитаются соответствующие им средние значения модельных данных, и все полученные отклонения послойно усредняются между собой. Аналогичная процедура повторяется для всех буев. После чего для нахождения *mean* берётся послойное среднее между полученными значениями. Вычисление *rms* отличается тем, что на последнем этапе рассчитывается не послойное среднее, а послойное среднеквадратическое отклонение.

Результаты сравнительного анализа приведены в табл. 2. Из таблицы видно, что максимальные значения температурного *rms* достигаются в подповерхностном (0–5 м) и верхнем перемешанном (5–30 м) слоях и составляют 0,6 °C и 0,44 °C соответственно. Для солёности максимальное значение *rms* (0,49‰) относится к холодному промежуточному слою (30–100 м). Основываясь на полученных результатах и результатах ранее проводимых экспериментов [22], можно предположить, что одной из основных причин достижения *rms* максимальных значений именно в холодном промежуточном слое (30–100 м) и выше является смещение по глубине в модельных результатах слоя плотностного скачка. В слое субпикноклина (300–1500 м) отклонение измеренных значений от модельных не превышает 0,13 °C и 0,07‰ для *T* и *S* соответственно. Значения *mean* и *rms* уменьшаются с глубиной, однако в слое 800–1500 м для температуры они несколько увеличиваются. По-видимому, уменьшение значений связано с тем, что изменчивость температуры с глубиной снижается и данные буев *ARGO* приближаются к климатическим. А отклонение в слое 800–1500 м объясняется тем, что здесь данные буев *ARGO* по температуре сильно отличаются от среднемесячных климатических данных, к которым на глубинах ниже 150 м осуществляется привязка модельных данных. Кроме того, это может свидетельствовать о повышенной изменчивости температуры в слое 800–1500 м, приводящей к интенсификации течений, обнаруженной в работе [21].

Рассмотрим характер отклонений результатов моделирования измерений буев *ARGO* подробнее. Для каждого из буев (всех точек его траектории) строятся вертикальные профили отклонений модельных результатов по температуре и солёности от измеренных. Для этого все данные интерполируются на одни и те же горизонты по глубинам: 2,5; 5; 10; 15; 20; 25; 30; 40; 50; 62,5; 75; 87,5; 100; 112,5; 125; 150; 200; 300; 400; 500; 700; 900; 1100; 1300; 1500 м. На каждом из них вычисляется разница соответствующих измеренных и модельных значений. На рис. 1 представлены средние профили для рассчитанных отклонений по данным о температуре и солёности для буя 6900804 и выборочные глубоководные профили отклонений температуры и солёности. Используемые для построения

рисунков данные берутся за период эксплуатации выбранного буя (с 19.03.2011 по 29.12.2011 г.). Представленные рисунки наглядно подтверждают ранее полученные и приведенные в табл. 2 результаты.

Т а б л и ц а 2
T a b l e 2

Среднеарифметические (*mean*) и среднеквадратические (*rms*) отклонения модельных значений *S* и *T* от значений, измеренных в точках профилирования буями *ARGO*
The mean and rms deviations of model *T* and *S* from the values measured with *ARGO* floats

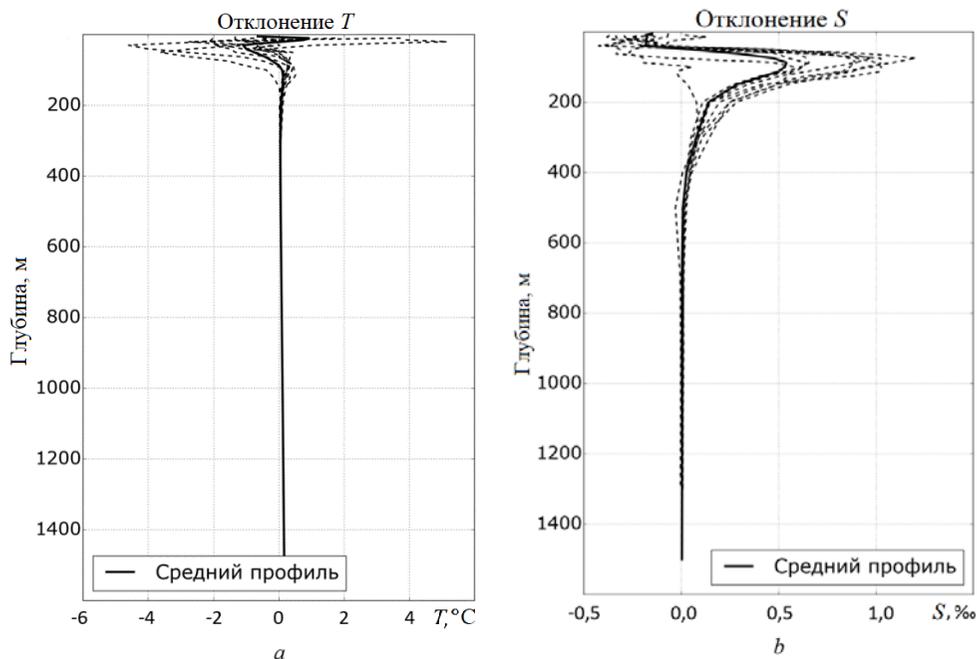
Глубина слоя, м / Layer depth, m	Температура, °C / Temperature, °C		Соленость, ‰ / Salinity, ‰	
	<i>mean</i>	<i>rms</i>	<i>mean</i>	<i>rms</i>
0–5	–0,450	0,602	–0,095	0,160
5–30	0,223	0,436	–0,145	0,149
30–100	–0,218	0,292	0,402	0,487
100–300	0,072	0,080	0,180	0,202
300–800	0,051	0,052	–0,059	0,067
800–1500	0,125	0,125	–0,003	0,008

Из рис. 1, *a* видно, что в приповерхностном слое (0–5 м) модель в среднем завышает температуру по сравнению с данными *ARGO*, в слое 5–30 м, наоборот, в среднем занижает, а в слое 30–100 м опять завышает. В глубоководных слоях ниже 800 м значения отклонений по температуре несколько увеличиваются, что соответствует табл. 2.

Отклонения по солености имеют более простую структуру по глубине (рис. 1, *b*). В слое 0–50 м в среднем модель завышает соленость по сравнению с данными *ARGO*, а в слое от 50 до ~ 300 м, наоборот, занижает. В глубоководных слоях ниже 300 м значительных отклонений между данными по солености не наблюдается.

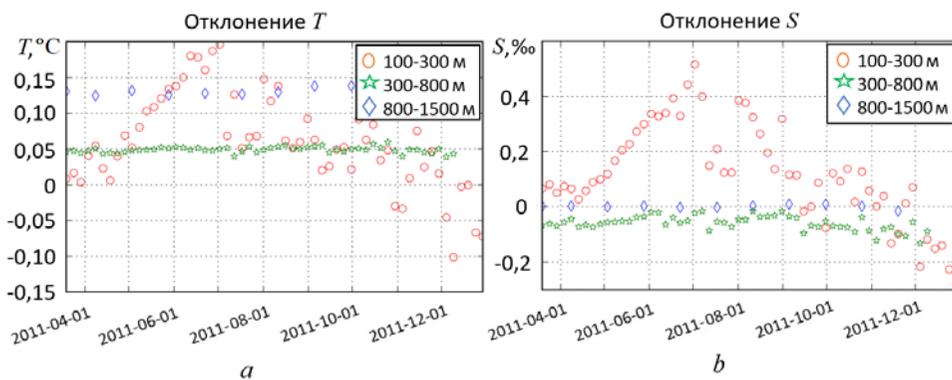
В приповерхностном слое ошибки по температуре и солености имеют одинаковый знак. Эти ошибки свидетельствуют о том, что данные *SKIRON* по температуре поверхности моря *T* и климатические данные по солености *S* отличаются от данных *ARGO*. Характер профилей ошибок по глубине соответствует представленным в работе [16]: модель в слое 50–200 м достаточно сильно занижает соленость, а в слое 50–100 м завышает температуру.

Для более наглядного представления результатов, полученных для глубоководных слоев ниже холодного промежуточного слоя (30–100 м), на рис. 2 показаны отклонения послойно осредненных значений натуральных измерений от соответствующих им значений модельных данных вдоль траектории движения буя 6900804 за рассматриваемый период его эксплуатации. Анализируя представленные рисунки, мы отчетливо видим, что для слоя субпикноклина (300–1500 м) отклонения сравниваемых данных для обеих характеристик морской среды незначительны, кроме описанных выше температурных отклонений на глубине 800–1500 м. Также прослеживается обсуждаемое ранее ухудшение согласованности сравниваемых данных в слое основного пикноклина (100–300 м).



Р и с. 1. Вертикальный средний профиль всех отклонений (сплошная линия) и выборочные глубоководные профили отклонений (пунктирные линии) вдоль траектории движения буя 6900804: *a*) температура ($^{\circ}\text{C}$); *b*) соленность (‰)

F i g. 1. Vertical mean profile of all the deviations (solid line) and sampling deep-water deviation profiles (dotted lines) along the trajectory of the buoy 6900804 motion: *a*) temperature ($^{\circ}\text{C}$); *b*) salinity (‰)



Р и с. 2. Значения отклонений сравниваемых данных вдоль траектории движения буя 6900804 для слоев основного пикноклина (100–300 м) и субпикноклина (300–1500 м): *a*) температура ($^{\circ}\text{C}$); *b*) соленность (‰)

F i g. 2. Values of deviations of the compared data along the trajectory of the buoy 6900804 motion for the main pycnocline (100–300 m) and the sub-pycnocline (300–1500 m): *a*) temperature ($^{\circ}\text{C}$); *b*) salinity (‰)

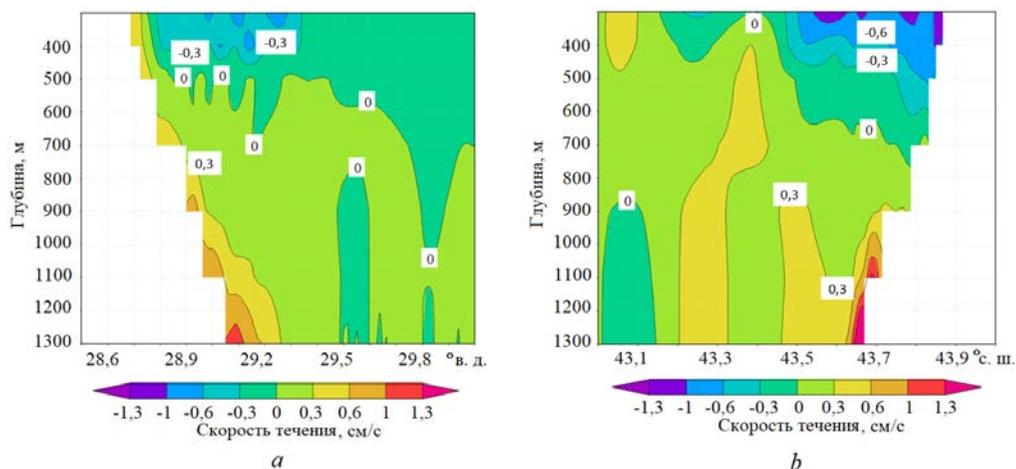
В связи с тем, что буи *ARGO* не измеряют скорости течений напрямую, проверка достоверности модельных течений возможна только на основе рассчитанных в работе [21] средних скоростей течений в глубоководных слоях по данным об их перемещении. Согласно полученным в этой работе послой-

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ том 35 № 3 2019 229

ным оценкам средних скоростей, считается, что ниже основного пикноклина (100–300 м) они составляют ~ 4 см/с, а в слое 800–1200 м усиливаются до 6 см/с. Если учитывать все обработанные данные, то наибольшие значения средних скоростей наблюдаются в январе – марте, а наименьшие – в июне – октябре [21].

Для анализа скоростей глубоководных течений, полученных по результатам численного моделирования, строятся средние за август 2011 г. значения вдольбереговых компонент скорости глубоководных течений на поперечных к берегу разрезах рядом с двумя ранее выбранными в работе* локациями: Болгарским ($28^{\circ} 0'$ в. д.; $42^{\circ} 0'$ с. ш.) и Кавказским ($39^{\circ} 12'$ в. д.; $43^{\circ} 54'$ с. ш.) побережьями.

Представленные на рис. 3 вдольбереговые компоненты скорости свидетельствуют о некоторых особенностях глубоководных течений, нехарактерных для общепринятой схемы циклонической циркуляции вод ЧМ. Здесь положительные значения скоростей соответствуют антициклонической направленности течений, а отрицательные – циклонической. На этих рисунках отчетливо прослеживается антициклоническая циркуляция на глубинах от 800 м со скоростями течений, достигающими 1,5 см/с. Величина глубинной антициклонической циркуляции несколько меньше ранее упомянутых полойных оценок средних скоростей ниже основного пикноклина (100–300 м) [21]. Возможно, это следствие ранее выявленных в работе температурных отклонений модельных и измеренных значений в слое 800–1500 м.



Р и с. 3. Средние за август значения вдольбереговых компонент скорости течений на поперечных к берегу разрезах: *a)* меридиональная компонента скорости у Болгарского побережья; *b)* зональная компонента скорости у Кавказского побережья

F i g. 3. August-average values of the along-coast currents' velocity components at the sections normal to the coast: *a)* meridian velocity component near the Bulgarian coast; *b)* zonal velocity component near the Caucasian coast

* Маркова Н. В., Дымова О. А., Демьшев С. Г. Исследование гидрофизических полей Черного моря под основным пикноклином: валидация результатов численного моделирования на основе данных ARGO // Физическое и математическое моделирование процессов в геосредах. М., 2018. С. 180–182.

В связи с выявленным отклонением в слое 800–1500 м по температуре в дальнейшем стоит уделить особое внимание параметрам модели, связанным с притяжкой модельных данных по глубине, и качеству используемых для притяжки данных.

4. Заключение

В работе проанализированы результаты сравнения полей солёности и температуры Черного моря, рассчитанных по модели морской циркуляции *INMOM* для акваторий ЧАММ и измеренных буйами *ARGO* в 2011 г. Обнаружено, что наибольшие значения отклонений рассматриваемых характеристик водной среды относятся к верхним слоям моря (0–100 м). Также показано, что в более глубоководных слоях (300–1500 м) уровень согласованности результатов моделирования и натуральных данных значительно выше. Однако при сравнении данных отмечены большие отклонения между сравниваемыми температурными данными в нижнем слое субпикноклина (800–1500 м). Основная причина выявленных отклонений для обеих характеристик в верхних слоях моря и для температуры в нижнем слое субпикноклина может быть связана с данными, которые усваиваются с помощью наджинга на поверхности и по глубине.

Проведен анализ модельных течений, который показал некоторые особенности глубоководных течений, нехарактерных для общепринятой схемы циклонической циркуляции рассматриваемой морской акватории. Обнаружена антициклоническая циркуляция на глубинах ниже 800 м со скоростями течений, достигающими 1,5 см/с. Интенсивность глубоководной вдольбереговой антициклонической циркуляции в представленных расчетах оказалась ниже, чем в работе [21].

В целом представленные расчеты показывают, что пока нельзя с уверенностью судить о структуре глубоководной антициклонической циркуляции по причине того, что существует много неопределенностей в исходных данных наблюдений и воспроизведение глубинной циркуляции ЧМ затруднено из-за особенностей топографии дна ЧМ, характеризующейся большими свалами глубин. Для уточнения характера глубинной циркуляции ЧМ необходимо проводить дальнейшие натурные и модельные исследования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Численные эксперименты по реконструкции глубинных течений в Черном море / С. Г. Демьшев [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2016. № 2. С. 38–52. doi:10.22449/0233-7584-2016-2-38-52
2. Павлушин А. А., Шапиро Н. Б., Михайлова Э. Н. Роль рельефа дна и β -эффекта в динамике Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 6. С. 27–39. doi:10.22449/0233-7584-2017-6-27-39
3. Stanev E. V. On the mechanisms of the Black Sea circulation // Earth-Science Reviews. 1990. Vol. 28, iss. 4. P. 285–319. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(90\)90052-W](https://doi.org/10.1016/0012-8252(90)90052-W)
4. Булгаков С. Н., Кортаев Г. К., Уайтхэд Дж. А. Роль потоков плавучести в формировании крупномасштабной циркуляции и стратификации вод моря. Часть 2: лабораторные эксперименты // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 1996. Т. 32, № 4. С. 557–564.
5. Саркисян А. С., Джиоев Т. З. Диагностическая модель и расчет течений в Черном море // Метеорология и гидрология. 1974. № 3. С. 71–76.
6. Марчук Г. И., Кордзадзе А. А., Скиба Ю. Н. Расчет основных гидрологических полей Черного моря на основе метода расщепления // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1975. Т. 11, № 4. С. 379–393.
7. Петренко Л. А., Кушниц В. М. Климатические придонные течения в Черном море // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006. Вып. 14. С. 477–486.

8. Расчет течений и распространения загрязнения в прибрежных водах Большого Сочи / Н. А. Дианский [и др.] // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49, № 6. С. 664–675. doi:10.7868/S0002351513060047
9. Splitting Numerical Technique with Application to the High Resolution Simulation of the Indian Ocean Circulation / G. I. Marchuk [et al.] // Pure and Applied Geophysics. 2005. Vol. 162, iss. 8–9. P. 1407–1429. https://doi.org/10.1007/s00024-005-2677-8
10. Developments in ocean climate modelling / S. M. Griffies [et al.] // Ocean Modelling. 2000. Vol. 2, iss. 3–4. P. 123–192. https://doi.org/10.1016/S1463-5003(00)00014-7
11. Brydon D., Sun S., Bleck R. A new approximation of the equation of state for seawater, suitable for numerical ocean models // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1999. Vol. 104, iss. C1. P. 1537–1540. https://doi.org/10.1029/1998JC900059
12. Numerical model of the circulation of the Black Sea and the Sea of Azov / V. B. Zalesny [et al.] // Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling. 2012. Vol. 27, iss. 1. P. 95–112. doi:10.1515/rnam-2012-0006
13. Полонский А. Б., Шокурова И. Г., Белокопытов В. Н. Десятилетия изменчивость температуры и солености в Черном море // Морской гидрофизический журнал. 2013. № 6. С. 27–41.
14. Pacanowski R. C., Philander S. G. H. Parametrization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans // Journal of Physical Oceanography. 1981. Vol. 11, no. 11. P. 1443–1451. https://doi.org/10.1175/1520-0485(1981)011<1443:POVMIN>2.0.CO;2
15. Does nudging squelch the extremes in regional climate modeling? / T. L. Otte [et al.] // Journal of Climate. 2012. Vol. 25, no. 20. P. 7046–7066. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00048.1
16. Дорофеев В. Л., Сухих Л. И. Моделирование долговременной эволюции гидрофизических полей Черного моря // Океанология. 2017. Т. 57, № 6. С. 871–884. doi:10.7868/S003015741706003X
17. Дианский Н. А., Багно А. В., Залесный В. Б. Сигма-модель глобальной циркуляции океана и ее чувствительность к вариациям напряжения трения ветра // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38, № 4. С. 537–556.
18. North Atlantic simulations in Coordinated Ocean-ice Reference Experiments phase II (CORE-II). Part I: Mean states / G. Danabasoglu [et al.] // Ocean Modelling. 2014. Vol. 73. P. 76–107. doi:10.1016/j.ocemod.2013.10.005
19. Ретроспективные расчеты циркуляции и ледяного покрова Охотского моря на основе современных технологий численного моделирования / Н. А. Дианский [и др.] // Вести газовой науки. Пос. Развилка, Московская обл. : Газпром ВНИИГАЗ, 2017. № 4(32). С. 82–93.
20. Lorenc A. C., Bell R. S., Macpherson B. The Meteorological Office analysis correction data assimilation scheme // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 1991. Vol. 117, iss. 497. P. 59–89. https://doi.org/10.1002/qj.49711749704
21. Маркова Н. В., Базаев А. В. Оценка скоростей глубоководных течений в Черном море по данным дрейфующих буев-профилемеров ARGO // Морской гидрофизический журнал. 2016. № 3. С. 26–39. doi:10.22449/0233-7584-2016-3-26-39
22. Development of Black Sea nowcasting and forecasting system / G. K. Korotaev [et al.] // Ocean Science. 2011. Vol. 7, iss. 5. P. 629–649. doi:10.5194/os-7-629-2011

Об авторах:

Коршенко Евгения Александровна, младший научный сотрудник, отдел численного моделирования гидрофизических процессов, лаборатория оперативного моделирования, Государственный океанографический институт имени Н. Н. Зубова (119034, Москва, Кропоткинский пер., д. 6), **ORCID ID: 0000-0003-2310-9730**, zhenyakorshenko@gmail.com

Дианский Николай Ардальянович, главный научный сотрудник, кафедра физики моря и вод суши физического факультета, Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова (119991, Россия, г. Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, стр. 2), доктор физико-математических наук, доцент, **ORCID ID: 0000-0002-6785-1956**, **ResearcherID: R-8307-2018**, nikolay.diansky@gmail.com

Фомин Владимир Васильевич, старший научный сотрудник, отдел численного моделирования гидрофизических процессов, лаборатория оперативного моделирования, Государственный океанографический институт имени Н. Н. Зубова (119034, Россия, г. Москва, Кропоткинский пер., д. 6), **ORCID ID: 0000-0001-8857-1518**, **ResearcherID: C-2124-2017**, vladimirfomin@gmail.com