Научная статья

УДК 556
EDN: TGBETI

Моделирование большого балтийского затока с помощью совместной модели Северного и Балтийского морей

Н. А. Тихонова [1, 2, ✉], Е. А. Захарчук [1], М. В. Виноградов [1, 2], В. С. Травкин [1, 2]

[1] *Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия*
[2] *Государственный океанографический институт имени Н. Н. Зубова, Росгидромет, Москва, Россия*
✉ *nata-tik@yandex.ru*

Поступила в редакцию 07.10.2024; одобрена после рецензирования 18.11.2024; принята к публикации 29.01.2025.

Аннотация
Цель. С помощью численного моделирования исследованы структура и пути движения потоков трансформированных североморских вод в Балтийском море в период формирования и распространения большого балтийского затока, произошедшего в декабре 2014 г.
Методы и результаты. Для достижения цели на базе модели *INMOM* разработана трехмерная бароклинная гидродинамическая модель Северного и Балтийского морей, имеющая сферическую сеточную область с детализацией в Датских проливах. Проведен численный эксперимент, в рамках которого рассчитаны поля океанологических характеристик в системе двух морей за период с 1 января 2014 по 31 декабря 2015 г. Сравнение рассчитанных по модели значений солености и характеристик течений с измеренными на станциях Дарсс Силл и Аркона, а также с данными регионального реанализа *BSPAF* показало, что модель *INMOM* в основном лучше воспроизводит изменения солености и характеристики средних течений, чем данные реанализа. По результатам моделирования описаны особенности вертикальной изменчивости солености и течений в Датских проливах во время формирования большого балтийского затока. Оценены среднесуточные и суммарные объемы переносимых вод в проливах Зунд, Большой и Малый Бельты в основной период большого затока. Описаны особенности распределения полей придонной солености в различные периоды его формирования. С помощью лагранжева моделирования описаны пути распространения вод большого балтийского затока.
Выводы. Оценки водообмена, полученные с помощью модели *INMOM*, свидетельствуют, что в декабре 2014 г. во время основного периода большого балтийского затока всего через Датские проливы прошло 241,4 км^3 каттегатских вод. Наибольшая их часть распространялась через пролив Большой Бельт (170,9 км^3), в то время как через пролив Зунд прошло всего 68,9 км^3. Влияние пролива Малый Бельт на транспорт вод во время большого затока оказалось очень незначительным (всего 1,6 км^3). Исследование путей распространения по Балтике трансформированных североморских вод по окончании затока показывает, что во́ды большого балтийского затока после прохождения Датских проливов широким потоком распространяются в Юго-Западную Балтику, затем проникают в Гданьский залив и движутся далее по циклонической траектории через глубоководные районы восточного и северного Готландских бассейнов, не проникая в Финский залив, а к концу декабря 2015 года достигают Ландсортской впадины в западном Готландском бассейне.

© Тихонова Н. А., Захарчук Е. А., Виноградов М. В., Травкин В. С., 2025

Ключевые слова: гидродинамическое моделирование, *INMOM*, Балтийское море, Северное море, Датские проливы, большой балтийский заток, соленость Балтийского моря, течения Балтийского моря, региональный реанализ гидрофизических полей, водообмен, соленость воды, уровень моря, стратификация вод, лагранжево моделирование

Благодарности: работа выполнена за счет гранта РНФ № 24-27-00412 «Уточнение механизмов генерации и нестационарности больших балтийских затоков» https://rscf.ru/project/24-27-00412/

Для цитирования: Моделирование большого балтийского затока с помощью совместной модели Северного и Балтийского морей / Н. А. Тихонова [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 2. С. 185–212. EDN TGBETI.

Original article

Modeling of the Major Baltic Inflow Using a Joint Model of the North and Baltic Seas

N. A. Tikhonova [1, 2, ✉], E. A. Zakharchuk [1], M. V. Vinogradov [1, 2], V. S. Travkin [1, 2]

[1] *Saint Petersburg State University*, *Saint Petersburg*, *Russia*
[2] *N. N. Zubov State Oceanographic Institute*, *the Federal Service for Hydrometeorology and Environmental Monitoring*, *Moscow*, *Russia*
✉ *nata-tik@yandex.ru*

Abstract
Purpose. The purpose of the work consists in studying the structure and flow routes of the transformed North Sea waters in the Baltic Sea during the formation and spread of the Major Baltic inflow in December 2014 using numerical modeling.
Methods and Results. To achieve the stated aim, a three-dimensional baroclinic hydrodynamic model of the North and Baltic seas with a spherical grid area detailed in the Danish Straits has been developed based on the *INMOM* model. Within the framework of the performed numerical experiment, the oceanological characteristic fields were assessed in the system of two seas for the period January 1, 2014 – December 31, 2015. A comparison of the model-derived salinity and sea current characteristic values with those measured at the Darss Sill and Arkona stations as well as with the *BSPAF* regional reanalysis data has shown that the *INMOM* model in general reproduces the changes both in salinity and in characteristics of the average currents better than the reanalysis data. The features of vertical variability of salinity and sea currents in the Danish Straits during the Major Baltic inflow formation are described based on the simulation results. The daily average and total volumes of water transported in the Sound, Great Belt and Little Belt straits during the main period of the Major inflow are estimated. The features of distribution of the near-bottom salinity fields during different periods of its formation are described. The Lagrangian modeling made it possible to describe the ways in which the waters of the Major Baltic inflow spread.
Conclusions. The estimates of water exchange obtained due to the *INMOM* model indicate that during the main period of the Major Baltic inflow (December 2014), a total of 241.4 km^3 of Kattegat waters passed through the Danish Straits. The inflow largest part, 170.9 km^3, spread through the Great Belt Strait, while only 68.9 km^3 passed through the Sound Strait. The effect of the Small Belt Strait on water transport during the Major Baltic inflow was very insignificant – only 1.6 km^3. The study of distribution routes of the transformed North Sea waters over the Baltic Sea after the end of the Major Baltic inflow shows that having passed the Danish Straits, its waters spread in a wide stream to the southwestern Baltic, then penetrate to the Gulf of Gdansk, move further along a cyclonic trajectory through the deep-sea areas of the eastern and northern parts of the Gotland Basin without entering the Gulf of Finland, and by the end of December 2015, they reach the Landsort Deep in the western part of the Gotland basin.

Keywords: hydrodynamic modeling, *INMOM*, Baltic Sea, North Sea, Danish Straits, Major Baltic inflow, salinity of the Baltic Sea, currents of the Baltic Sea, regional reanalysis of hydrophysical fields, water exchange, water salinity, sea level, stratification of waters, Lagrangian modeling

Acknowledgements: The study was carried out at financial support of the RSF grant No. 24-27-00412 "Clarifying the mechanisms of generation, and non-stationarity of the Major Baltic inflows" https://rscf.ru/project/24-27-00412/.

For citation: Tikhonova, N.A., Zakharchuk, E.A., Vinogradov, M.V. and Travkin, V.S., 2025. Modeling of the Major Baltic Inflow Using a Joint Model of the North and Baltic Seas. *Physical Oceanography*, 32(2), pp. 211-237.

Введение

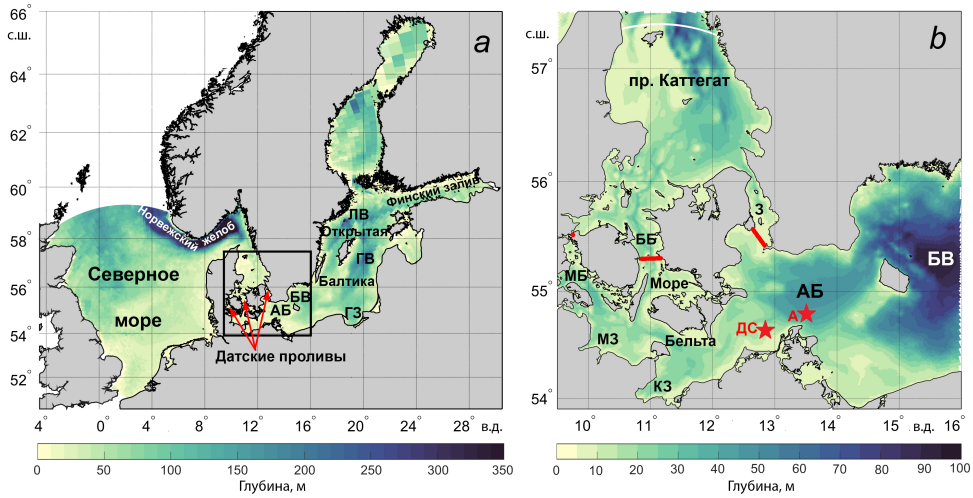
Большими балтийскими затоками (ББЗ) называют нерегулярные внедрения в Балтийское море продолжительностью 6–29 сут экстремально больших объемов североморских вод, от 90 до 258 км^3, которые проникают в глубоководные районы открытой Балтики (рис. 1), оказывая благоприятное влияние на экологическое состояние этого моря [1–7]. Слабые затоки североморских вод объемом 10–20 км^3 происходят постоянно, но чаще всего проникновение этих вод в Балтику ограничивается только Арконским бассейном (рис. 1). ББЗ – сравнительно редкое явление, отмечающееся до начала 1980-х гг. от одного-двух раз в год до одного раза в несколько лет [4]. Распространяясь далеко в открытую часть Балтийского моря, высокосоленые и богатые кислородом воды больших затоков обновляют подверженные гипоксийным условиям придонные и глубинные водные массы Балтики [1] [2, 4, 8]. Наблюдения показывают, что после 1983 г. количество ББЗ значительно уменьшилось и интервал между ними, который называют также периодом стагнации [8], заметно увеличился и стал составлять 10–11 лет [4, 6, 7–9]. Физические механизмы увеличения периодов стагнации до настоящего времени остаются неизученными. Последний большой заток произошел в декабре 2014 г. [5], после чего в научной литературе новые ББЗ не описывались.

ББЗ можно рассматривать как экстремальную составляющую водообмена между Северным и Балтийским морями. Например, по оценкам К. Виртки [10] и Х. Фишера и В. Маттеуса [3], в ноябре – декабре 1951 г. во время ББЗ через Датские проливы прошло около 200–225 км^3 каттегатских вод, что составило примерно 40 % годовой нормы.

Накопленные сведения об изменчивости гидрометеорологических процессов во время ББЗ позволили исследователям выделить четыре периода в процессе его формирования: период оттока балтийских вод, предшествующий затоку период, основной период затока и период после затока [4, 5, 8].

Период оттока балтийских вод наступает, когда над регионом Северо-Западной Европы дуют ветры восточных румбов, что способствует оттоку вод из Балтики в Северное море и понижению ее уровня. Этот период очень важен для формирования будущего ББЗ, так как чем продолжительнее и интенсивнее будет отток вод из Балтики, тем больше понизится ее уровень и тем больший градиент уровня между Каттегатом и Юго-Западной Балтикой сформируется перед началом ББЗ. От этого градиента во многом зависит интенсивность ББЗ [4, 5, 8].

[1] *Антонов А. Е.* Крупномасштабная изменчивость гидрометеорологического режима Балтийского моря и ее влияние на промысел. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1987. 247 с.



Р и с. 1. Батиметрия Северного и Балтийского морей (черным квадратом обозначен район Юго-Западной Балтики и Каттегата) (*a*), укрупненное изображение выделенной области (*b*). Обозначения: звездочки – местоположение автоматических станций Дарсс Силл (ДС) и Аркона (А); АБ – Арконский бассейн, БВ – Борнхольмская впадина, ГВ – Готландская впадина, ЛВ – Ландсортская впадина, МБ – пролив Малый Бельт, ББ – пролив Большой Бельт; З – пролив Зунд, СК – Скагеррак, МЗ – Мекленбургский залив, КЗ – Кильский залив, ГЗ – Гданьский залив

F i g. 1. Bathymetry of the North and Baltic seas (black square indicates the area of the southwestern Baltic and Kattegat) (*a*), enlarged image of the selected area (*b*). Designations: asterisks show location of the Darss Sill (ДС) and Arkona (A) automatic stations; АБ is Arkona Basin, БВ is Bornholm Deep, ГВ is Gotland Deep, ЛВ is Landsort Deep, МБ is Little Belt Strait, ББ is Great Belt Strait; З is Sound Strait, СК is Skagerrak, МЗ is Mecklenburg Bay, КЗ is Kiel Bay, ГЗ is Gulf of Gdansk

В предшествующий затоку период синоптическая ситуация изменяется: восточный ветер ослабевает и начинает менять свое направление на западное, в результате уровень моря в Каттегате начинает расти, постепенно приближаясь к значению уровня на юго-западе Балтики [4, 5, 9].

Основной период затока наступает, когда подъем уровня Северного моря, начавшийся в предшествующий период, достигает критического значения, при котором градиент уровня становится направленным из Каттегата в юго-западную часть Балтики и продолжает расти под воздействием сильных западных ветров, продолжительность которых достигает 2–3 недель. В это время перепад уровня между проливом Каттегат и юго-западной частью Балтики (рис. 1, *b*) может достигать 1,0–1,7 м [11]. В результате происходит поступление больших масс высокосоленых и обогащенных кислородом каттегатских вод в Балтийское море, что, в свою очередь, приводит в дальнейшем к понижению уровня в Северном море и повышению в Балтийском [4, 5, 8].

Период после затока начинается, когда западные ветры ослабевают и североморские воды перестают накапливаться в Датских проливах. Так как уровень Балтики повышен относительно уровня Северного моря, начинается отток воды из Балтийского моря и его уровень понижается до отметки, близкой к его среднему значению [4, 7, 8].

Математическое моделирование водообмена и океанографических условий в системе Северного и Балийского морей является сложной задачей по двум основным причинам. Во-первых, океанологические режимы этих морей очень сильно различаются. Северное море – мелководный (за исключением Норвежского желоба) (рис. 1, *a*), слабо стратифицированный морской бассейн с интенсивными приливной динамикой и вертикальным перемешиванием, сравнительно свободно сообщающийся с океаном, поэтому его соленость близка к океанической. Балтийское море, наоборот, почти полностью замкнутый солоноватый морской бассейн с очень слабой приливной динамикой и резкой стратификацией, ограничивающей вертикальное перемешивание между поверхностными и глубинными водными массами. Вторая причина обусловлена узостью и мелководностью Датских проливов, соединяющих Северное и Балтийское моря (Зунд, Большой Бельт, Малый Бельт) (рис. 1, *b*), которые имеют сложную морфометрию береговой линии и рельефа дна. Минимальная ширина пролива Зунд менее 5 км, а наименьшая его глубина – 8 м; для пролива Большой Бельт эти параметры составляют 3,7 км и более 20 м; для пролива Малый Бельт – 0,8 км и 12 м соответственно [8, 12, 13].

Такие характеристики Датских проливов требуют использования при численном моделировании сеточной области с ячейками, размеры которых должны быть существенно меньше наименьшей ширины проливов, чтобы правильно воспроизвести расходы воды в этих проливах, а также особенности стратификации и структуры течений. Вычислительные возможности современных компьютеров не позволяют использовать равномерные сетки с таким высоким пространственным разрешением для моделирования не только совместной акватории Северного и Балтийского морей, но и одного Балтийского моря. Для решения этой проблемы исследователи при моделировании океанологических условий Балтийского моря искусственно расширяли Датские проливы, подстраивая их ширину под пространственное разрешение используемой в модели сеточной области [14–16]. Такая процедура при неизменной глубине приводила к изменению площади поперечного сечения проливов. Поэтому для сохранения площади поперечного сечения уменьшалась глубина проливов. Оба эти изменения в морфометрии проливов приводят к изменениям стратификации, структуры течений и объема транспорта соли в Датских проливах [12].

Важным масштабом длины, который нужно учитывать при моделировании океанологических полей для правильного разрешения мезомасштабных вихрей, апвелингов [17], структуры узких струй, вызванных динамикой гравитационных течений в юго-западной части Балтийского моря [18, 19], является бароклинный радиус деформации Россби. По оценкам разных исследователей, самые большие его значения (7–9 км) отмечались в Борнхольмском бассейне и глубоководных районах открытой Балтики, а самые маленькие (1–2 км) – в мелководных районах моря с глубинами менее 50 м [20–23]. В связи с этим с целью улучшения пространственного разрешения при проведении численных экспериментов стали применять модели с вложенными сетками. Например, в работе [12] модельная область с вложенной равномерной сеткой имела пространственное разрешение 900 м и включала акватории пролива Каттегат,

Датских проливов, Арконский и Борнхольмский бассейны Балтики (рис. 1, *b*). Одна из жидких границ модели располагалась на севере Каттегата, а другая – на востоке Борнхольмского бассейна [12]. Однако такие модели не позволяют исследовать пути распространения вод ББЗ в других районах Балтийского моря.

Более перспективными для изучения ББЗ, на наш взгляд, являются модели с неструктурированными сетками, имеющими наибольшее сгущение (детализацию) в районе Датских проливов, что позволяет более точно описать структуру течений, стратификацию водных масс и перенос соли через узкие и мелководные проливы. В работе [24] использовалась совместная модель Северного и Балтийского морей со смешанной треугольно-четырехугольной неструктурированной сеткой, позволившей добиться номинального пространственного разрешения 200 м в Датских проливах. Сравнение результатов моделирования с данными мареографных измерений уровня моря и измерений температуры и солености на стационарных станциях *Fehmarn Belt* и *Arkona* показало в целом хорошее согласие, хотя на отдельных участках сравниваемых рядов расхождения между измеренными и рассчитанными значениями достигали 30–50 см для уровня моря, 3–5 °C для температуры и 2–3 ‰ – солености [24].

Основная цель работы – оценить возможности численного гидродинамического моделирования ББЗ с помощью трехмерной бароклинной модели Северного и Балтийского морей, имеющей сферическую сеточную область с детализацией в Датских проливах, и на основе результатов моделирования исследовать структуру и пути распространения потоков трансформированных североморских вод в Балтийском море после ББЗ, произошедшего в декабре 2014 г.

Данные и методы

Описание модели

В качестве базовой модели для описания океанологических процессов в системе Балтийского и Северного морей во время ББЗ 2014 г. была выбрана модель циркуляции океанов и морей *INMOM* (*Institute Numerical Mathematics Ocean Model*), разработанная в Институте вычислительной математики им. Г. И. Марчука Российской академии наук [25, 26].

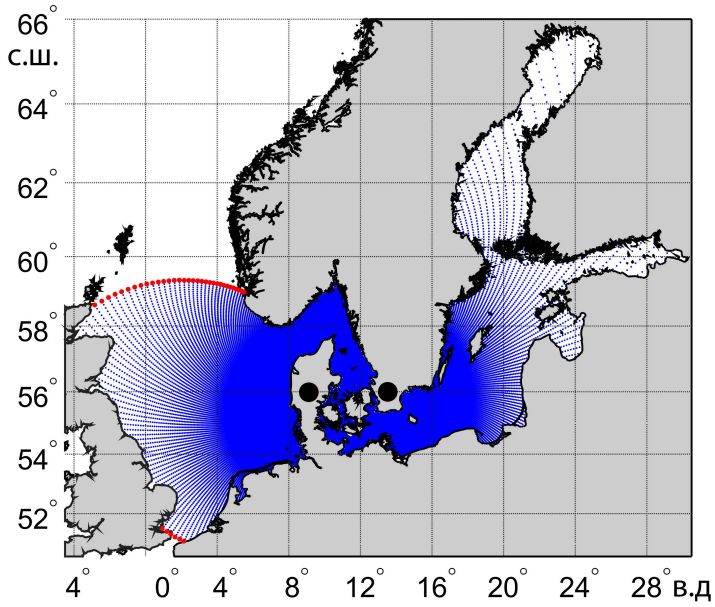
В основе *INMOM* лежит полная система нелинейных примитивных уравнений гидродинамики океана в сферических координатах в приближениях гидростатики и Буссинеска. В качестве вертикальной координаты используется безразмерная величина $\sigma = (z - \zeta)/(H - \zeta)$, где z – обычная вертикальная координата; $\zeta = \zeta(\lambda, \varphi, t)$ – отклонение уровня моря от невозмущенной поверхности как функция долготы λ, широты φ и времени t; $H = H(\lambda, \varphi)$ – глубина моря. Количество вертикальных сигма-слоев в модели 20.

Прогностическими переменными модели служат горизонтальные компоненты вектора скорости, потенциальная температура, соленость, отклонение уровня океана от невозмущенной поверхности. Для расчета плотности используется уравнение состояния, учитывающее сжимаемость морской воды и специально предназначенное для численных моделей [27].

Коэффициенты вертикальной турбулентной диффузии и вязкости выбирались согласно параметризации Пакановского – Филандера [28]. Коэффициент турбулентной диффузии изменялся от 1 до 50 см^2/с, турбулентной вязкости – от 1 до 250 см^2/с. Горизонтальные турбулентные диффузия и вязкость описывались обычным лапласианом с коэффициентами $\nu = (3–8)\cdot 10^4$ см^2/с. Придонное трение задавалось квадратичным уравнением с коэффициентом $C_D = 2{,}5 \cdot 10^{-4}$.

В модель включен блок термодинамики морского льда [29], состоящий из трех модулей. Модуль термодинамики описывает намерзание, таяние льда и выпадение снега. Модуль динамики льда рассчитывает скорости его дрейфа [2]. Модуль переноса льда служит для расчета эволюции ледяного и снежного покровов вследствие дрейфа [30].

В модели используется сферическая сетка с двумя полюсами, один из которых расположен на п-ове Юкатан (Дания), а другой – на самом юге Швеции (рис. 2). Пространственное разрешение узлов сеточной области в районе Датских проливов составляет около 300–700 м и пропорционально увеличивается до 6–12 км при удалении от проливов в сторону окраин двух морей.



Р и с. 2. Сеточная область модели. Красными точками обозначены жидкие границы модели, черными кружками – полюса сеточной области

F i g. 2. Grid area of the model. Red dots indicate the model liquid boundaries, and black circles – the grid area poles

[2] Scientific description of the sea ice component in the Community Climate System Model, Version three / B. Briegleb [et al.]. Boulder, Colorado : National Center for Atmospheric Research, 2004. 70 p. (NCAR/TN-463+STR). https://doi.org/10.5065/D6HH6H1P

Для данного варианта модели была скомбинирована батиметрия из *GEBCO* [3] (версия 2015 г.). При подготовке модельной батиметрии значения глубин интерполировались в узлы сетки и сглаживались фильтром Гаусса для исключения их резких перепадов, что существенно повышает устойчивость расчетов при моделировании.

Начальные и граничные условия

В качестве начальных условий использовались среднемесячные данные о температуре и солености воды на январь 2014 г. с вертикальным разрешением 5 м и пространственным разрешением 4,5 × 9 км из океанского реанализа *GLORYS*12*V*1 [4] (URL: http://marine.copernicus.eu).

Для граничных условий на поверхности моря в атмосферном модуле *INMOM* задавались следующие метеорологические характеристики с дискретностью 3 ч, пространственным шагом 0,25° и продолжительностью с января 2014 по декабрь 2015 г., полученные из реанализа *ERA*5 [5]: температура и влажность воздуха на высоте 2 м, давление на уровне моря, скорость ветра на уровне 10 м; падающая коротковолновая и длинноволновая радиации, атмосферные осадки.

На жидких границах Северного моря (рис. 2) задавались среднемесячные значения температуры и солености воды, которые наблюдались с января 2014 по декабрь 2015 г., а также амплитуды и фазы колебаний уровня и течений восьми основных приливных гармоник (*M*2, *S*2, *N*2, *K*2, *K*1, *O*1, *P*1, *M*4), взятых из глобальной приливной модели *TPXO*9 (URL: https://www.tpxo.net/global).

На твердых участках боковой границы потоки тепла и соли задавались равными нулю, а для скорости течений использовались условия непротекания и свободного скольжения.

Модельные расчеты проводились с 1 января 2014 по 31 декабря 2015 г. с выводом средних за каждый час результатов.

Верификация модели и сравнение результатов моделирования с данными регионального реанализа гидрофизических полей

Для верификации модели использовались данные контактных измерений солености и течений на разных горизонтах стационарных автоматических станций Дарсс Силл и Аркона, установленных на юго-западе Балтики на глубинах соответственно 21 и 45 м (рис. 1, *b*). Наблюдения за соленостью на станции Дарсс Силл производятся на горизонтах 2, 5, 7, 12, 17 и 19 м, а на станции Аркона – 2, 5, 7, 16, 25, 33, 40 и 43 м. Скорость и направление течений на этих станциях измеряется с помощью доплеровских акустических профилографов.

Результаты моделирования *INMOM* сравнивались с данными инструментальных измерений, а также с данными изменений солености и течений, полученными с помощью регионального реанализа гидрофизических полей

[3] URL: https://gebco.net/ (дата обращения: 24.03.2025).

[4] GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_030 / E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). https://doi.org/10.48670/moi-00021 (date of access: 24.03.2025).

[5] ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present / H. Hersbach [et al.] Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS), 2023. https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47 (date of access: 24.03.2025).

BSPAF [6, 7] (*Baltic Sea Physics Analysis and Forecast*), основанного на численной реализации гидродинамической модели *NEMO* 3.6 (*Nucleus for European Modeling of the Ocean*) [31, 32] для условий Балтийского моря. В этой модели используется процедура ассимиляции контактной и спутниковой информации на основе алгоритма одной из разновидностей фильтра Кальмана (*local singular evolutive interpolated Kalman (LSEIK) filter*) [33]. В качестве ассимилируемых переменных в модели *NEMO* 3.6 использовались спутниковые данные о поверхностной температуре воды, предоставленные ледовой службой *SMHI* (*Swedish Meteorological and Hydrological Institute*), а также измерения *T* и *S in situ* из базы данных *ICES* (URL: http://www.ices.dk). Для задания граничных условий на поверхности моря в модели *NEMO* 3.6 использовались данные о метеорологических характеристиках, рассчитанные с помощью атмосферной модели *ECMWF ERA*5. Данные регионального морского реанализа *BSPAF* имеют суточное осреднение, разрешение по горизонтали 3,9 км и 56 горизонтов по вертикали (толщина слоев меняется в зависимости от глубины от 3 до 22 м) и охватывают период с 1993 по 2022 г.

Для сравнения измеренных и рассчитанных по модели *INMOM* и по данным реанализа *BSPAF* изменений солености на разных глубинах оценивались математические ожидания рядов солености m_s, их среднеквадратические отклонения (СКО) σ_s, минимальные S_{min} и максимальные S_{max} значения, а также коэффициент корреляции R_{ss} между измеренными и модельными значениями солености. Точность рассчитанных по моделям *INMOM* и *NEMO* 3.6 (реанализ *BSPAF*) значений солености оценивалась через критерий точности P_a, который показывает, какое количество рассчитанных по моделям значений солености попадает в диапазон $< 0{,}674\sigma$, где σ – СКО измеренных на станциях Дарсс Силл и Аркона значений солености.

Для сравнения измеренных и модельных значений течений с помощью векторно-алгебраического метода анализа случайных процессов [8, 9] оценивались следующие статистические характеристики изменчивости скорости и направления течений:

1) математическое ожидание векторного процесса $\mathbf{m}_v$ (модуль $|\mathbf{m}_V|$ и направление α_m);

2) линейный инвариант тензора СКО $[I_1(0)]^{0,5}$, где $I_1(0) = \lambda_1(0) + \lambda_2(0)$ – линейный инвариант тензора дисперсии векторного процесса, определяемый через полудлины главных осей $\lambda_1(0)$ и $\lambda_2(0)$ эллипса дисперсии и ориентацию $\alpha°$ его большой оси относительно географической системы координат:

---

[6] BALTICSEA_MULTIYEAR_PHY_003_011 / E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). https://doi.org/10.48670/moi-00013 (date of access: 24.03.2025).

[7] BALTICSEA_REANALYSIS_PHY_003_011. Issue 2.5 : quality information document / Y. Liu [et al.] ; Baltic Sea Production Centre. EU Copernicus Marine Environment Monitoring Service, 2019. 15 p. https://doi.org/10.5281/zenodo.7935113

[8] *Белышев А. П., Клеванцов Ю. П., Рожков В. А.* Вероятностный анализ морских течений. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1983. 264 с.

[9] Методическое письмо по вероятностному анализу векторных временных рядов скорости течений и ветра. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1984. 61 с.

$$\lambda_{1,2}(0) = \sqrt{\frac{1}{2}\left(D_{vv} + D_{uu} \pm \sqrt{(D_{vv} - D_{uu})^2 + (D_{vu} + D_{uv})^2}\right)},$$

где D_{vv}, D_{uu} – дисперсии составляющих векторного процесса;

3) устойчивость течений $r = \sqrt{I_1(0)} / |\mathbf{m_v}|$, где $|\mathbf{m_v}|$ – модуль математического ожидания векторного процесса. При $r > 1$ интенсивность колебательных движений в потоке преобладает над интенсивностью среднего переноса, то есть течение является неустойчивым, при $r < 1$, наоборот, течения становятся устойчивыми;

4) два инварианта нормированной взаимной корреляционной тензор-функции между течениями, измеренными на станции Дарсс Силл и рассчитанными по модели *INMOM* и по данным *BSPAF*: линейный инвариант $I_1^{\mathbf{VU}}(\tau)$ и индикатор вращения $D^{\mathbf{VU}}(\tau)$. Линейный инвариант $I_1^{\mathbf{VU}}(\tau)$ равен следу матрицы корреляционной тензор-функции $K_{\mathbf{VU}}(\tau)$, двух векторных процессов $\mathbf{V}(t)$ и $\mathbf{U}(t)$ и характеризует общность интенсивностей коллинеарных изменений векторных процессов $\mathbf{V}(t)$ и $\mathbf{U}(t)$:

$$K_{\mathbf{VU}}(\tau) = \begin{pmatrix} K_{v_1u_1}(\tau), K_{v_1u_2}(\tau) \\ K_{v_2u_1}(\tau), K_{v_2u_2}(\tau) \end{pmatrix},$$

где τ – сдвиг по времени; v_1 – составляющая векторного процесса $\mathbf{V}(t)$ на параллель; v_2 – составляющая векторного процесса $\mathbf{V}(t)$ на меридиан; u_1 – составляющая векторного процесса $\mathbf{U}(t)$ на параллель; u_2 – составляющая векторного процесса $\mathbf{U}(t)$ на меридиан.

Индикатор вращения $D^{\mathbf{VU}}(\tau)$ равен разности недиагональных компонентов матрицы корреляционной тензор-функции $K_{\mathbf{VU}}(\tau)$ и характеризует общность ортогональных изменений в процессах $\mathbf{V}(t)$ и $\mathbf{U}(t)$, причем если $D^{\mathbf{VU}}(\tau) > 0$, то процесс $\mathbf{U}(t)$ развернут в среднем относительно процесса $\mathbf{V}(t)$ на заданном промежутке времени по часовой стрелке, если $D^{\mathbf{VU}}(\tau) < 0$, то против часовой стрелки.

Затем рассчитывался суммарный коэффициент корреляции:

$$R_{\mathbf{VU}}(\tau) = \sqrt{[I_1^{\mathbf{VU}}(\tau)]^2 + [D^{\mathbf{VU}}(\tau)]^2}.$$

Кроме этого, оценивались максимальные модули скорости течений $|V|_{\max}$.

Расходы течений Q через Датские проливы в период формирования ББЗ 2014 г. оценивались на основе рассчитанных по модели *INMOM* векторов скорости течений (V) на разных горизонтах вдоль трех разрезов, пересекающих проливы (см. рис. 1, *b*), по следующей формуле:

$$Q = \sum_{i=1}^{n} \sum_{z=1}^{m} VS, \tag{1}$$

где n – количество ячеек i на разрезе; m – количество горизонтов z в данной ячейке; V – меридиональная составляющая скорости течения в ячейке сетки на

горизонте z; S – площадь сечения ячейки, которая определялась как произведение толщины слоя (Δz) на расстояние между соседними узлами сеточной области модели (Δi), т. е. $S = \Delta z \cdot \Delta i$.

Для исследования путей распространения трансформированных североморских вод после ББЗ использовались два метода. С помощью первого метода были построены два океанологических разреза, проходящих по системе взаимосвязанных глубоководных впадин морского рельефа. Их расположение определялось исходя из опубликованных сведений о путях миграции соленых североморских вод во время ББЗ в Балтийском море [4, 5]. С использованием данных моделирования на этих разрезах строились диаграммы временной изменчивости солености в придонном слое. Во втором случае применялся лагранжев метод, подробное описание которого дано в работе [34]. В рамках данного метода на отрезке вдоль границы, проходящей севернее Датских проливов по линии с координатами 56,6° с. ш., 10,85° в. д. – 56,6° с. ш., 11° в. д. (см. рис. 1, *b*), с 1 ноября по 31 декабря 2014 г. ежесуточно размещалось 5000 пассивных маркеров. По рассчитанным с помощью модели *INMOM* полям векторов скорости течений для каждого маркера производился расчет его траектории на период времени один год (до 31 декабря 2015 г.).

Лагранжевы траектории рассчитывались при помощи уравнения адвекции

$$\frac{d\lambda}{dt} = u(\lambda, \varphi, t),$$

$$\frac{d\varphi}{dt} = v(\lambda, \varphi, t),$$

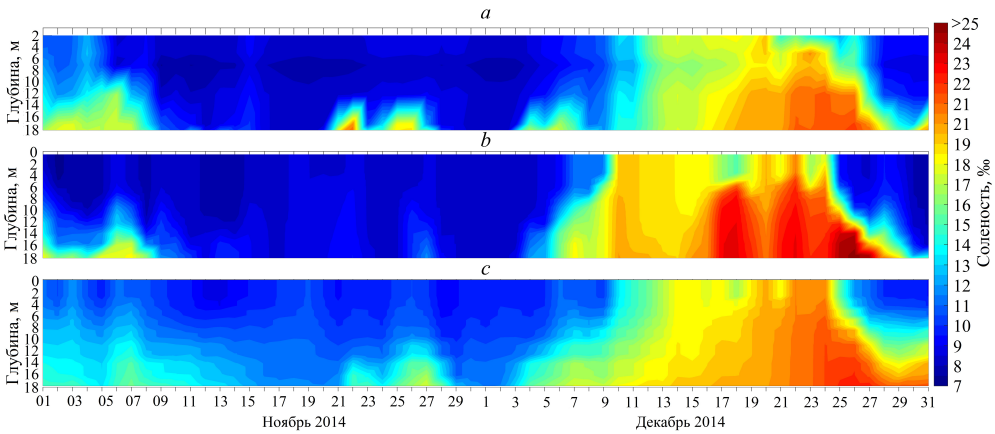
где u и v – это угловые компоненты скорости течений, рассчитанные с помощью модели *INMOM* в предпоследнем σ-слое по глубине; φ и λ обозначают широту и долготу соответственно. Угловые скорости используются для упрощения уравнения движения на сфере. Значения скорости внутри ячеек сетки рассчитывались при помощи бикубической интерполяции по пространству и интерполяции полиномом Лагранжа третьей степени по времени. При моделировании лагранжевых траекторий координаты пассивных маркеров фиксировались с дискретностью по времени 1 ч.

Результаты и обсуждение

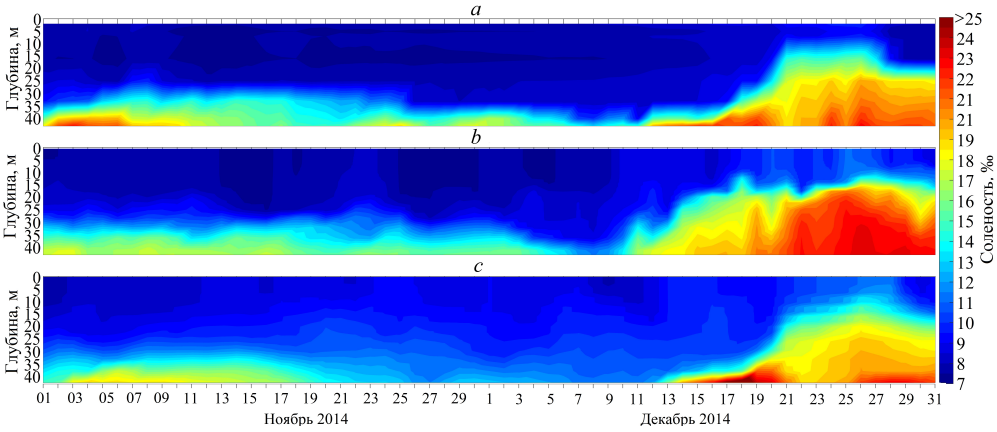
Сравнение измеренных и рассчитанных по модели INMOM и реанализу BSPAF значений солености и течений

На рис. 3 и 4 представлены изменения значений солености, полученных при измерении на разных горизонтах автоматических станций Дарсс Силл, Аркона (местоположение станций см. на рис. 1, *b*), по результатам моделирования *INMOM*, а также по данным регионального реанализа *BSPAF* за период с 1 ноября по 31 декабря 2014 г. В табл. 1 показаны статистические оценки измеренных и модельных значений солености. Видно, что ББЗ, произошедший в декабре 2014 г., воспроизводится и по данным регионального реанализа *BSPAF*, и по результатам моделирования *INMOM* в виде аномально большого повышения солености от придонных горизонтов до поверхности моря (рис. 3 и 4). В то же время данные реанализа *BSPAF* не воспроизвели, в отличие от модели

INMOM, два слабых затока каттегатских вод, которые произошли 22 и 26 ноября 2014 г. (рис. 3). Коэффициенты корреляции (R_{ss}) между измеренными и модельными (*INMOM* и *BSPAF*) рядами солености на разных горизонтах высокие и варьируют от 0,70 до 0,98 в районе станции Дарсс Силл и 0,67–0,98 в районе станции Аркона (табл. 1). Этот результат свидетельствует о том, что данные реанализа и модели *INMOM* адекватно описывают основные особенности изменений солености во время ББЗ в юго-западной части Балтики, хотя значения коэффициента корреляции R_{ss} между результатами измерений и данными *INMOM* для трех верхних горизонтов в районе станции Дарсс Силл заметно выше, чем у *BSPAF*, в то время как для трех нижних горизонтов они близки. Для района станции Аркона, наоборот, значения R_{ss} на трех верхних горизонтах ниже у *INMOM* по сравнению с *BSPAF*, а на трех нижних значения R_{ss} у *INMOM* выше, чем у *BSPAF* (см. табл. 1).



Р и с. 3. Соленость воды в районе станции Дарсс Силл по данным измерений (*a*), реанализа *BSPAF* (*b*) и модели *INMOM* (*c*) за 1 ноября – 31 декабря 2014 г.
F i g. 3. Water salinity at the Darss Sill station based on the measurement (*a*), *BSPAF* reanalysis (*b*) and *INMOM* modeling (*c*) data for the period November, 1 – December 31, 2014



Р и с. 4. Соленость воды в районе станции Аркона по данным измерений (*a*), реанализа *BSPAF* (*b*) и модели *INMOM* (*c*) за 1 ноября – 31 декабря 2014 г.
F i g. 4. Water salinity at the Arkona station based on measurement (*a*), *BSPAF* reanalysis (*b*) and *INMOM* modeling (*c*) data for the period November, 1 – December 31, 2014

Таблица 1
Table 1

Статистические оценки рядов среднесуточных значений солености морской воды на разных горизонтах по измерениям на станциях Дарсс Силл (*ДС*), Аркона (*А*) и по данным моделирования *INMOM* и реанализа *BSPAF* за 1 ноября – 31 декабря 2014 г.
Statistical estimates of the daily average seawater salinity at different horizons based on the measurements at the Darss Sill (DS) and Arkona (A) stations, as well as the *INMOM* modeling and *BSPAF* reanalysis data for the period November 1 – December 31, 2014

Источник данных / Data source	Горизонт, м / Horizon, m	m_s, ‰	σ_s, ‰	S_{min}, ‰	S_{max}, ‰	R_{ss}	P_a, %
Станция Дарсс Силл / Darss Sill station							
ДС / DS	2	10,93	3,37	8,07	19,21	–	–
INMOM		12,10	3,57	8,68	20,51	0,90	51
BSPAF		10,90	4,32	7,32	20,55	0,87	16
ДС / DS	5	11,22	3,81	8,07	20,15	–	–
INMOM		12,54	3,60	9,33	20,93	0,97	56
BSPAF		11,13	4,55	7,52	21,80	0,89	25
ДС / DS	7	10,86	3,85	7,47	19,45	–	–
INMOM		13,10	3,59	9,61	21,27	0,98	43
BSPAF		11,61	5,00	7,67	22,43	0,88	16
ДС / DS	12	12,28	4,42	8,05	21,26	–	–
INMOM		14,52	3,55	10,12	21,54	0,89	44
BSPAF		12,91	5,32	7,90	23,00	0,89	18
ДС / DS	17	14,44	4,47	8,13	21,57	–	–
INMOM		15,80	3,44	11,07	21,95	0,78	44
BSPAF		14,62	5,49	8,11	24,50	0,77	18
ДС / DS	19	15,80	4,32	8,21	21,93	–	–
INMOM		17,39	3,51	11,89	23,90	0,71	57
BSPAF		15,49	5,74	8,11	25,33	0,70	20
Станция Аркона / Arkona station							
A / A	2	8,16	0,52	7,58	9,71	–	–
INMOM		8,98	0,85	7,63	11,41	0,78	38
BSPAF		8,28	1,04	7,24	11,08	0,86	7
A / A	5	7,75	0,51	7,14	9,33	–	–
INMOM		9,03	0,90	7,63	11,86	0,67	38
BSPAF		8,29	1,05	7,32	11,11	0,81	7
A / A	7	7,93	0,54	7,36	9,69	–	–
INMOM		9,09	0,96	7,65	12,14	0,78	38
BSPAF		8,33	1,10	7,32	11,15	0,83	7
A / A	16	8,39	2,34	7,14	15,59	–	–
INMOM		10,2	2,10	8,35	16,86	0,83	72
BSPAF		9,59	3,24	7,32	19,26	0,70	26
A / A	25	10,15	4,08	7,65	19,87	–	–
INMOM		11,49	3,17	9,10	19,16	0,98	82
BSPAF		11,84	5,01	7,48	22,51	0,89	20
A / A	33	12,57	4,27	7,99	20,64	–	–
INMOM		13,12	3,09	10,04	19,93	0,93	77
BSPAF		14,51	4,35	8,36	23,19	0,80	49
A / A	40	16,56	3,15	9,09	21,98	–	–
INMOM		15,42	3,46	10,84	23,06	0,86	33
BSPAF		16,98	3,31	10,60	23,28	0,83	49

Примечание: m_s – математическое ожидание; σ_s – СКО; S_{min}, S_{max} – минимальные и максимальные значения солености; R_{ss} – коэффициент корреляции между измеренными и модельными значениями солености; P_a – критерий точности рассчитанных по моделям значений солености.

Note: m_s is average value; σ_s is standard deviation; S_{min}, S_{max} are the minimum and maximum salinity values; R_{ss} is correlation coefficient between the measured and modeled salinity values; P_a is accuracy criterion for the salinity values calculated by the models

Значения математического ожидания изменений солености в период формирования и распространения ББЗ, оцененные по *INMOM* в районе станции Дарсс Силл, почти на всех горизонтах завышены относительно измеренных значений на 9–21 %, а в районе работы станции Аркона – на 4–22 %. Исключение составляет горизонт 40 м, где результаты *INMOM* в районе Арконы показали занижение значения математического ожидания в изменениях солености на 7 % (табл. 1). В отличие от результатов *INMOM*, расхождения между измеренными и рассчитанными по данным реанализа *BSPAF* значениями математического ожидания в изменениях солености в основном существенно меньше и варьируют от 0,3 до 7 % в районе станции Дарсс Силл и от 2 до 17 % около станции Аркона (табл. 1). Только на горизонтах 25 и 33 м в районе Арконы превышение значений математического ожидания по данным *BSPAF* относительно измерений заметно больше, чем по данным *INMOM* (табл. 1).

Расхождения значений СКО солености по модели *INMOM* и по результатам измерений в районе станции Дарсс Силл в верхнем слое 2–7 м небольшие и не превышают ±5…7 % (табл. 1). Однако глубже результаты *INMOM* демонстрируют значения СКО, заниженные на 19–23 %. Оценки СКО, по данным реанализа *BSPAF*, наоборот, на всех горизонтах показывают значения, завышенные на 19–33 % (табл. 1).

Оценки СКО солености, измеренной на станции Аркона на верхних горизонтах 2–7 м, очень маленькие (0,51–0,54 ‰), что в 6,5–7,5 раза меньше оценок СКО солености по данным измерений на станции Дарсс Силл (табл. 1). На этих горизонтах СКО солености, полученной по результатам моделирования и реанализа, имеют завышенные оценки: 0,85–0,96 ‰ для *INMOM* и 1,04–1,10 ‰ для *BSPAF*. На глубине более 7 м оценки СКО солености по данным измерений на станции Аркона значительно увеличиваются (в 4–8 раз). Здесь, в слое 16–33 м, оценки СКО солености, полученной по результатам моделирования *INMOM*, занижены на 10–28 % относительно данных измерений, и только на придонном горизонте 44 м они завышены на 10 % (табл. 1). Оценки СКО солености, полученной по результатам реанализа *BSPAF*, на глубинах от 16 до 40 м везде завышены. Более всего они завышены на горизонтах 16 м (38 %) и 25 м (23 %), а также – совсем не значительно – на горизонтах 33 м (2 %) и 40 м (5 %) (табл. 1).

Сравнение измеренных и рассчитанных по моделям значений минимумов солености показывает, что по результатам *INMOM* они во всех случаях всегда больше их измеренных значений на станциях Дарсс Силл и Аркона. Причем эти расхождения с измеренными значениями увеличиваются от поверхности, где они не превышают 1–8 %, до придонных горизонтов, где они достигают 19–45 %.

Расхождения между измеренными и рассчитанными по данным реанализа *BSPAF* значениями минимумов солености в районах работы станций Дарсс Силл и Аркона заметно меньше и не превышают ±9…17 % (табл. 1).

Сравнение рассчитанных по моделям оценок максимумов солености (S_{max}) с их измеренными значениями на станциях Дарсс Силл и Аркона в период формирования и распространения ББЗ свидетельствует, что они почти всегда превышают измеренные значения (табл. 1). В районе станции Дарсс Силл модельные значения S_{max} по результатам *INMOM* больше измеренных на 1–9 %, а по данным реанализа *BSPAF* они заметно выше и составляют 7–16 % (табл. 1).

Для района станции Аркона модельные оценки S_{max} для *INMOM* превышают измеренные значения на 18–27%, а полученные по данным реанализа *BSPAF* больше измеренных на 14–19% (табл. 1). На больших глубинах (16–40 м) расхождения рассчитанных по *INMOM* оценок S_{max} с ее измеренными значениями заметно меньше и варьируют от −4 до +8%. Полученные по данным реанализа *BSPAF* оценки S_{max} превышают ее измеренные значения на 6–24% (табл. 1).

Оценки критерия точности P_a показывают, что в целом модель *INMOM* лучше воспроизводит изменения солености в юго-западной части Балтики по сравнению с реанализом *BSPAF* (табл. 1). В районе станции Дарсс Силл от 43 до 57% рассчитанных по *INMOM* оценок солености попадают в диапазон измеренных значений, меньших 0,674σ, в то время как по данным реанализа *BSPAF* только от 16 до 25% значений попадают в этот диапазон (табл. 1). Для района станции Аркона оценки критерия точности P_a по результатам моделирования *INMOM* варьируют от 33 до 82%, а по данным реанализа *BSPAF* они не превышают 7–49% (табл. 1).

Таблица 2
Table 2

Статистические оценки изменчивости скорости течений на разных горизонтах (*H*) станции Дарсс Силл (ДС) по данным измерений, реанализа *BSPAF* и моделирования *INMOM* 1 ноября – 31 декабря 2014 г.
Statistical estimates of the current velocity variability at different horizons (*H*) at the Darss Sill station (DS) based on the measurement, *BSPAF* reanalysis and *INMOM* modeling data for the period November 1 – December 31, 2014

Источник данных / Data source	*H*, m / *H*, m	$\lvert\mathbf{m}_w\rvert$, см/с / $\lvert\mathbf{m}_w\rvert$, cm/s	α_m, град / α_m, degree	$[I_1(0)]^{0,5}$, см/с / $[I_1(0)]^{0.5}$, cm/s	$\sqrt{\lambda_1(0)}$, см/с / $\sqrt{\lambda_1(0)}$, cm/s	$\sqrt{\lambda_2(0)}$, см/с / $\sqrt{\lambda_2(0)}$, cm/s	α°, град / α°, degree	$R_{VU}(\tau)$	*r*	$\lvert V\rvert_{max}$, см/с / $\lvert V\rvert_{max}$, cm/s
ДС / DS	2,0	3,09	337	30,04	23,26	19,00	3,18	–	9,7	102,7
BSPAF	1,5	5,73	273	26,82	25,54	8,19	−0,25	0,71	4,7	59,9
INMOM	2,0	2,75	38	20,54	19,69	5,85	8,29	0,59	7,5	37,7
ДС / DS	5,0	3,22	346	26,93	22,51	14,79	–9,36	–	8,4	79,5
BSPAF	4,5	5,63	270	26,18	24,99	7,81	–0,79	0,67	4,6	59,1
INMOM	5,3	2,25	42	18,14	17,58	4,50	7,44	0,55	8,1	33,6
ДС / DS	11,0	1,31	94	20,54	19,52	6,39	−19,87	–	15,7	55,0
BSPAF	10,6	3,54	245	21,79	21,28	4,66	−8,92	0,51	6,2	52,6
INMOM	11,2	2,72	67	14,75	14,18	4,09	−2,41	0,60	5,4	27,8
ДС / DS	14,0	2,39	83	18,67	17,59	6,27	−21,55	–	7,8	46,1
BSPAF	13,6	2,22	190	19,94	19,27	5,15	−13,50	0,61	9,0	46,6
INMOM	14,2	3,38	76	13,77	13,02	4,47	−16,63	0,60	4,1	26,5
ДС / DS	16,0	2,62	70	17,42	16,59	5,32	−24,98	–	6,6	39,8
BSPAF	16,8	2,73	159	19,07	17,95	6,45	−18,50	0,66	7,0	38,1
INMOM	16,2	3,67	68	13,26	12,41	4,68	−24,57	0,66	3,6	22,5

Примечание: $\lvert\mathbf{m}_w\rvert$ – модуль математического ожидания; α_m – направление вектора математического ожидания; $[I_1(0)]^{0,5}$ – линейный инвариант тензора СКО; $\sqrt{\lambda_1(0)}$ и $\sqrt{\lambda_2(0)}$ – полудлины большой и малой осей эллипса СКО; α° – направление большой оси эллипса СКО; $R_{VU}(\tau)$ – суммарный коэффициент корреляции; *r* – показатель устойчивости течений; $\lvert V\rvert_{max}$ – модуль вектора максимального течения.

Note: $\lvert\mathbf{m}_w\rvert$ is module of the average value; α_m is direction of the average value; $[I_1(0)]^{0.5}$ is linear invariant of the standard deviation tensor; $\sqrt{\lambda_1(0)}$ and $\sqrt{\lambda_2(0)}$ are the half-lengths of major and minor axes of the standard deviation ellipse; α° is direction of the major axis of standard deviation ellipse; $R_{VU}(\tau)$ is total correlation coefficient; *r* is current stability indicator; $\lvert V\rvert_{max}$ is module of the maximum sea current vector.

Сравнение статистических оценок скорости течений, измеренной на станции Дарсс Силл и рассчитанной по данным реанализа *BSPAF* и по модели *INMOM*, показывает, что в верхнем 11-метровом слое оценки математического ожидания скорости течения ($|\mathrm{m_w}|$), полученные по данным реанализа *BSPAF*, завышены относительно измеренных в 1,8–2,7 раза, а глубже этого слоя оценки близки между собой (табл. 2). По оценкам направления вектора математического ожидания (α_m) расхождения между измеренными и оцененными по реанализу *BSPAF* значениями очень большие: 64–76° в верхнем 5-метровом слое, почти противоположные на горизонте около 11 м и достигающие 89–107° в более глубоких слоях. В отличие от *BSPAF* модель *INMOM* показывает небольшое занижение оценок $|\mathbf{m_w}|$ на 0,3–1,0 см/см в верхнем 5-метровом слое и их завышение на 0,99–1,41 см/с в более глубоких слоях (табл. 2). По направлению α_m расхождения между измеренными и рассчитанными по модели *INMOM* оценками достигают 56–61° в верхнем 5-метровом слое, а глубже этого слоя сравнение показывает близость измеренных и рассчитанных значений α_m (табл. 2).

Оценки различных инвариантов тензора СКО векторов скорости измеренных и модельных течений показывают, что в верхнем 5-метровом слое результаты *BSPAF* немного занижают (на 3–11 %) значения инварианта $[I_1(0)]^{0,5}$, описывающего суммарную интенсивность колебаний течений, а глубже 5 м, наоборот, незначительно завышают его оценки на 6–9 %. Сравнение измеренных и полученных по результатам *INMOM*-моделирования оценок $[I_1(0)]^{0,5}$ демонстрирует их существенное занижение (на 24–33 %) на всех горизонтах (табл. 2). Сжатие эллипсов СКО колебаний течений в слое 2–5 м, по инструментальным измерениям, небольшое, в то время как, по модельным оценкам *BSPAF* и *INMOM*, в этом слое малые оси эллипсов СКО меньше больших в 3–4 раза (табл. 2). Глубже этого слоя и инструментальные измерения и модельные оценки показывают бóльшую степень сжатия эллипсов СКО (табл. 2).

Направления больших осей эллипсов СКО у измеренных и модельных колебаний течений приблизительно одинаковые (табл. 2).

Коэффициенты корреляции $R_{\mathrm{VU}}(\tau)$ между колебаниями течений, по данным реанализа *BSPAF* и результатам измерений, варьируют от 0,51 до 0,71, а для *INMOM* они составляют 0,55–0,66 (табл. 2).

Показатель устойчивости течений r и для измеренных, и для модельных течений на всех горизонтах значительно больше единицы, что говорит о значительной неустойчивости течений во время формирования ББЗ (табл. 2).

Сравнение оценок максимумов измеренных и модельных течений $|V|_{\max}$ показывает, что модель *INMOM* на всех горизонтах существенно занижает их значения (табл. 2). Для реанализа *BSPAF* такая же тенденция отмечается только для слоя 2–5 м, а глубже этого слоя значения измеренных и модельных значений максимумов течений сравнимы между собой (табл. 2).

Подводя итог результатам сравнения измеренных и модельных течений, можно сделать вывод, что модель *INMOM* лучше воспроизводит характеристики средних потоков на разных горизонтах во время формирования ББЗ 2014 г., а данные реанализа *BSPAF* чаще более реалистично описывают характеристики колебательных движений в глубинном и придонном слоях.

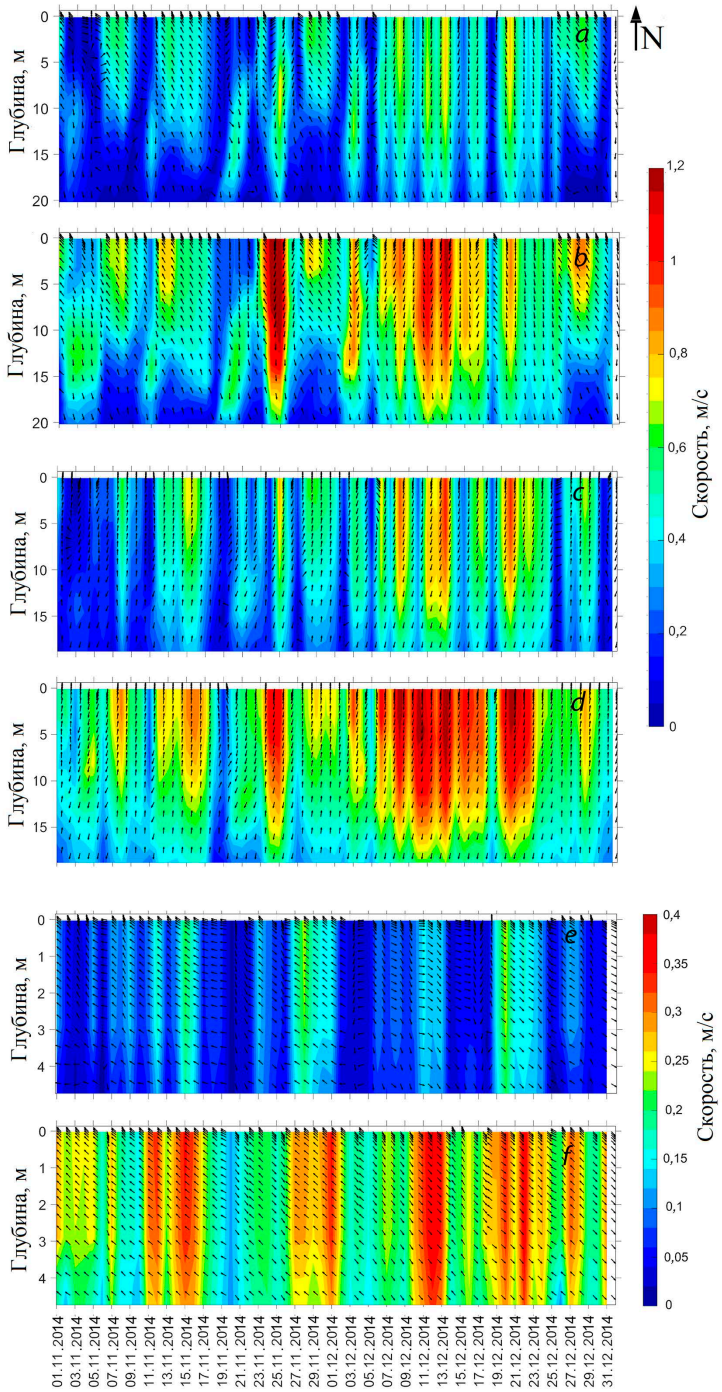
Особенности изменчивости течений в Датских проливах в период формирования ББЗ по результатам моделирования

На рис. 5 демонстрируется временной ход среднесуточных и максимальных за сутки векторов скорости течений в ноябре – декабре 2014 г., рассчитанных по модели *INMOM*, в проливах Зунд, Большой Бельт и Малый Бельт. Продолжительный период оттока балтийских вод через Датские проливы, который всегда предшествует ББЗ [4, 5], начался в первых числах ноября и продолжался с краткосрочными перерывами до конца ноября 2014 г. Основной период ББЗ в Датских проливах начался 2–3 декабря, когда отток вод из Балтики в Каттегат прекратился и направления течений в проливах Зунд, Большой и Малый Бельт сменились на обратные на всех горизонтах. Такой однонаправленный поток каттегатских вод в Балтику продолжался в Датских проливах до 24 декабря (рис. 5), после чего он сменился противоположным потоком балтийских вод в сторону Каттегата. Среднесуточные значения течений во время ББЗ в Зунде достигали 0,8 м/с, а максимальные за сутки – 1,2 м/с. В проливе Большой Бельт эти оценки средних и максимальных течений были 1,0 и 1,2 м/с соответственно. Отмеченные различия между среднесуточными и максимальными за сутки течений свидетельствуют, что они обусловлены внутрисуточной изменчивостью, связанной с баротропными и бароклинными приливами, неприливными внутренними волнами, инерционными и сейшевыми колебаниями [2].

В проливах Зунд и Большой Бельт во время ББЗ отмечается значительное уменьшение с глубиной скорости течений (в 1,5–2,0 раза) без существенного изменения их направления (рис. 5, *a* – *d*). В проливе Малый Бельт глубина моря составляет около 5 м, и здесь скорости течений с глубиной уменьшаются незначительно (рис. 5, *e*, *f*).

Обращает внимание, что однонаправленное движение потока североморских вод в Датских проливах в основной период ББЗ было не монотонным, а колебательным (рис. 5). Периоды между максимумами скорости менялись от 2 до 4 сут, а сами скорости течений изменялись на 20–60 см/с. Можно предположить, что эти особенности могут быть связаны с изменчивостью ветра. Измерения ветра на станции Дарсс Силл свидетельствуют, что с такими же цикличностями в декабре 2014 г. ветер квазипериодически менял свое направление (с южного на западное) и скорость [5].

В ноябре в проливе Зунд в структуре течений отмечается еще одна особенность: когда потоки направлены из Балтики в Каттегат, их стрежни прижаты к поверхности, а когда они меняют направление на обратное, ядра течений прослеживаются на глубинах 10–14 м (рис. 5, *a*, *b*). Такая же особенность отмечалась 2–3 декабря в начале ББЗ, когда ядро потока каттегатских вод локализовывалось на глубинах 10–14 м (рис. 5, *a*). Однако в дальнейшем ядро струи стало подниматься к поверхности, и с 7 по 23 декабря максимум течений наблюдался в поверхностном слое (рис. 5, *a*). Такая особенность потоков в проливе Большой Бельт была выражена намного слабее (рис. 5, *c*, *d*).

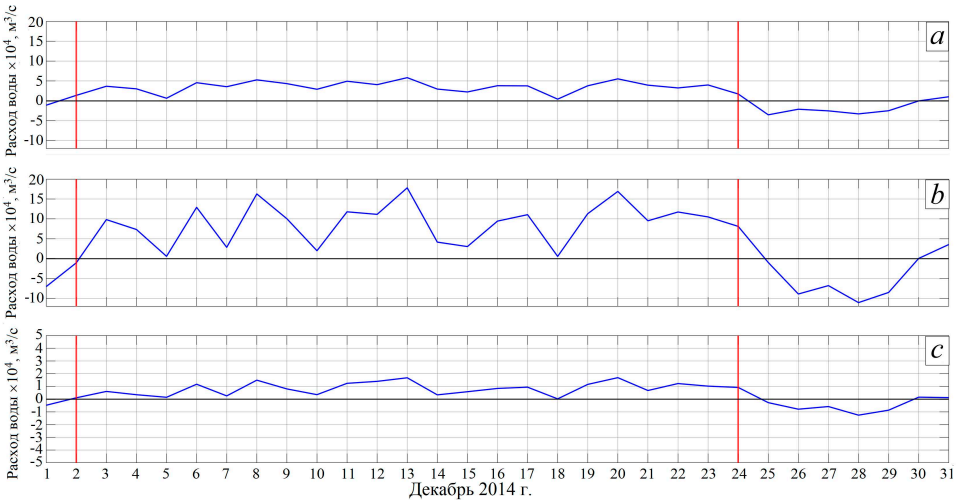


Р и с. 5. Временной ход среднесуточных (*a*, *c*, *e*) и максимальных за сутки (*b*, *d*, *f*) векторов скорости течений на разных горизонтах, рассчитанных по модели *INMOM*, в проливах Зунд (*a*, *b*), Большой Бельт (*c*, *d*) и Малый Бельт (*e*, *f*) с 01.11.2014 по 31.12.2014 (см. рис. 1, *b*)

F i g. 5. Time variation of the daily average (*a*, *c*, *e*) and maximum (*b*, *d*, *f*) current velocity vectors at different horizons in the Sound (*a*, *b*), Great Belt (*c*, *d*) and Little Belt (*e*, *f*) straits calculated by the *INMOM* model for the period November, 1 – December 31, 2014 (see Fig. 1, *b*)

Оценки транспорта вод через Датские проливы во время ББЗ

Оценки расходов течений, представленные на рис. 6, свидетельствуют, что самый большой перенос вод во время ББЗ осуществлялся через пролив Большой Бельт (рис. 6, *b*), где максимальный среднесуточный объем переносимых вод достигал $17 \cdot 10^4$ м^3/с. В проливе Зунд наибольший среднесуточный транспорт был почти в три раза меньше, чем в Большом Бельте, и составлял $6 \cdot 10^4$ м^3/с (рис. 6, *a*). В Малом Бельте максимальный среднесуточный перенос вод составил всего $0.18 \cdot 10^4$ м^3/с, что почти на два порядка меньше, чем в Большом Бельте.



Р и с. 6. Среднесуточные расходы течений в период ББЗ 2014 г. в проливах Зунд (*a*), Большой Бельт (*b*) и Малый Бельт (*c*), рассчитанные по результатам моделирования *INMOM*

F i g. 6. Daily average flow rates of currents during the 2014 MBI in the Sound (*a*), Great Belt (*b*) and Little Belt (*c*) straits calculated based on the *INMOM* modeling results

В табл. 3 представлены рассчитанные по результатам моделирования с помощью модели *INMOM* суммарные объемы соленых североморских вод, поступивших в основной период ББЗ, со 2 по 24 декабря 2014 г., через Датские проливы в Юго-Западную Балтику. Для сравнения в табл. 3 показаны такие же оценки, полученные другими методами В. Морхольцем [5]. В отличие от наших расчетов транспорта через Датские проливы, выполненных по формуле (1), В. Мархольц использовал два косвенных метода для оценки водообмена между Каттегатом и Балтикой во время ББЗ года: по изменениям объема воды в Балтийском море, вычисленным с помощью уравнения водного баланса, и по уклонам уровня моря между Каттегатом и Юго-Западной Балтикой [5]. В качестве исходных данных для таких оценок он использовал как данные измерений уровня моря на мареографных станциях, так и результаты численного гидродинамического моделирования [5]). Оценки транспорта, полученные с помощью модели *INMOM*, свидетельствуют, что в декабре 2014 г. во время ББЗ через Датские проливы прошло всего 241,4 км^3 каттегатских вод. Наибольшая их часть прошла через пролив Большой Бельт (170,9 км^3), в то

время как через пролив Зунд прошло всего 68,9 км^3. Влияние пролива Малый Бельт на распространение вод ББЗ оказалось очень незначительным (всего 1,6 км^3) (табл. 3). Эти оценки хорошо согласуются с выводами в работе [35], согласно которым объемы транспорта вод во время больших затоков между Большим Бельтом и Зундом распределяются в соотношении 7:3. Результаты, представленные в табл. 3, свидетельствуют также, что наши оценки транспорта в проливе Зунд близки к полученным с помощью других методов в работе [5], в то время как для пролива Большой Бельт наши оценки транспорта оказались несколько меньше по сравнению с результатами работы [5] (см. табл. 3).

Таблица 3
Table 3

Оценки суммарного объема соленых североморских вод (км^3), поступивших через Датские проливы в Юго-Западную Балтику в основной период ББЗ 2014 г., по результатам *INMOM*-моделирования и работы [5]
Estimates of the total volume of salty North Sea waters (km^3) flowing to the southwestern Baltic through the Danish Straits during the main period of the 2014 MBI based on the *INMOM* modeling results and [5]

Проливы / Straits	*INMOM*	[5]
Зунд / Sound	68,9	64÷76
Большой Бельт / Great Belt	170,9	205÷248*
Малый Бельт / Little Belt	1,6	Нет свед.
Итого / Total	241,4	281÷323

* Оценки включали значения водообмена и через пролив Малый Бельт. /
The estimates included the values of water exchange through the Little Belt strait.

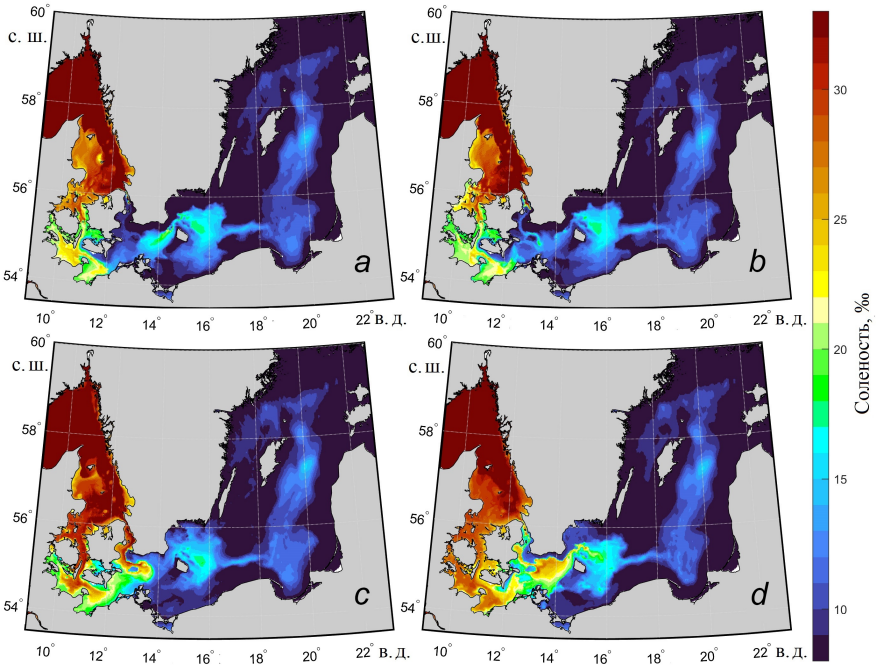
Поля придонной солености в основные периоды ББЗ

Рассчитанные с помощью модели *INMOM* поля придонной солености для четырех основных периодов формирования ББЗ 2014 г. представлены на рис. 7. В период оттока балтийских вод пролив Зунд полностью заполняется распресненными водами Балтики соленостью 9–11‰ (рис. 7, *a*). В придонных слоях Арконской и Борнхольмской впадин наблюдаются водные массы повышенной солености 17–20‰, которые оказались там во время предыдущих слабых затоков (рис. 7, *a*).

В период, предшествующий ББЗ, продолжается отток распресненных балтийских вод через Датские проливы, в результате понижается соленость в Мекленбургском, Кильском заливах и в проливах Малый и Большой Бельты (рис. 7, *b*). Также видно, что в этот период более соленые придонные воды из Арконского бассейна перемещаются в пролив Зунд, из-за чего соленость в Арконском бассейне понижается (рис. 7, *b*).

В основной период затока большие объемы североморских вод соленостью 30‰ заполняют проливы Зунд и Большой Бельт и распространяются далее в Юго-Западную Балтику (рис. 7, *c*). Из пролива Зунд они проникают в Арконский бассейн и в северную часть Борнхольмского бассейна, из Большого

Бельта – в Кильский и Мекленбургский заливы, а также в западную часть моря Бельта (рис. 7, *c*). Через пролив Малый Бельт поступает очень маленькое количество соленых североморских вод (рис. 7, *c*).



Р и с. 7. Придонная соленость в четыре периода формирования ББЗ 2014 г.: *a* – период оттока балтийских вод, 16.11.2014; *b* – предшествующий затоку период, 01.12.2014; *c* – основной период затока, 12.12.2014; *d* – период после затока, 29.12.2014

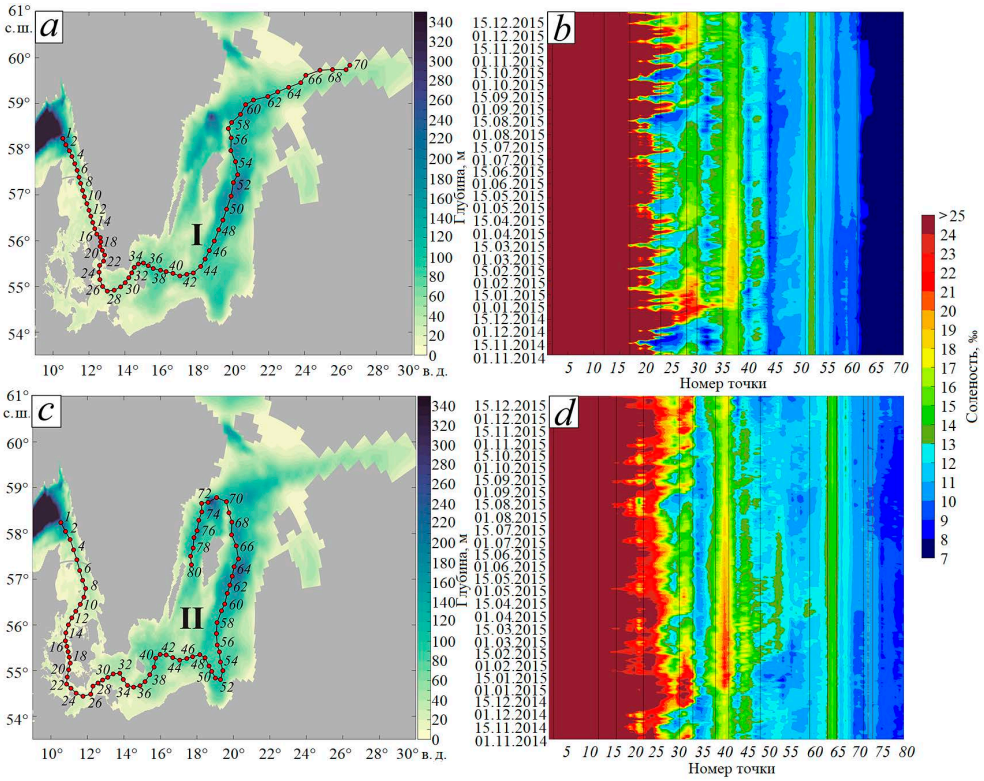
F i g. 7. Bottom salinity in four periods of the 2014 MBI formation: *a* – period of the Baltic water outflow on 16.11.2014; *b* – period preceding the inflow on 01.12.2014; *c* – main period of inflow on 12.12.2014; *d* – post-inflow period on 29.12.2014

В период после большого затока в конце декабря 2014 г. трансформированными североморскими водами оказывается заполнена почти вся Арконская впадина, частично Бормхольмская впадина, Кильский, Мекленбургский заливы и море Бельта (рис. 7, *d*). Соленость вод в Зунде и Большом Бельте заметно снижается.

Изменения во времени придонной солености на разрезах через открытую Балтику в 2014–2015 гг.

На рис. 8 показаны изменения во времени придонной солености на двух разрезах (рис. 8, *a*, *c*) с 01.11.2014 по 31.12.2015 г. На пространственно-временных диаграммах видно, что к середине декабря 2014 г. после прохождения проливов Зунд и Большой Бельт соленые воды ББЗ поступают в Арконский бассейн (рис. 8, *b*, *d*), увеличивая придонную соленость в нем с 12 до 22–25 ‰ в течение полутора месяцев до конца января 2015 г. Далее наблюдается распространение вод ББЗ в Борнхольмский бассейн, в который они поступают

в первой половине января 2015 г. с соленостью 17–19 ‰ (рис. 8, *b*, *d*). Сравнение рис. 8, *b* и 8, *d* показывает, что основной путь распространения вод ББЗ проходит севернее о-ва Борнхольм, где происходит большее увеличение солености, чем к югу от него.



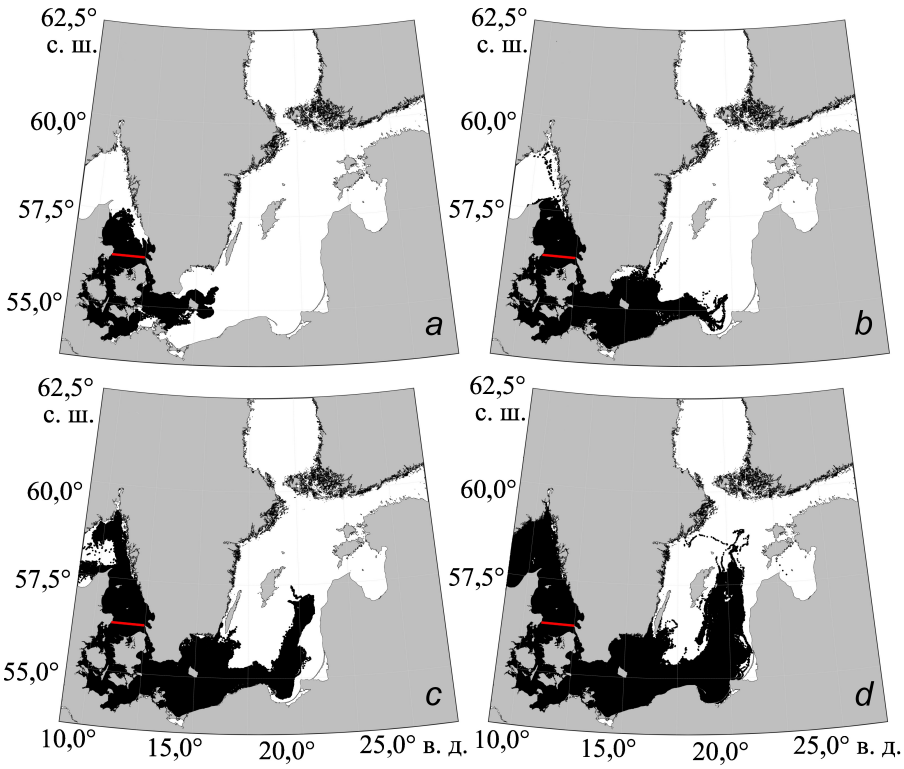
Р и с. 8. Временна́я изменчивость солености воды в слое над дном, по данным модели *INMOM*, на двух разрезах: I (*a*, *b*) и II (*c*, *d*) – с 1 ноября 2014 г. по 31 декабря 2015 г.
F i g. 8. Temporal variability of water salinity in the layer above the bottom on two sections: I (*a*, *b*) и II (*c*, *d*) based on the *INMOM* modeling data for the period November 1, 2014 – December 31, 2015

Результаты, представленные на рис. 8, *d*, показывают, что в середине февраля 2015 г. трансформированные воды ББЗ поступают в Гданьский залив, имея соленость у дна 12–13 ‰. Затем они распространяются на север и в начале апреля 2015 г. приходят в Готландскую впадину (рис. 8, *b*, *d*). Дальнейшее повышение солености в придонном слое на разрезе I отмечается до точки 64, свидетельствуя, что в 2015 г. трансформированные воды ББЗ не поступили в Финский залив. На разрезе II повышение солености прослеживается до 71-й точки. Эти результаты демонстрируют, что трансформированные воды ББЗ поступают в западную часть Готландского бассейна.

Траектории движения маркеров во время распространения вод ББЗ по результатам лагранжева моделирования

На рис. 9 показаны полученные с помощью лагранжева моделирования траектории движения маркеров, размещавшихся в ноябре – декабре 2014 г. на

юге Каттегата. Можно видеть, что к концу декабря 2014 г. бóльшая часть маркеров проходит Датские проливы, Арконский бассейн и начинает поступать в Борнхольмский бассейн (рис. 9, *a*), что хорошо согласуется с результатами, полученными другим методом и представленными на рис. 8. Значительная часть маркеров движется от места их размещения на север пролива Каттегат и проникает в проливе Скагеррак (рис. 9, *a*). К концу марта 2015 г. маркеры почти полностью заполняют Арконский и Борнхольмский бассейны и оттуда широким потоком перемещаются на восток к Гданьскому заливу, где они разделяются на два потока, один из которых, более широкий, активно заполняет Гданьский залив, а другой, более узкий, распространяется севернее Гданьского залива и перемещается в восточную часть Готландского бассейна (рис. 9, *b*). Еще один узкий поток распространяется из Борнхольмского бассейна на северо-северо-восток (рис. 9, *b*). К концу июля 2015 г. маркеры, перемещаясь широким потоком, в большом количестве проникают в восточную часть Готландского бассейна и Готландскую впадину (рис. 9, *c*). В конце декабря 2015 г. они распространяются на север открытой Балтики и, двигаясь по циклонической траектории, попадают в Ландсортскую впадину (рис. 9, *d*).



Р и с. 9. Траектории лагранжевых частиц с момента запуска по: 31 декабря 2014 г. (*a*); 31 марта 2015 г. (*b*); 31 июля 2015 г. (*c*); 31 декабря 2015 г. (*d*). Красной линией отмечено место запуска маркеров

F i g. 9. Trajectories of the Lagrangian particles from the moment of launch up to December 31, 2014 (*a*); March 31, 2015 (*b*); July 31, 2015 (*c*); December 31, 2015 (*d*). Red line shows the place where the markers were launched

Таким образом, два различных метода исследования распространения трансформированных вод ББЗ, произошедшего в декабре 2014 г., свидетельствуют, что его воды к концу 2015 г. не проникли в Финский залив (см. рис. 8 и 9). Эти результаты хорошо согласуются с оценками распространения трансформированных вод ББЗ, полученными в работе [36] с помощью гидрохимического анализа проб воды на океанологическом разрезе между Готландской впадиной и центральной частью Финского залива, в которой авторы на основе анализа результатов измерений температуры, солености и кислорода на океанографических станциях отмечают, что через девять месяцев после ББЗ, произошедшего в декабре 2014 г., в Финский залив были вытеснены глубинные стагнирующие воды из северной части открытой Балтики, которые были там до ББЗ, а непосредственно трансформированные воды ББЗ 2014 г. поступили в Финский залив только в 2016 г., через 14–15 месяцев после ББЗ [36], но содержание кислорода в них было очень низким.

Выводы

Результаты проведенного исследования позволяют сделать следующие основные выводы:

1. На основе базовой модели *INMOM* разработана совместная численная бароклинная гидродинамическая модель Северного и Балтийского морей, имеющая сферическую сеточную область с детализацией в Датских проливах, для изучения формирования и распространения ББЗ. Проведено моделирование изменчивости океанологических условий в системе Северного и Балтийского морей в период формирования и распространения ББЗ, произошедшего в декабре 2014 г.

2. Для проверки работоспособности разработанной модели проведено сравнение модельных оценок с результатами измерений солености и течений на разных горизонтах автоматических станций Дарсс Силл и Аркона, а также с данными регионального реанализа *BSPAF*, основанного на реализации модели *NEMO* 3.6. Сравнение показало, что модель *INMOM* в основном лучше воспроизводит изменения солености в юго-западной части Балтики: в районе станции Дарсс Силл значения критерия точности P_a показывают, что от 43 до 57% рассчитанных по *INMOM* оценок солености попадают в диапазон измеренных значений, не превышающих 0,674σ, в то время как, по данным реанализа *BSPAF*, только от 16 до 25% значений попадают в этот диапазон. Для района станции Аркона оценки критерия точности P_a по результатам моделирования *INMOM* варьируют от 33 до 82%, а по данным реанализа *BSPAF* они не превышают 7–49%. Сравнение статистических оценок рассчитанных и измеренных характеристик течений показало, что модель *INMOM* лучше воспроизводит характеристики средних потоков на разных горизонтах во время формирования ББЗ 2014 г., а данные реанализа *BSPAF* чаще более реалистично описывают характеристики колебательных движений в глубинном и придонном слоях.

3. Моделирование с помощью модели *INMOM* океанологических условий во время ББЗ 2014 г. свидетельствует, что основной период ББЗ начался 2–3 декабря 2014 г. и продолжался до 24 декабря 2014 г. В этот период в Датских проливах отмечаются однонаправленные и уменьшающиеся с глубиной в 1,5–

2 раза по модулю скорости потоки каттегатских вод в Балтику с максимальными скоростями, достигающими в Зунде и Большом Бельте 1,2 м/с, а в Малом Бельте – всего 0,4 м/с. Характер движения однонаправленных потоков каттегатских вод в проливах не монотонный, а флуктуационный. Периоды между флуктуациями течений варьируют от 2 до 4 сут, а сами скорости течений изменяются при этом на 20–60 см/с.

4. Рассчитанные по модели *INMOM* поля придонной солености в основные периоды формирования и распространения большого затока 2014 г. демонстрируют, что в период оттока балтийских вод пролив Зунд полностью заполняется распресненными водами Балтики соленостью 9–11 ‰, а в придонных слоях Арконской и Борнхольмской впадин наблюдаются водные массы повышенной солености 17–20 ‰, которые распространились сюда во время предыдущих слабых затоков. В период, предшествующий ББЗ, продолжается отток распресненных балтийских вод через Датские проливы, в результате понижается соленость в Мекленбургском, Кильском заливах и в проливе Малый Бельт, а придонные воды из Арконского бассейна перемещаются в пролив Зунд, из-за чего соленость в Арконском бассейне понижается. В основной период затока большие объемы североморских вод соленостью 30 ‰ заполняют проливы Зунд и Большой Бельт, затем проникают в Арконский бассейн и в северную часть Борнхольмского бассейна, а также в Кильский, Мекленбургский заливы и в море Бельта. Через пролив Малый Бельт поступает очень маленькое количество соленых североморских вод.

5. Оценки водообмена, полученные с помощью модели *INMOM*, свидетельствуют, что в декабре 2014 г. во время основного периода ББЗ всего через Датские проливы прошло 241,4 км^3 каттегатских вод. Наибольшая их часть распространялась через пролив Большой Бельт (170,9 км^3), в то время как через пролив Зунд прошло всего 68,9 км^3. Влияние пролива Малый Бельт на транспорт вод во время ББЗ оказалось очень незначительным – всего 1,6 км^3.

6. Исследование путей распространения по Балтике трансформированных североморских вод после окончания ББЗ на двух разрезах с помощью лагранжева моделирования показывает, что после прохождения Датских проливов воды ББЗ широким потоком распространяются в Юго-Западную Балтику, затем проникают в Гданьский залив и движутся далее по циклонической траектории через глубоководные районы восточной и северной части Готландского бассейна, не проникая в Финский залив, и к концу декабря 2015 г. достигают Ландсортской впадины в западной части Готландского бассейна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Dickson R. R.* The prediction of major Baltic inflows // Deutsche hydrographische Zeitschrift. 1973. Vol. 26. P. 97–105. https://doi.org/10.1007/BF02232597

2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 3. Балтийское море. Вып. I. Гидрометеорологические условия / под редакцией Ф. С. Терзиева, В. А. Рожкова, А. И. Смирновой. Санкт-Петербург : Гидрометеоиздат, 1992. 450 с. (Проект «Моря СССР»).

3. *Fischer H., Matthäus W.* The importance of the Drogden Sill in the sound for major Baltic inflows // Journal of Marine Systems. 1996. Vol. 9, iss. 3–4. P. 137–157. https://doi.org/10.1016/S0924-7963(96)00046-2

4. *Matthäus W.* The history of investigation of salt water inflows into the Baltic Sea – from the early beginning to recent results // Meereswissenschaftliche Berichte. Warnemünde : Institut für Ostseeforschung, 2006. No. 65. 73 p. https://doi.io-warnemuende.de/10.12754/msr-2006-0065

5. Fresh oxygen for the Baltic Sea – An exceptional saline inflow after a decade of stagnation / V. Mohrholz [et al.] // Journal of Marine Systems. 2015. Vol. 148. P. 152–166. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2015.03.005

6. *Тихонова Н. А., Сухачев В. Н.* Волновая интерпретация больших балтийских затоков // Метеорология и гидрология. 2017. № 4. С. 67–79. EDN YJWLAD.

7. Нестационарность гидрометеорологических процессов Балтийского моря в условиях меняющегося климата / Е. А. Захарчук [и др.] // Труды Государственного океанографического института. 2017. № 218. С. 6–62. EDN YLMAZW.

8. *Leppäranta M., Myrberg K.* Topography and hydrography of the Baltic Sea // Physical Oceanography of the Baltic Sea. Berlin ; Heidelberg : Springer, 2009. P. 41–88. (Springer Praxis Books). https://doi.org/10.1007/978-3-540-79703-6

9. *Захарчук Е. А., Кудрявцев А. С., Сухачев В. Н.* О резонансно-волновом механизме больших балтийских затоков // Метеорология и гидрология. 2014. № 2. С. 56–68. EDN RUXQAD.

10. *Wyrtki K.* Die Dynamik der Wasserbewegungen in Fehmarnbelt // Kieler Meeresforschungen. 1953. Bd. IX, H. 2. S. 155–170.

11. *Madsen K. S., Højerslev N. K.* Long-term temperature and salinity records from the Baltic Sea transition zone // Boreal Environment Research. 2009. Vol. 14. P. 125–131.

12. *Gräwe U., Friedland R., Burchard H.* The future of the western Baltic Sea: two possible scenarios // Ocean Dynamics. 2013. Vol. 63, Iss. 8. P. 901–921. EDN VOZNZD. https://doi.org/10.1007/s10236-013-0634-0

13. *Stigebrandt A.* A Model for the Exchange of Water and Salt between the Baltic and the Skagerrak // Journal of Physical Oceanography. 1983. Vol. 13, iss. 3. P. 411–427. https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013<0411:AMFTEO>2.0.CO;2

14. *Meier H. E. M., Kjellström E., Graham L. P.* Estimating uncertainties of projected Baltic Sea salinity in the late 21st century // Geophysical Research Letters. 2006. Vol. 33, iss. 15. L15705. https://doi.org/10.1029/2006GL026488

15. *Neumann T.* Climate-change effects on the Baltic Sea ecosystem: a model study // Journal of Marine Systems. 2010. Vol. 81, iss. 3. P. 213–224. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.12.001

16. Freshwater outflow of the Baltic Sea and transport in the Norwegian current: A statistical correlation analysis based on a numerical experiment / R. Hordoir [et al.] // Continental Shelf Research. 2013. Vol. 64. P. 1–9. https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.05.006

17. Dynamics of medium-intensity dense water plumes in the Arkona Basin, Western Baltic Sea / H. Burchard [et al.] // Ocean Dynamics. 2005. Vol. 55, iss. 5. P. 391–402. EDN CHLLSA. https://doi.org/10.1007/s10236-005-0025-2

18. Transverse structure of turbulence in a rotating gravity current / L. Umlauf [et al.] // Geophysical Research Letters. 2007. Vol. 34, iss. 8. L08601. https://doi.org/10.1029/2007GL029521

19. *Lehmann A., Myrberg K.* Upwelling in the Baltic Sea – A review // Journal of Marine Systems. 2008. Vol. 74, suppl. 1. P. S3–S12. EDN MZPSYP. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.02.010

20. *Fennel W., Seifert T., Kayser B.* Rossby radii and phase speeds in the Baltic Sea // Continental Shelf Research. 1991. Vol. 11, iss. 1. P. 23–36. https://doi.org/10.1016/0278-4343(91)90032-2

21. *Reißmann J. H.* On the representation of regional characteristics by hydrographic measurements at central stations in four deep basins of the Baltic Sea // Ocean Science. 2006. Vol. 2, iss. 1. P. 71–86. https://doi.org/10.5194/os-2-71-2006

22. Baroclinic Rossby radius of deformation in the southern Baltic Sea / R. Osiński [et al.] // Oceanologia. 2010. Vol. 52, iss. 3. P. 417–429. EDN OLVCBP. http://dx.doi.org/10.5697/oc.52-3.417

23. Comparative analysis of the first baroclinic Rossby radius in the Baltic, Black, Okhotsk, and Mediterranean seas / A. Kurkin [et al.] // Russian Journal of Earth Sciences. 2020. Vol. 20. ES4008. EDN QIGHRF. https://doi.org/10.2205/2020ES000737

24. *Zhang Y. J., Stanev E. V., Grashorn S.* Unstructured-grid model for the North Sea and Baltic Sea: Validation against observations // Ocean Modelling. 2016. Vol. 97. P. 91–108. https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.11.009

25. Numerical simulation of large-scale ocean circulation based on the multicomponent splitting method / V. B. Zalesny [et al.] / Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling. 2010. Vol. 25, iss. 6. P. 581–609. EDN OHOLSZ. https://doi.org/10.1515/rjnamm.2010.036

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

27. *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

28. *Pacanovsky R. C., Philander G. H.* Parametrization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans // Journal of Physical Oceanography. 1981. Vol. 11, iss. 11. P. 1443–1451. https://doi.org/10.1175/1520-0485(1981)011<1443:POVMIN>2.0.CO;2

29. *Yakovlev N. G.* Reproduction of the large-scale state of water and sea ice in the Arctic Ocean from 1948 to 2002: Part II. The state of ice and snow cover // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2009. Vol. 45, iss. 4. P. 478–494. EDN MWULCR. https://doi.org/10.1134/S0001433809040082

30. *Hunke E. C., Dukowicz J. K.* An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics // Journal of Physical Oceanography. 1997. Vol. 27, iss. 9. P. 1849–1867. https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<1849:AEVPMF>2.0.CO;2

31. Influence of sea level rise on the dynamics of salt inflows in the Baltic Sea / R. Hordoir [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2015. Vol. 120, iss. 10. P. 6653–6668. https://doi.org/10.1002/2014JC010642

32. Sea-ice evaluation of NEMO-Nordic 1.0: A NEMO-LIM3.6-based ocean-sea-ice model setup for the North Sea and Baltic Sea / P. Pemberton [et al.] // Geoscientific Model Development. 2017. Vol. 10, iss. 8. P. 3105–3123. EDN YIYVJS. https://doi.org/10.5194/gmd-10-3105-2017

33. *Nerger L., Hiller W., Schröter J.* A comparison of error subspace Kalman filters // Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 2005. Vol. 57, iss. 5. P. 715–735. https://doi.org/10.3402/tellusa.v57i5.14732

34. *Prants S. V., Uleysky M. Yu., Budyansky M. V.* Lagrangian Oceanography : Large-scale Transport and Mixing in the Ocean. Cham : Springer, 2017. 273 p. (Physics of Earth and Space Environments). EDN MGKIZN. https://doi.org/10.1007/978-3-319-53022-2

35. *Mattsson J.* Some comments on the barotropic flow through the Danish straits and the division of the flow between the Belt Sea and the Öresund // Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 1996. Vol. 48, iss. 3. P. 456–464. https://doi.org/10.3402/tellusa.v48i3.12071

36. Propagation of impact of the recent major baltic inflows from the Eastern Gotland basin to the Gulf of Finland / T. Liblik [et al.] // Frontiers in Marine Science. 2018. Vol. 5. 222. EDN YJWEBN. https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00222

Об авторах:

Тихонова Наталья Александровна, доцент кафедры океанологии, Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет (Россия, 199178, Санкт-Петербург, 10 линия В.О., д. 33–35); и. о. зав. лабораторией, Санкт-Петербургское отделение Государственного океанографического института имени Н. Н. Зубова (Россия, 199397, Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38), кандидат географических наук, **ORCID ID: 0000-0002-4546-4920**, **ResearcherID: I-4647-2015**, **Scopus Author ID: 11239410500**, **SPIN-код: 9870-7279**, i@ntikhonova.ru

Захарчук Евгений Александрович, зав. кафедрой океанологии, Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет (Россия, 199178, Санкт-Петербург, 10 линия В. О., д. 33–35), доктор географических наук, **ORCID ID: 0000-0001-6079-5739**, **ResearcherID: N-1644-2013**, **Scopus Author ID: 6603158329**, **SPIN-код: 7724-4240**, eazakharchuk@yandex.ru

Виноградов Михаил Владимирович, аспирант кафедры океанологии, Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет (Россия, 199178, Санкт-Петербург, 10 линия В. О., д. 33–35); научный сотрудник, Санкт-Петербургское отделение Государственного океанографического института имени Н. Н. Зубова (Россия, 199397, Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38), магистр по специальности «Гидрометеорология», **ORCID ID: 0009-0003-3744-8204, ResearcherID: LIH-6593-2024**, **SPIN-код: 1518-2861,** Vinogradovm2000@gmail.com

Травкин Владимир Станиславович, аспирант кафедры океанологии, Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет (Россия, 199178, Санкт-Петербург, 10 линия В. О., д. 33–35); научный сотрудник, Санкт-Петербургское отделение Государственного океанографического института имени Н. Н. Зубова (Россия, 199397, Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38), магистр по специальности «Гидрометеорология», **ORCID ID: 0000-0002-7254-9313**, **ResearcherID: HCH-2630-2022**, **Scopus Author ID: 57509420800**, **SPIN-код: 4395-1208,** vtravkin99@gmail.com