

Особенности изменчивости термохалинной структуры и динамики вод Балтийского моря при формировании и распространении большого залива в декабре 2014 года*

Е. А. Захарчук¹, М. В. Виноградов^{1,2}, В. Н. Сухачёв^{1,2},
Н. А. Тихонова^{1,2}, В. С. Травкин^{1,2}, М. Ю. Улейский³

¹ Санкт-Петербургский государственный университет,

Российская Федерация, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7–9

² Государственный океанографический институт им. Н. Н. Зубова,
Российская Федерация, 119034, Москва, Кропоткинский пер., 6

³ Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева,
Российская Федерация, 690041, Владивосток, ул. Балтийская, 43

Для цитирования: Захарчук, Е. А., Виноградов, М. В., Сухачёв, В. Н., Тихонова, Н. А., Травкин, В. С., Улейский, М. Ю. (2024). Особенности изменчивости термохалинной структуры и динамики вод Балтийского моря при формировании и распространении большого залива в декабре 2014 года. *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*, 69 (4), 734–763. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2024.407>

На основе данных регионального реанализа гидрофизических полей Baltic Sea Physics Analysis and Forecast (BSPAF) и инструментальных измерений уровня моря и солёности исследуются особенности термохалинной структуры и динамики вод в Балтийском море во время распространения большого балтийского залива (ББЗ) солёных североморских вод, произошедшего в декабре 2014 г. Максимальный перепад уровня моря между Каттегатом и юго-западной Балтикой во время ББЗ в декабре 2014 г. составил 100 см. Показано, что хотя в ББЗ 2014 г. основное влияние оказывает баротропная компонента, но в наблюдающиеся уклоны уровня моря в Датских проливах во время ББЗ заметный вклад вносят уклоны, вызванные неоднородностью поля плотности морской воды, которые уменьшают суммарный уклон уровня моря. Вертикальные профили плотности воды и течений во время ББЗ демонстрируют сохранение в Датских проливах стратификации и наличие однонаправленного потока из Каттегата в Балтику со скоростями на поверхности 1.0–1.2 м/с и у дна 0.1–0.3 м/с. Значительные вертикальные градиенты скорости течений обусловлены влиянием бароклинной компоненты, скорости которой достигают 0.2–0.6 м/с. Оценки водообмена свидетельствуют, что за весь период ББЗ в юго-западную Балтику прошло 243.7 км³ каттегатских вод, что согласуется с более ранними расчётами, выполненными с помощью других методов. Анализ изменений во времени придонной солёности на трех разрезах в Балтийском море, а также результатов лагранжева моделирования движения маркеров показывает, что в течение одного года после ББЗ его трансформированные воды распространялись через юго-западную Балтику, восточный Готландский бассейн в северную часть открытой Балтики, где они повернули в циклоническом направлении и достигли Ландсортской впадины. Спустя 15 месяцев маркеры прошли в центральную часть Финского залива, а через два

* Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00412 «Уточнение механизмов генерации и нестационарности больших балтийских заливок».

© Санкт-Петербургский государственный университет, 2024

года их небольшие части проникли в Рижский залив и через Аландскую впадину подошли к Ботническому заливу.

Ключевые слова: Балтийское море, Датские проливы, большой балтийский заток, региональный реанализ гидрофизических полей, водообмен, течения, соленость воды, уровень моря, стратификация, лагранжево моделирование.

1. Введение

Впервые, термин «большой балтийский заток» (Major Baltic Inflow) был использован Робертом Диксоном в 1973 г. (Dickson, 1973) применительно к интенсивным затокам высокосолёных североморских вод в Балтийское море с объемами от 90 до более 200 км³ (Matthäus, 2006). Слабые внедрения североморских вод в Балтику с объемами 10–20 км³ происходят часто, но они не оказывают значительного влияния на океанологический режим глубинных вод центральной части Балтийского моря (Matthäus, 2006). Случаи появления больших балтийских затоков (ББЗ) весьма эпизодичны и отмечаются в подавляющем числе случаев только в осенне-зимний период (наиболее часто между ноябрем и январем) при определенных гидрометеорологических условиях, однако при этом высокосолёные и богатые кислородом воды ББЗ проникают далеко в открытую часть Балтийского моря, обновляя придонные и глубинные воды глубоководных впадин и оказывая определяющее влияние на эволюцию экосистемы моря (Leppäranta and Myrberg, 2009; Matthäus, 2006; Антонов, 1978; Иванова, 1989; Литина и др., 2020; Терзиев и др., 1992). Согласно оценкам (Matthäus, 2006), продолжительность больших затоков варьирует от 6 до 29 суток, но при этом их объем может составлять значительную часть от результирующего годового водообмена между Северным и Балтийским морями. По данным К. Виртки, в ноябре — декабре 1951 г. во время ББЗ через Датские проливы прошло около 200 км³ каттегатских вод, что составило 40 % годовой нормы (Wyrтки, 1953).

С 1880-х по начало 1980-х годов ББЗ наблюдались сравнительно часто — случаи их появления варьировались в основном от одного-двух раз в год до одного раза в три-четыре года (Fischer and Matthäus, 1996; Matthäus, 2006; Mohrholz et al., 2015; Захарчук и др., 2017а). В последние десятилетия отмечаются очень заметные изменения в водообмене между Балтийским и Северным морями: после 1983 г. частота больших балтийских затоков сократилась в несколько раз по сравнению с предшествующим вековым периодом инструментальных измерений; интервал между ними, который еще называют периодом стагнации (Leppäranta and Myrberg, 2009), стал составлять 10–11 лет. Предпоследний большой заток произошел в 2003 г., после чего в течение 11 лет это явление не наблюдалось. Последний большой заток произошел в декабре 2014 г., и, по оценкам немецких исследователей, он был третьим в ряду самых больших затоков (Mohrholz et al., 2015). Столь заметные изменения в водообмене между двумя морями не могли не повлиять на океанологический режим мелководного, почти замкнутого солоноватого бассейна, каким является Балтийское море, а также на функционирование его экосистемы.

В последние годы появились работы, в которых высказываются сомнения по поводу резкого сокращения количества больших балтийских затоков в последние десятилетия. В. Морхольц объяснял резкое сокращение ББЗ в последние десяти-

летия чисто техническими причинами: отсутствием инструментальных наблюдений в этот период на отдельных станциях мониторинга и сменой их местоположения, а также регистрирующего оборудования (Mohrholz, 2018). Оценивая расходы в Датских проливах по разности уровня моря в Каттегате и на юго-западе Балтики, В. Морхольц приходит к выводу, что количество больших затоков не изменилось (Mohrholz, 2018). На наш взгляд, его методические подходы и интерпретация результатов — весьма дискуссионны. В. Морхольц использовал для расчета затоков примитивный метод, разработанный почти 40 лет назад. В рамках этого метода баротропный перенос объемов соленых вод из Северного моря в Балтийское рассчитывается по разности уровня между п. Хорнбаек на юго-востоке пр. Каттегат и п. Гедсер, расположенном на выходе из Малых Датских проливов в юго-западной части Балтики (Mohrholz, 2018). Однако во время больших затоков следует оценивать градиент уровня не только между Каттегатом и п. Гедсер, но и дальше по пути следования больших затоков в открытой Балтике. Кроме того, В. Морхольц использовал 10-суточное сглаживание данных по уровню моря, хотя хорошо известно, что периоды больших затоков меняются от 6 до 29 суток (Matthäus, 2006). Далее В. Морхольц сравнивает свои результаты с изменением солености и кислорода только в Борнхольмской впадине, однако далеко не все затоки, достигшие Борнхольмской впадины, распространяются дальше и достигают Готландской впадины. Еще один довод В. Морхольца, отрицающий сокращение событий ББЗ в последние десятилетия, сводится к тому, что в Балтике в этот период не происходит уменьшения солености (Mohrholz, 2018). Это действительно так, и, более того, современные исследования показывают, что в последние десятилетия отмечается осолонение вод открытой Балтики и Финского залива (Lehmann et al., 2022; Захарчук и др., 2023; Захарчук и др., 2017b; Захарчук и др., 2017a). Однако увеличение солености вод Балтийского моря на фоне резкого сокращения количества ББЗ может быть связано с влиянием процессов других временных масштабов. Балтийское море имеет положительный пресный баланс: количество осадков и материкового стока почти в четыре раза превосходит количество пресной воды, которое изымается в процессе испарения (Leppäranta and Myrberg, 2009). Это приводит к двухслойной средней циркуляции. В поверхностном слое из-за избытка поступления пресных вод происходит постоянный отток вод из Балтийского в Северное море, а в придонном слое возникает компенсационное течение, направленное из Северного моря в Балтийское. В последние десятилетия в Балтийском море отмечается увеличение атмосферных осадков и речного стока (Захарчук и др., 2023). Это должно приводить к усилению средней двухслойной циркуляции вод, в результате которой в придонном слое происходит увеличение поступления соленых вод из Северного моря в Балтийское. Результаты исследований разных авторов также показывают, что с 1995 г. происходит осолонение вод Северного моря (Hughes et al., 2012; Quante et al., 2016), которое передается через процесс водообмена глубинным и придонным водным массам открытой Балтики (Lehmann et al., 2022).

Водообмен между Северным и Балтийским морями, осуществляющийся через узкие и мелководные Датские проливы, разделяется на три составляющие (Matthäus, 2006; Mohrholz et al., 2015; Захарчук и др., 2017a). Во-первых, в верхнем слое происходит почти постоянный отток из Балтийского моря солоноватой воды объемом около $15\ 000\ \text{м}^3/\text{с}$, имеющей соленость 7‰. Этот поток, на-

правленный в пролив Каттегат, обусловлен избытком поступления пресных вод от рек, впадающих в Балтийское море, и выпадающих атмосферных осадков (Hordoir and Meier, 2010). Во-вторых, за счет значительной неоднородности поля плотности водной массы Датских проливов там формируется бароклинный градиент давления, связанный с разностью солёности в 20–25 ‰ между пр. Каттегат (34 ‰) и Арконским бассейном Балтийского моря (7 ‰) и приводящий к бароклиным притокам солёной воды в Балтийское море (Reissmann et al., 2009; Sellschopp et al., 2006). Согласно наблюдениям, бароклинные затоки появляются во время устойчивых, но слабых ветров, длящихся более 14 дней (обычно в конце лета), и характеризуются значительной стратификацией в юго-западной части Балтики. Баротропные уклоны уровня моря между проливом Каттегат и Балтийским морем сопровождаются притоком солёной Каттегатской воды в западную часть Балтийского моря. Именно с последним механизмом в зарубежной литературе и связывают большие балтийские затоки (Matthäus and Franck, 1992; Mohrholz, 2018). На основании современных наблюдений и модельных исследований ученые приходят к выводу, что перенос соли, связанный с бароклиными затоками, по крайней мере в 5–10 раз меньше по сравнению с баротропными затоками (Feistel et al., 2004; Meier et al., 2004). Согласно работам Маттеуса и Франка (Matthäus and Franck, 1992), большие затоки идентифицировались, если придонная солёность на плавмайке Gedser Rev (рис. 1) в юго-западной части моря становилась выше 17 ‰ более пяти дней подряд, а вертикальная стратификация почти отсутствовала.

Процесс формирования большого затока принято делить на четыре основных периода: период оттока Балтийских вод (outflow period), предшествующий затокам период (precursory period), основной период затока (main inflow period) и период после затока (post-inflow period) (Matthäus, 2006; Mohrholz, 2018; Mohrholz et al., 2015). Период оттока формируется, когда над Балтийским морем отмечаются восточные переносы воздушных масс, что приводит сначала к нагону уровня на юго-западе Балтики и сгону уровня в Каттегате. Из-за образовавшегося уклона уровня и восточных ветров начинается отток воды из Балтики в Северное море, который приводит к понижению уровня Балтийского моря. В предшествующий затокам период синоптические условия меняются: восточные ветры сменяются интенсивными и продолжительными (около двух-трех недель) ветрами западных направлений, под действием которых происходит значительный нагон атлантических вод в Северное море, в результате чего уровень моря в Каттегате начинает повышаться, пока не сравняется с уровнем в юго-западной Балтике. Основной период затока начинается, когда под действием продолжающихся интенсивных западных ветров уровень моря в Каттегате становится выше, чем на юго-западе Балтики и продолжает повышаться, что приводит к поступлению больших объемов солёных каттегатских вод через Датские проливы в Балтику и повышению ее уровня. Исследования показывают, что во время большого затока перепад уровня между проливом Каттегат и юго-западной частью Балтики может достигать 1.0–1.7 м (Madsen and Højerslev, 2009). Большой заток продолжается, пока уровни моря в Каттегате и на юго-западе Балтики не выровняются. В период после затока западные ветры ослабевают и североморские воды перестают накапливаться в Датских проливах. Так как уровень Балтики повышен относительно уровня Северного моря, начинается

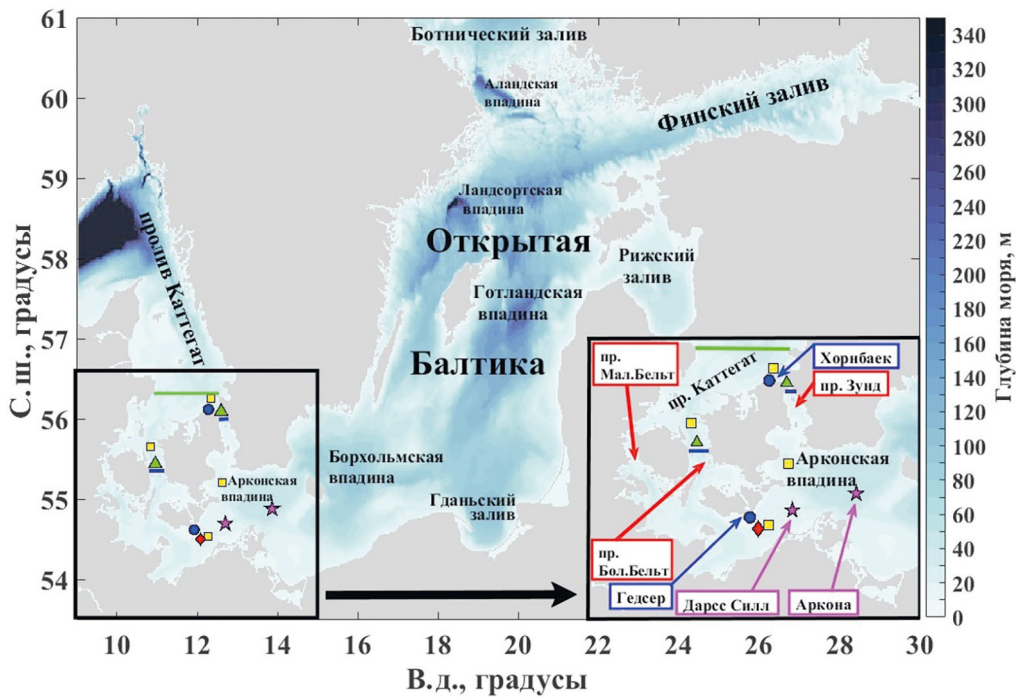


Рис. 1. Батиметрия Балтийского моря, местоположение станций мареографных измерений уровня моря Хорнбаек и Гедсер, а также автоматических станций Дарс Силл и Аркона.

Зеленые треугольники — районы в проливах Большой Бельт и Зунд, где оценивалось изменение во времени вертикальных профилей солёности и течений во время формирования ББЗ. Красный ромб — плавмаяк Гедсер Рев (GR). Синие линии — сечения, на которых оценивался водообмен между Каттегатом и Балтикой. Желтые квадраты — районы, между которыми оценивались уклоны уровня моря по данным регионального реанализа BSPAF. Зеленая линия — линия размещения пассивных маркеров. Данные батиметрии взяты из The Baltic Sea Bathymetry Database (Baltic Sea Hydrographic Commission. [online] Доступно на: <https://www.bshc.pro/data/> [Дата доступа: 10.09.2024]).

отток воды из Балтийского моря, и его уровень понижается до состояния, близкого к среднему значению (Mohrholz, 2018; Mohrholz et al., 2015).

В работах Виртки и Диксона (Dickson, 1973; Wyrтки, 1953) отмечалось, что необходимым предварительным условием для развития интенсивного затока должно быть формирование положительной аномалии солёности в глубинных слоях пр. Каттегат. Однако позже специальные исследования Маттеуса и Франка (Matthaus and Franck, 1989) опровергли это заключение: перед большими затоками в пр. Каттегат наблюдались как положительные, так и отрицательные аномалии солёности.

До настоящего времени плохо изученными остаются особенности изменчивости океанологических процессов в периоды формирования ББЗ и пути распространения солёных североморских вод в Балтийском море во время и после ББЗ. В частности, не совсем ясно, через какое время трансформированные воды ББЗ попадают в Западный Готландский бассейн, а также в Финский залив, и достигают ли они Рижского и Ботнического заливов. Традиционные данные судовых океанографических съёмок и разрезов не репрезентативны для изучения процессов синоп-

тического масштаба, к которым относятся ББЗ, так как эти измерения не синхронны, эпизодичны во времени и ограничены в пространстве. Значительное развитие в последние десятилетия численного гидродинамического моделирования океанов и морей с использованием алгоритмов усвоения судовых и спутниковых данных определило новый, более представительный путь исследования ББЗ с помощью данных реанализа гидрофизических полей. Поэтому основная цель работы — исследовать с помощью контактных гидрологических измерений и современных данных регионального реанализа гидрофизических полей особенности изменчивости термохалинной структуры и динамики вод Балтийского моря во время формирования и распространения большого балтийского залива соленых североморских вод, произошедшего в декабре 2014 г.

2. Данные и методы

Для изучения пространственно-временной структуры большого залива соленых североморских вод в декабре 2014 г. использовались следующие данные.

1. Значения температуры, солёности воды и скорости и направления течений на разных горизонтах в Балтийском море, полученные в рамках регионального реанализа гидрофизических полей Baltic Sea Physics Analysis and Forecast (BSPAF)¹ (Liu et al., 2019), основанного на численной реализации гидродинамической модели NEMO 3,6 (Nucleus for European Modeling of the Ocean) (Hordoir et al., 2015; Pemberton et al., 2017) для условий Балтийского моря, в которой используется процедура ассимиляции контактной и спутниковой информации с применением алгоритма одной из разновидностей фильтра Кальмана (Local singular evolutive interpolated Kalman (LSEIK) filter (Nerger et al., 2005)). В качестве ассимилируемых переменных в модели NEMO 3,6 использовались спутниковые данные поверхностной температуры воды, полученные ледовой службой в SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute), а также in-situ измерения температуры и солёности из базы данных ICES². Для задания граничных условий на поверхности моря использовались данные метеорологических характеристик, рассчитанные с помощью атмосферной модели ECMWF ERA5. Данные регионального реанализа имеют суточное осреднение, разрешение по горизонтали 2 км и 56 горизонтов по вертикали (толщина слоев меняется в зависимости от глубины от 1 до 24 м) и охватывают период с 1993 по 2022 г.

2. Мареографные измерения уровня моря на станциях Хорнбаек и Гедсер за период с 1 ноября 2014 г. по 31 декабря 2015 г. с интервалом 15 мин, которые были осреднены до одних суток.

3. Для валидации данных реанализа использовались контактные измерения солёности на разных горизонтах стационарных автоматических станций Дарсс Силл и Аркона, установленных на юго-западе Балтики на глубинах 21 и 45 м соответственно (рис. 1).

4. Для оценок атмосферного давления во время ББЗ использовались данные реанализа метеорологических полей ERA5 с пространственным разрешением $0.25 \times 0.25^\circ$ (Hersbach et al., 2020).

¹ Доступно на: <https://doi.org/10.48670/moi-00013> [Дата доступа 10.12.2024].

² Доступно на: <http://www.ices.dk> [Дата доступа 10.12.2024].

Количественные оценки водообмена (Q) через проливы Зунд и Большой Бельт в периоды формирования большого балтийского залива 2014 г. производились на основе данных регионального реанализа BSPAF о скоростях течений на разных горизонтах вдоль разрезов, пересекающих проливы (см. рис. 1), по формуле:

$$Q = \sum_{i=1}^n \sum_{z=1}^m VS, \quad (1)$$

где n — количество ячеек i на разрезе; m — количество горизонтов z в данной ячейке; V — меридиональная составляющая скорости течения в ячейке реанализа, на горизонте z ; S — площадь сечения ячейки, которая определялась как произведение толщины слоя (Δz) на расстояние между соседними узлами реанализа (Δi): $S = \Delta z \times \Delta i$.

Выделение бароклинной компоненты течений было выполнено по методике, изложенной в работе (Первунина и др., 1955), путем исключения из каждого профиля среднего по вертикали (кроме придонного горизонта) вектора скорости течений. Этот подход использовался в указанной работе для выделения баротропного приливного течения по данным измерений скорости и направления течений на разных горизонтах на буйковых станциях. Работоспособность этого метода проверялась нами ранее путем численных экспериментов с бароклинной и баротропной версиями гидродинамической модели Балтийского моря при одних и тех же граничных условиях, вычитая из результатов бароклинной задачи результат баротропного решения (Захарчук и др., 2017b). Такие эксперименты проводились нами для случаев штормовых нагонов в трех районах Финского залива в осенне-зимние периоды, где производились длительные измерения течений с помощью акустических доплеровских профилографов ADCP. Сравнение результатов численных экспериментов с результатами, полученными на основе анализа измерений течений, показало хорошее согласие (Захарчук и др., 2017b).

Для исследования особенностей распространения вод ББЗ по акватории моря использовались два метода.

С помощью первого метода были построены три 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 (Markus Meier, 2007; Matthäus, 2006; Mohrholz et al., 2015). На всех трех разрезах по данным регионального реанализа строились диаграммы временной изменчивости солёности в придонном слое.

Во втором случае применялся лагранжев метод, подробное описание которого дано в монографии (Prants et al., 2017). Суть данного метода заключается в ежесуточном размещении большого числа пассивных маркеров (5000 шт.), имитирующих воды со специфичными океанографическими характеристиками, на отрезке вдоль границы севернее Датских проливов (56.6° с.ш. 10.85° в.д. — 56.6° с.ш., 11° в.д.) в период с 1 ноября по 31 декабря 2014 г. В дальнейшем по известному полю скорости модели NEMO для каждого маркера производится расчет его траектории на период времени два года. Такой способ ранее успешно применялся для моделирования путей переноса радиоактивного загрязнения с АЭС «Фукусима» (Budyansky et al., 2024), поиска наиболее благоприятных промысловых районов (Prants et al.,

2021), а также при определении границ речного плюма р. Амазонка (Morozov et al., 2024).

Лагранжевы траектории рассчитывались при помощи уравнений адвекции:

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

где u, v — угловые компоненты скорости течений поля NEMO в предпоследнем σ -слое по глубине; φ, λ — широта и долгота 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 вышеуказанные уравнения интегрируются по схеме Рунге — Кутты четвертого порядка с фиксированным шагом по времени (0.001 сут.) (Prants, 2015).

Для оценки изменения стратификации в Датских проливах во время формирования ББЗ по данным реанализа о температуре и солености на разных горизонтах рассчитывалась плотность воды. Для этого использовалось уравнение состояния, описанное в работе (Jackett and McDougall, 1995).

3. Результаты и их обсуждение

3.1. Сравнение изменений солености по данным реанализа BSPAF с измерениями на станциях Дарсс Силл и Аркона

На рис. 2 представлены изменения во времени вертикальных профилей солености, измеренных на автоматических станциях Дарсс Силл и Аркона (см. рис. 1), по данным регионального реанализа BSPAF за период с 1 ноября по 31 декабря 2014 г., а в табл. 1 для сравнения показаны оценки статистических характеристик измеренных и модельных значений солености. Видно, что ББЗ 2014 г. воспроизводится по данным регионального реанализа. Коэффициенты корреляции между измеренными и модельными рядами солености на разных горизонтах высокие и варьируют от 0.71 до 0.90 в районе станции Дарсс Силл (табл. 1) и 0.68–0.89 в районе станции Аркона, что свидетельствует об адекватности данных реанализа, которые описывают основные особенности изменений солености во время ББЗ. Сравнительно близкие значения у данных реанализа отмечаются и для оценок математического ожидания (M) изменений солености на всех горизонтах станции Дарсс Силл и для верхних горизонтов (2–7 м) станции Аркона. Для горизонтов, находящихся ниже, данные реанализа показывают завышенные значения M на 0.8–1.7 ‰.

Значения СКО у данных реанализа завышены на 15–27 % относительно данных Дарсс Силл и в 1.3–2.0 раза относительно верхних горизонтов станции Аркона, в то время как для нижних горизонтов этой станции сравнение значений СКО показывает близкие значения (см. табл. 1). Сравнительно небольшие различия отмечаются для минимальных значений измеренной на станции Дарсс Силл и рассчитанной по

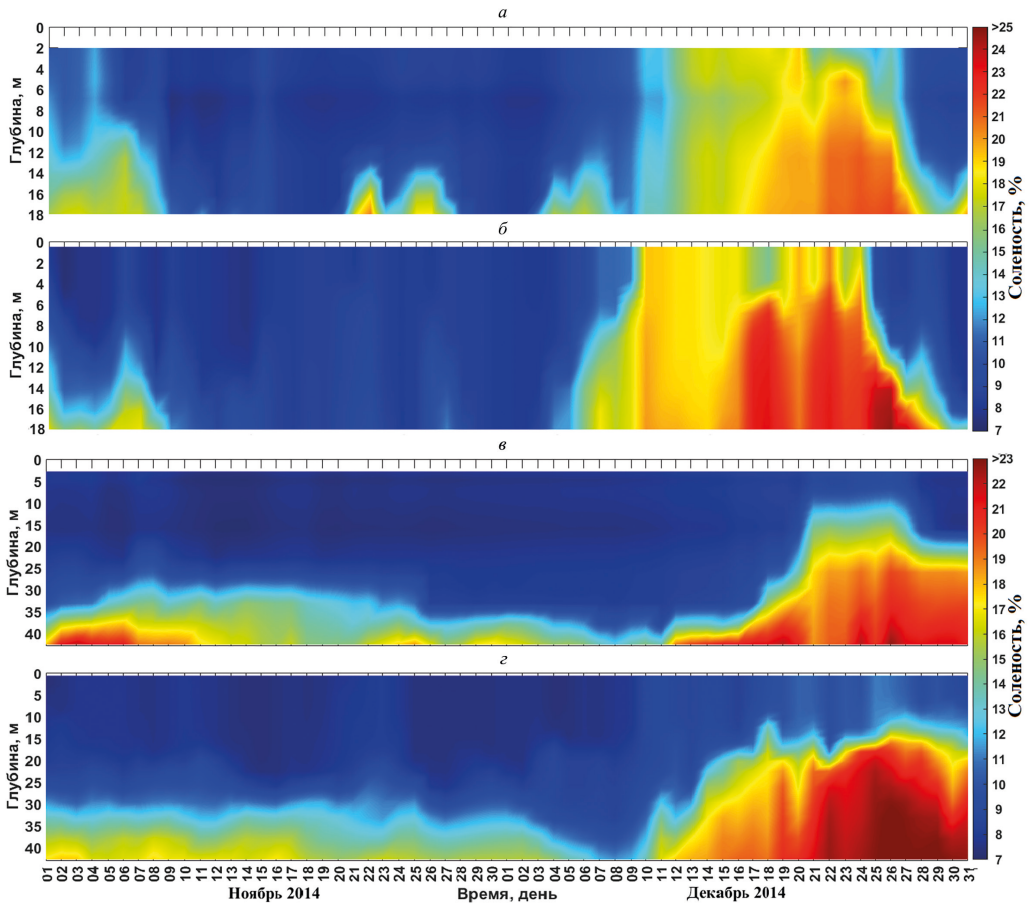


Рис. 2. Сравнение временного хода вертикальных профилей солёности на станциях Дарсс Силл (а) и Аркона (в) с данными регионального реанализа BSPAF (б, г) за 1 ноября — 31 декабря 2014 г.

реанализу солёности (S_{\min}) в слое 7–20 м, однако в поверхностном слое, по данным реанализа, минимумы солёности меньше на 0.6–0.8 ‰. Для станции Аркона сравнение минимумов солёности с данными реанализа показывает близкие значения на всех горизонтах, кроме придонного, где отмечаются расхождения на 2.2 ‰. Наибольшие расхождения отмечаются для максимумов солёности (S_{\max}): по сравнению с измеренными значениями на обеих станциях, по данным реанализа, они завышены на 1.3–3.0 ‰ (см. табл. 1).

Выявленные различия модельных и измеренных оценок солёности могут быть связаны с недостаточно высоким пространственным разрешением сеточной области модели NEMO 3,6, не позволяющим правильно описывать изменчивость океанологических процессов в очень узких Датских проливах. Кроме того, измерения океанологических параметров на станциях Дарсс Силл и Аркона являются точечными, а данные реанализа BSPAF воспроизводят поля гидрофизических характеристик с пространственным осреднением 2×2 км.

Таблица 1. Статистические характеристики изменений солености на разных горизонтах станций Дарсс Силл (ДС) и Аркона (АР) и по данным регионального реанализа BSPAF (PP): М — мат. ожидание, СКО — ср. кв. отклонение, S_{min} и S_{max}, минимальное и максимальное значения, R — коэффициент взаимной корреляции

Горизонт, м		М, ‰		СКО, ‰		S _{max} , ‰		S _{min} , ‰		R
ДС	PP	ДС	PP	ДС	PP	ДС	PP	ДС	PP	ДС×PP
2	1.5	10.93	10.89	3.37	4.31	19.21	20.53	8.07	7.31	0.87
5	4.7	11.22	11.07	3.81	4.49	20.15	21.60	8.07	7.43	0.89
7	7.0	10.86	11.60	3.85	5.00	19.45	22.41	7.47	7.67	0.88
12	12.3	12.28	12.99	4.42	5.34	21.26	23.01	8.05	7.92	0.90
15	17.5	14.44	14.87	4.47	5.52	21.57	24.75	8.13	8.11	0.79
19	19.7	15.80	15.66	4.32	5.89	21.93	24.92	8.21	8.11	0.71
АР	PP	АР	PP	АР	PP	АР	PP	АР	PP	АР×PP
2	1.5	8.16	8.28	0.52	1.04	9.71	11.08	7.58	7.25	0.86
5	4.7	7.75	8.29	0.51	1.05	9.33	11.10	7.14	7.32	0.81
7	6.9	7.93	8.33	0.54	1.10	9.69	11.15	7.36	7.32	0.84
16	15.6	8.39	9.45	2.34	3.04	15.59	18.82	7.14	7.32	0.68
25	24.9	10.15	11.83	4.08	5.01	19.87	22.51	7.65	7.47	0.89
33	31.9	12.57	14.11	4.27	4.46	20.64	23.13	7.99	8.42	0.79
40	41.1	16.56	17.33	3.15	3.10	21.98	23.28	9.09	11.29	0.83

3.2. Особенности изменчивости уровня моря в период формирования ББЗ

На рис. 3 показаны среднесуточные значения уровня моря на станциях Хорнбаек и Гедсер в ноябре — декабре 2014 г., а также разности между значениями уровня на этих же станциях. Хорошо видно, что с 5 ноября по 1 декабря 2014 г. уровень моря на юго-западе Балтики (п. Гедсер) был почти всегда выше, чем уровень в пр. Каттегат (п. Хорнбаек). Это было связано с преобладанием ветра восточных и юго-восточных румбов, который, согласно инструментальным измерениям на станции Дарсс Силл, достигал значений 5–15 м/с (Mohrholz et al., 2015). Такой ветер сначала привел к нагону уровня на юго-западе Балтики и сгону на юге пр. Каттегат, а после того, как градиент уровня между ними вырос до 62 см, начался отток вод из Балтики в Каттегат, что привело к понижению уровня в Балтийском море (рис. 3, а). В начале декабря метеорологические условия изменились: под действием глубоких циклонов, распространяющихся над Северной Атлантикой в регионе Северного моря, стали дуть сильные ветры юго-западных и западных румбов со скоростями до 18 м/с. Такая синоптическая ситуация продолжалась в течение трех недель (Mohrholz et al., 2015). В результате под действием западных ветров в Каттегате начался нагон уровня, а на юго-западе открытой Балтики, наоборот, уровень сначала понизился из-за сгона (рис. 3, а). Это привело к тому, что перепад уровня между Каттегатом и юго-западной

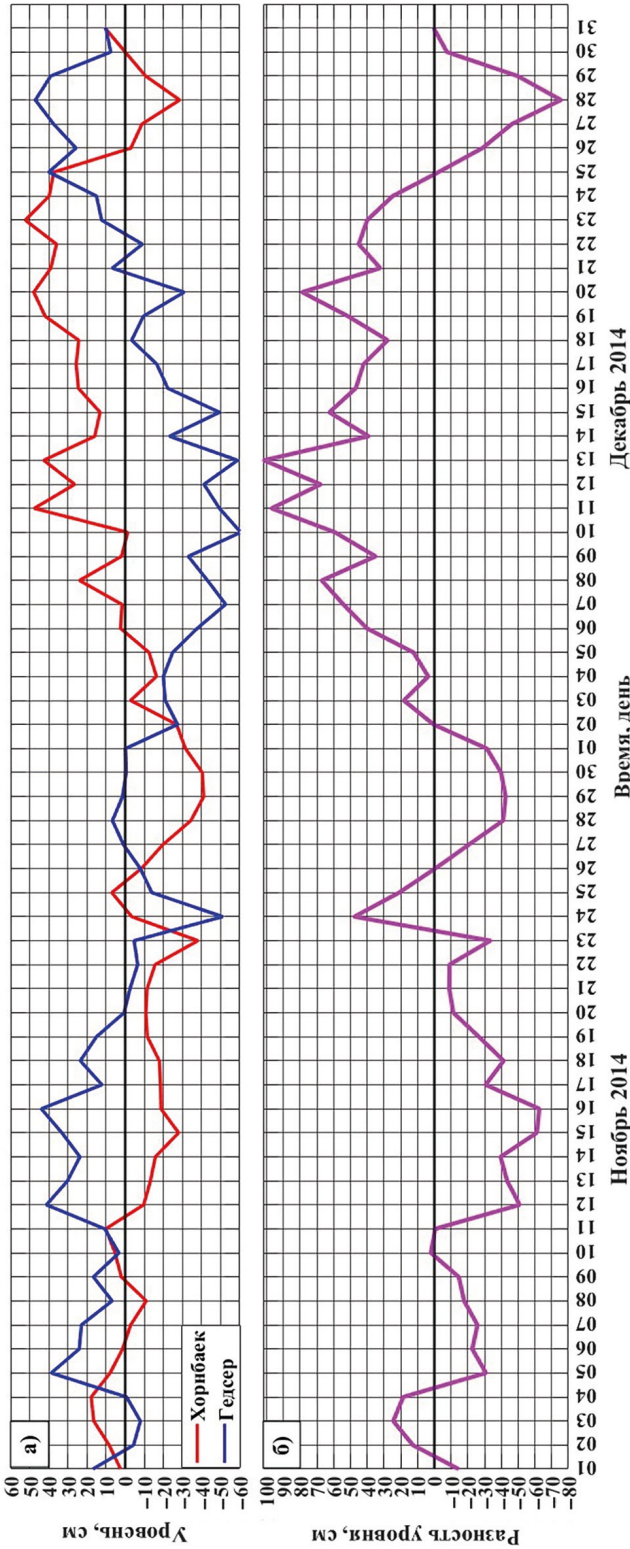


Рис. 3. Среднесуточные значения уровня моря на станциях Хорнбаек и Гедсер (см. рис. 1) в ноябре — декабре 2014 г. (а) и разности между значениями уровня в пунктах Хорнбаек и Гедсер за этот же период (б). Положительные разности на рис. 3, б показывают, что уровень моря в Каттегате (Хорнбаек) выше, чем на юго-западе Балтики (Гедсер)

Балтикой достиг 100 см (рис. 3, б), вызвав очень сильный большой заток соленых североморских вод в Балтийское море, который, по оценкам (Mohrholz et al., 2015), был третьим по величине в ряду ББЗ начиная с 1880 г.

3.3. Особенности изменчивости течений и стратификации в Датских проливах во время ББЗ

Воды ББЗ распространяются в Балтику через очень узкие и мелководные Датские проливы: Зунд, Большой Бельт и Малый Бельт. По мнению Й. Маттсона (Mattsson, 1996), пролив Малый Бельт не оказывает значительного влияния на водообмен Северного и Балтийского морей, так как его ширина в самом узком месте — всего 0.8 км, а минимальная глубина — 12 м. Основной объем вод ББЗ поступает в Балтику через проливы Большой Бельт и Зунд. Минимальная ширина пролива Зунд составляет около 5 км, а наименьшая глубина — 8 м; для пр. Большой Бельт эти оценки составляют 3.7 км и более 20 м, соответственно. По оценкам Й. Маттсона (Mattsson, 1996), объемы транспорта вод во время ББЗ между Большим Бельтом и Зундом распределяются в соотношении 7 : 3. Однако М. Линтрап и Ф. Якобсен (Lintrup and Jakobsen, 1999) пришли к выводу, что в отдельных случаях транспорт соли через пролив Зунд может превышать ее транспорт через Большой Бельт.

На рис. 4 продемонстрированы изменения во времени вертикальных распределений векторов скорости течений. Эти результаты совместно с изменениями уровня моря (см. рис. 3) свидетельствуют о том, что период оттока балтийских вод начался в первых числах ноября 2014 г. и продолжался до 28 ноября, после чего начался предшествующий затоку период, когда синоптическая ситуация стала меняться, подули ветры западных румбов и уровень в Каттегат начал повышаться. Основной период ББЗ 2014 г. начался 3 декабря, когда отток вод из Балтики в Каттегат прекратился и направления течений в проливах Зунд и Большой Бельт сменились на обратные на всех горизонтах. Такой однонаправленный поток каттегатских вод в Балтику продолжался до 23 декабря в Зунде (рис. 4, а) и до 25 декабря в Большом Бельте (рис. 4, в). Затем направления течений во всей толще сменились на обратные, что продемонстрировало начало периода после затока, сопровождающегося оттоком вод из Балтики в Каттегат (рис. 4, а, в). Скорости течений в верхнем 10-метровом слое во время ББЗ имеют очень большие значения — 1.0–1.2 м/с. С глубиной скорости течений значительно уменьшаются — до 0.1–0.3 м/с (рис. 4, а, в).

Оценки бароклиной компоненты свидетельствуют, что в изменениях вертикальных профилей течений во время ББЗ преобладает первая бароклиная мода, узел которой в пр. Зунд располагается на глубинах 7–8 м, а в пр. Большой Бельт — на глубинах 9–11 м (рис. 4, б, г). Скорости бароклиных течений достигают 0.2–0.6 м/с, это свидетельствует о том, что они вносят значительный вклад в суммарный перенос каттегатских вод через проливы во время ББЗ. Под влиянием бароклиной компоненты происходит значительное усиление наблюдающихся поверхностных течений и ослабление глубинных (рис. 4, а, в).

На рис. 4, б, г продемонстрировано также, что за ноябрь — декабрь 2014 г. вертикальная бароклиная структура течений квазипериодически меняется на об-

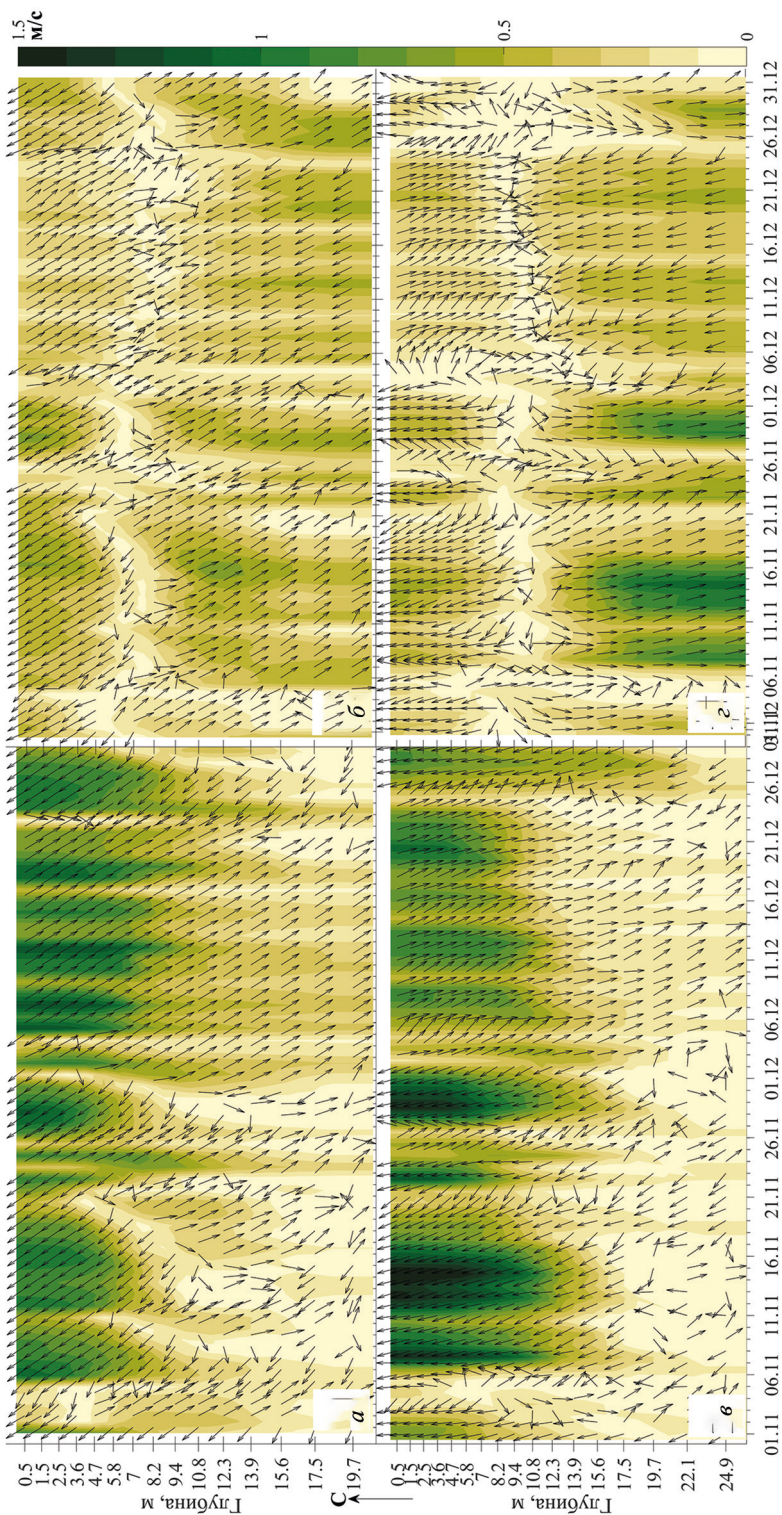


Рис. 4. Изменения во времени вертикальных профилей среднесуточных векторов скорости суммарных течений (а, в) и их бароклиной компоненты (б, г) в проливах Зунд (а, б) и Большой Бельт (в, г) с 1 ноября по 31 декабря 2014 г.

ратную несколько раз. Это может свидетельствовать о влиянии низкочастотного волнового процесса на движения вод в системе Каттегат — Датские проливы — юго-западная Балтика. В работах (Захарчук и др., 2014; Тихонова и Сухачёв, 2017) было показано, что ББЗ связаны с динамикой бароклинических топографических волн Россби. Это преимущественно горизонтально-поперечные волны. В первой бароклинической моде у таких волн орбитальные движения частиц в поверхностном и придонном слоях направлены в противоположную сторону относительно узла, расположенного в слое пикноклина (Тареев, 1974).

На рис. 5 показаны изменения во времени плотности воды в центральных частях проливов Зунд и Большой Бельт в ноябре — декабре 2014 г. Они свидетельствуют, что во время ББЗ стратификация в проливах Зунд и Большой Бельт сохраняется. Ее наибольшее ослабление происходит в заключительной стадии ББЗ с 20 по 26 декабря 2014 г. (рис. 5).

3.4. Влияние пространственных изменений плотности воды на уклоны уровня моря между Каттегатом и юго-западной Балтикой во время ББЗ

Волкер Мархольц идентифицировал ББЗ, рассчитанные по уклонам уровня между Каттегатом и юго-западной Балтикой как баротропные затоки (Mohrholz, 2018). На наш взгляд, в этой работе недооценивается роль бароклинической компоненты в изменении уровня моря в системе Каттегат — Датские проливы — юго-западная Балтика, где пространственные изменения солёности достигают 20–25 ‰ (Reissmann et al., 2009; Sellschopp et al., 2006).

Оценить разность уровня моря, обусловленную пространственными изменениями плотности воды в проливах Зунд и Большой Бельт во время ББЗ, можно по формуле, предложенной в работе (Samuelsson and Stigebrandt, 1996):

$$\Delta h_b = -\rho_0^{-1} \left(\int_0^{z_0} \rho_1(z) - \rho_2(z) \right) dz + \frac{\Delta P_a}{g\rho_0}; \quad (2)$$

где Δh_b — разность уровней моря за счет изменений плотности воды между Каттегатом (ρ_1) и юго-западной Балтикой (ρ_2); ρ_0 — плотность воды; z — глубина моря; ΔP_a — разность атмосферного давления между Каттегатом и юго-западной Балтикой; z_0 — горизонт, где отсутствует движение воды (за него принималась глубина моря); g — ускорение свободного падения.

Для оценки Δh_b по обеим сторонам проливов Зунд и Большой Бельт выбирались районы с одинаковыми глубинами (см. рис. 1). Значения плотности на разных горизонтах оценивались по температуре и солёности воды по уравнению состояния, описанному в работе (Jackett and McDougall, 1995). Значения атмосферного давления P_a брались из данных реанализа метеорологических полей ERA-5.

На рис. 6 сравниваются разности суммарного уровня моря по обеим сторонам проливов Зунд и Большой Бельт, оцененные по данным регионального реанализа BSPAF и по формуле (1). Видно, что бароклинические уклоны уровня моря во время ББЗ направлены в противоположную сторону относительно

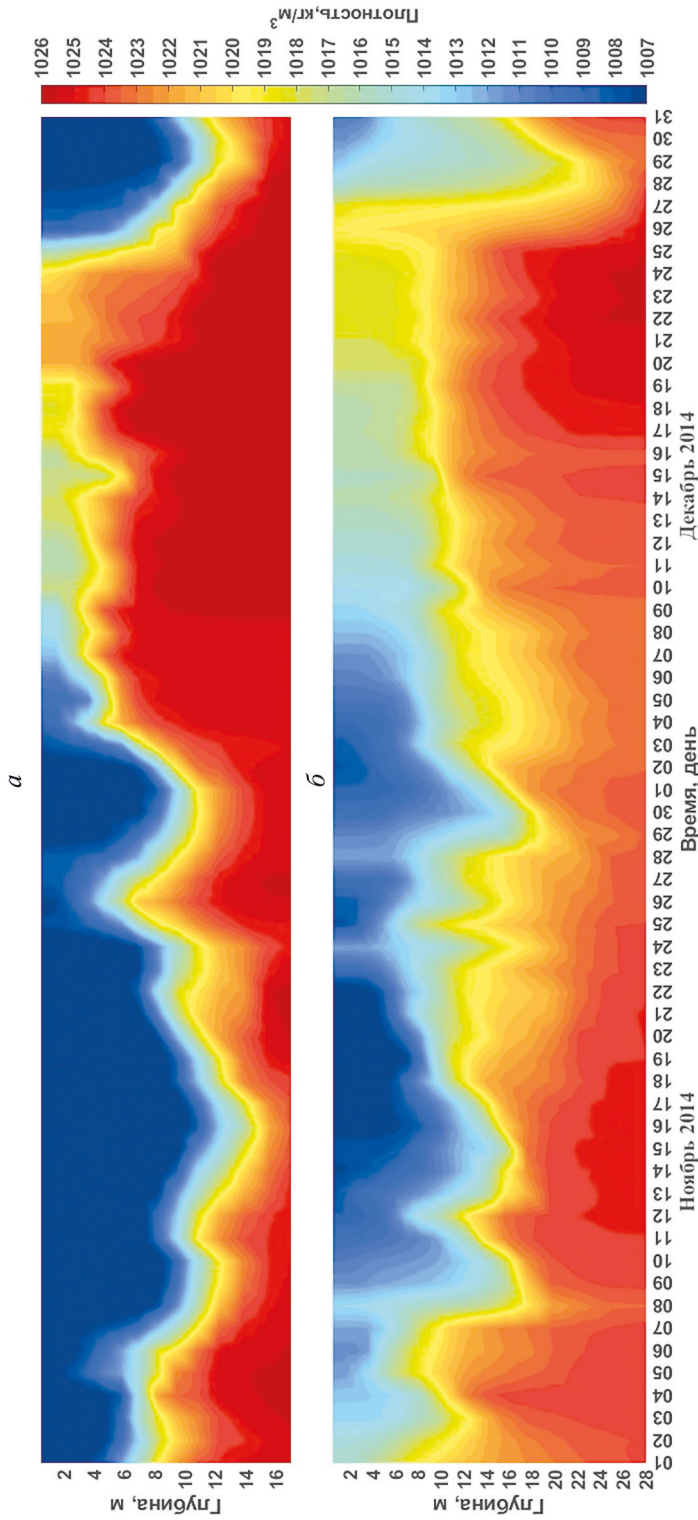


Рис. 5. Изменение во времени плотности воды в центральных частях проливов Зунд (а) и Большой Бельг (б) в ноябре и декабре 2014 г.

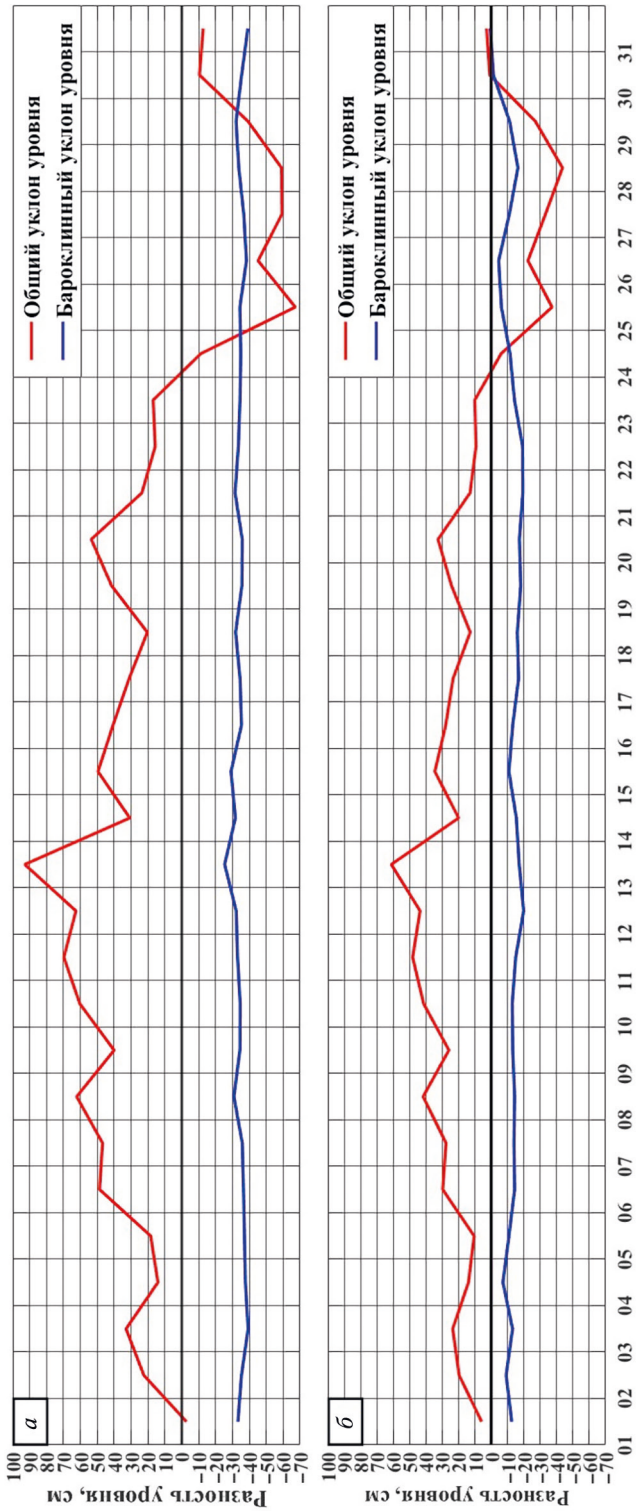


Рис. 6. Изменение разности суммарных уровней моря на входе и выходе из проливов Зунд (а) и Большой Бельт (б), оцененные по данным регионального реанализа (красная линия) и рассчитанные по формуле (2) разности уровней моря в этих проливах, обусловленные изменениями плотности воды

суммарных уклонов уровня моря. В проливе Зунд они достигают 25–40 см, что в 2.3 и 3.6 раза меньше максимальных суммарных уклонов уровня моря, которые равны 91 см (рис. 6, а). В пр. Большой Бельт суммарные уклоны уровня моря изменяются от 10 до 61 см, а бароклинные уклоны уровня моря варьируют от 8 до 20 см (рис. 6, б). В обоих случаях видно, что на отдельных временных отрезках ББЗ бароклинные уклоны уровня моря сравнимы с суммарными. Эти результаты свидетельствуют, что ББЗ 2014 г. нельзя идентифицировать как баротропный, так как в наблюдающиеся уклоны уровня моря в Датских проливах во время ББЗ заметный вклад вносит значительная пространственная неоднородность поля плотности, которая приводит к обратному уклону уровня моря по сравнению с баротропным. Эти результаты не описывались ранее в публикациях, посвященных исследованию ББЗ.

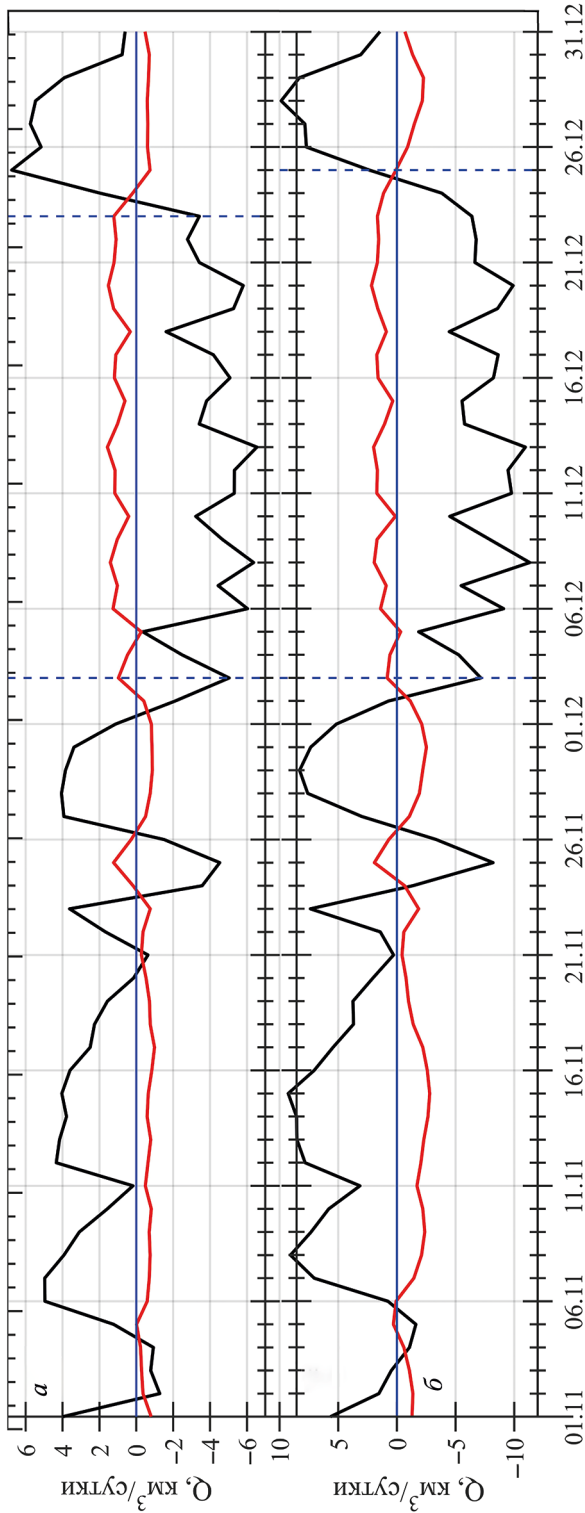
3.5. Особенности изменчивости водообмена через Датские проливы в период формирования ББЗ

На рис. 7 показаны результаты сравнения оценок суммарного и бароклинного водообмена через проливы Зунд и Большой Бельт во время ББЗ 2014 г. Видно, что в период ББЗ в Зунде среднесуточный суммарный перенос каттегатских вод в Балтику меняется от 0.3 до 6.5 км³/сут., в то время как бароклинный перенос почти всегда направлен в противоположную сторону и составляет 0.2–1.8 км³/сут. (рис. 7, а). В пр. Большой Бельт суммарный перенос каттегатских вод в Балтику во время залива приблизительно в два раза больше, чем в Зунде, и составляет от 2 до 11.5 км³/сут., а интегральный по глубине бароклинный перенос меняется от 0 до 2.2 км³/сут. (рис. 7, б).

В табл. 2 показаны оценки водообмена между Каттегатом и юго-западной Балтикой за весь период ББЗ. Всего с 3 по 25 декабря 2014 г. в юго-западную Балтику прошло 243.7 км³ каттегатских вод. Из них 88.6 км³ прошло через Зунд, а 155.1 км³ — через Большой Бельт. Бароклинный водообмен во время ББЗ в обоих проливах направлен из Балтики в Каттегат, и он был меньше суммарного переноса вод в 4.2 раза в Зунде, и в 5.5 раз в Большом Бельте (см. табл. 2).

Волкер Мархольц использовал два косвенных метода для оценки водообмена между Каттегатом и Балтикой во время ББЗ в декабре 2014 г. (Mohrholz et al., 2015). Первый метод оценивал водообмен в Датских проливах через изменения объема воды в Балтийском море, вычисленные с помощью уравнения водного баланса. С помощью второго метода расходы воды в Датских проливах оценивались по уклонам уровня моря между Каттегатом и юго-западной Балтикой (Mohrholz et al., 2015). В качестве исходных данных для таких оценок использовались как измерения уровня моря на мареографных станциях, так и результаты численного гидродинамического моделирования (Mohrholz et al., 2015).

Сравнение наших результатов оценок водообмена через Датские проливы во время ББЗ 2014 г. с оценками Мархольца показало, что наши оценки суммарного водообмена через пр. Зунд выше на 14–28% (см. табл. 2), в то время как рассчитанные нами значения общего водообмена через два пролива и отдельно через пр. Большой Бельт входят в диапазон значений переноса вод во время ББЗ, полученных различными методами в работе (Mohrholz et al., 2015).



ноябрь — декабрь 2014 г.

Рис. 7. Среднесуточные значения суммарного (черная линия) и барометрического (красная линия) водообмена через проливы Зунд (а) и Большой Бельт (б) в ноябре — декабре 2014 г. Синим пунктиром обозначен период ББЗ. При отрицательных значениях водообмен направлен из Каттегата в Балтику, а при положительных — в Каттегат

Таблица 2. Оценки суммарного и бароклинного водообмена, в км³, за период ББЗ с 3 по 25 декабря 2014 г. в проливах Зунд и Большой Бельт. Отрицательные значения — водообмен направлен в Балтику, положительные — из Балтики

Проливы	Суммарный, км ³	Бароклинный, км ³	Суммарный, км ³ (Mohrholz et al., 2015)
Зунд	-88.6	20.7	-64*
Большой Бельт	-155.1	28.1	-138*
Зунд + Большой Бельт	-243.7	48.9	-198*

* Оценки включали значения водообмена и через пролив Малый Бельт.

3.6. Особенности изменчивости придонной солености на пространственных разрезах во время формирования и распространения ББЗ

На рис. 8 показаны изменения во времени придонной солености на трех разрезах в период с 1 ноября 2014 по 31 декабря 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, б, г, д), увеличивая придонную соленость в нем с 17‰ до 22–25‰ в течение двух месяцев до 15 февраля 2015 г. Параллельно с этим процессом наблюдается распространение вод ББЗ в Борнхольмский бассейн, в который они поступают около 25 декабря 2014 г., имея соленость 20–21‰ (рис. 8, б, г, д). Сравнение рис. 8, б и 8, е дает возможность сделать вывод, что основной путь распространения вод ББЗ проходит севернее о-ва Борнхольм, где формируется большее увеличение солености, чем к югу от него.

Результаты, представленные на рис. 8, е, свидетельствуют, что в середине января 2015 г. трансформированные воды ББЗ поступают в Гданьский залив, имея соленость у дна 13–15‰. Затем они распространяются на север и в начале апреля 2015 г. попадают в Готландскую впадину (рис. 8, б, г, е). Поступление вод ББЗ в Готландскую впадину происходит в виде трех прерывистых внедрений, периоды между которыми около 10–20 сут. (рис. 8, б, г). Дальнейшее повышение солености в придонном слое на разрезе I отмечается до точек 61, 62; на разрезе II — до точки 64, а на разрезе III — до точки 80. Эти результаты свидетельствуют, что трансформированные воды ББЗ не поступали в Финский и Ботнический заливы, а, по-видимому, распространились в западный Готландский бассейн. Подтверждением этому может служить наблюдающееся повышение придонной солености в точках 73–80 на III разрезе (см. рис. 7, д, е) в октябре — декабре 2015 г.

3.7. Моделирование лагранжевых траекторий частиц воды при распространении ББЗ

На рис. 9 показаны полученные с помощью лагранжева моделирования траектории движения маркеров, которые размещались в ноябре — декабре 2014 г. на юге Каттегата. Можно видеть, что к концу января 2015 г. большая часть маркеров

проходит Датские проливы, Арконский бассейн и заполняет Борнхольмский бассейн (рис. 9, а), что хорошо согласуется с результатами, представленными на рис. 8. Также значительная часть маркеров движется от места их размещения на север пр. Каттегат (рис. 9, а). К концу июня 2015 г. маркеры активно распространяются по всему восточному Готландскому бассейну (рис. 9, б). В октябре — декабре 2015 г. частицы проникают на север открытой Балтики, где часть из них, двигаясь по циклонической траектории, проникает в западный Готландский бассейн (Ландсортская впадина), а другая часть движется в сторону Финского залива, не достигая, однако, его к концу 2015 г. (рис. 9, в, з). Это согласуется с результатами оценки распространения трансформированных вод ББЗ, полученной с помощью диаграмм временной изменчивости солености на трех разрезах (см. рис. 8). Спустя 15 месяцев после ББЗ часть маркеров достигает центральной части Финского залива (рис. 9, д), а другая часть проходит с севера на юг весь западный Готландский бассейн (рис. 9, д). Данные результаты хорошо согласуются с выводами работы (Liblik et al., 2018), в которой авторы на основе анализа измерений температуры, солености и кислорода на океанографических станциях отмечают, что трансформированные воды ББЗ 2014 г. достигают Финского залива через 14–15 месяцев. Спустя два года после запуска маркеров в Финском заливе и западном Готландском бассейне можно наблюдать еще большее количество частиц (рис. 9, е), при этом отдельные маркеры проникают в Рижский залив и через Аландскую впадину доходят до Ботнического залива (рис. 9, е).

4. Выводы

Полученные результаты позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Мареографные измерения уровня моря на станциях Хорнбаек и Гедсер показали, что максимальный перепад уровня моря между Каттегатом и юго-западной Балтикой во время большого балтийского затoka в декабре 2014 г. составил 100 см. Оценки разности уровня моря, обусловленной пространственными изменениями плотности воды в проливах Зунд и Большой Бельт во время ББЗ, свидетельствуют, что бароклинные уклоны уровня моря во время ББЗ направлены в противоположную сторону относительно суммарных уклонов уровня моря, а их величины в Датских проливах достигают 8–40 см, что всего в 1.5–3 раза меньше максимальных значений суммарных уклонов уровня моря. Эти результаты свидетельствуют, что хотя в ББЗ 2014 г. преобладает баротропная составляющая, но в наблюдающиеся уклоны уровня моря в Датских проливах во время его распространения заметный вклад вносят уклоны, вызванные неоднородностью поля плотности морской воды.

2. Анализ вертикальных профилей векторов скорости течений в проливах Зунд и Большой Бельт свидетельствует, что в период ББЗ в этих проливах на всех горизонтах отмечается однонаправленный поток вод из Каттегата в Балтику. Скорости течений на поверхности в проливах во время ББЗ достигают 1.0–1.2 м/с, уменьшаясь с глубиной до 0.1–0.3 м/с. Большие вертикальные градиенты скорости течений связаны с заметным влиянием бароклиновой компоненты в низкочастотных колебаниях течений, скорости которых достигают 0.2–0.6 м/с. Под влиянием бароклиновой компоненты в период ББЗ в Датских проливах происходит значительное усиление поверхностных течений и ослабление глубинных.

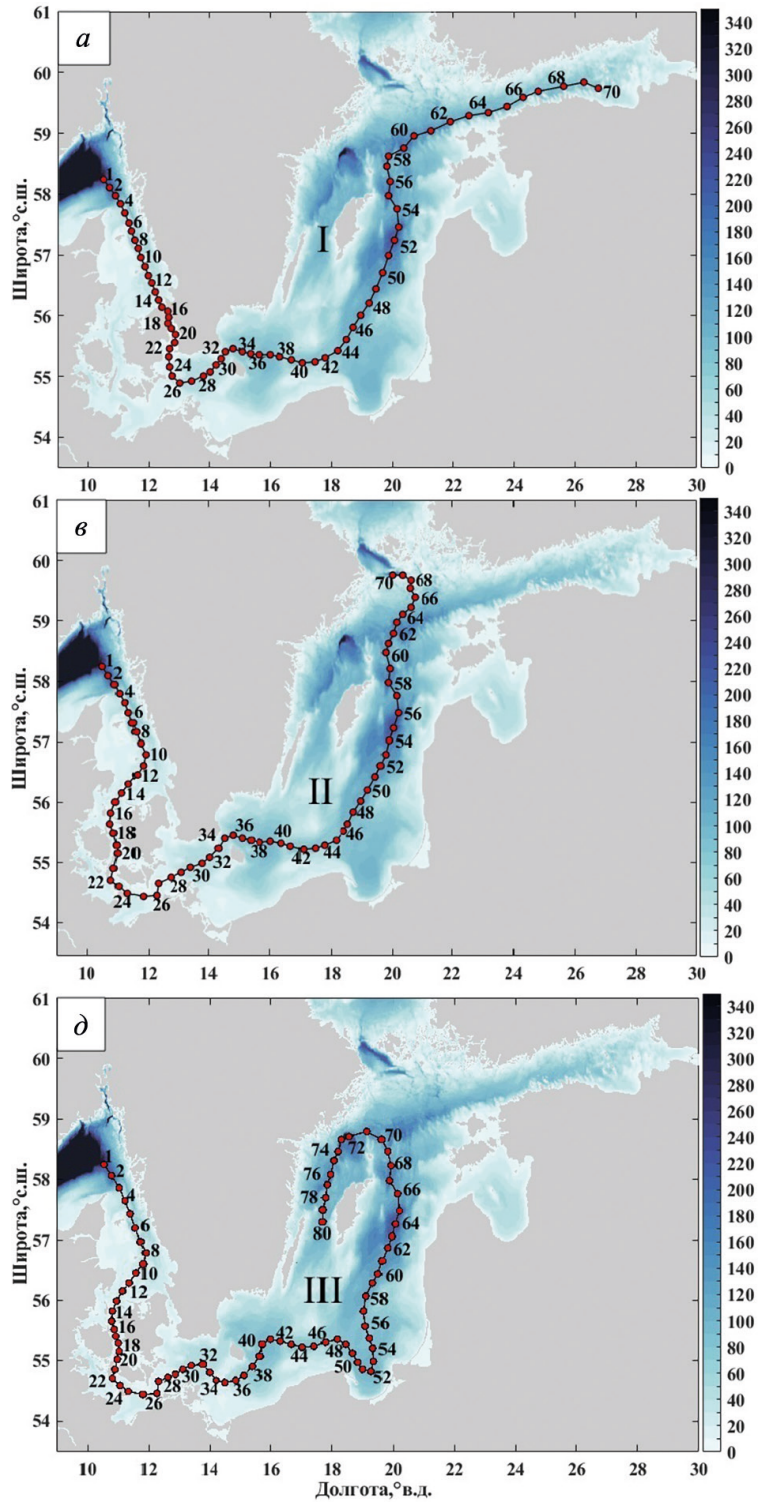
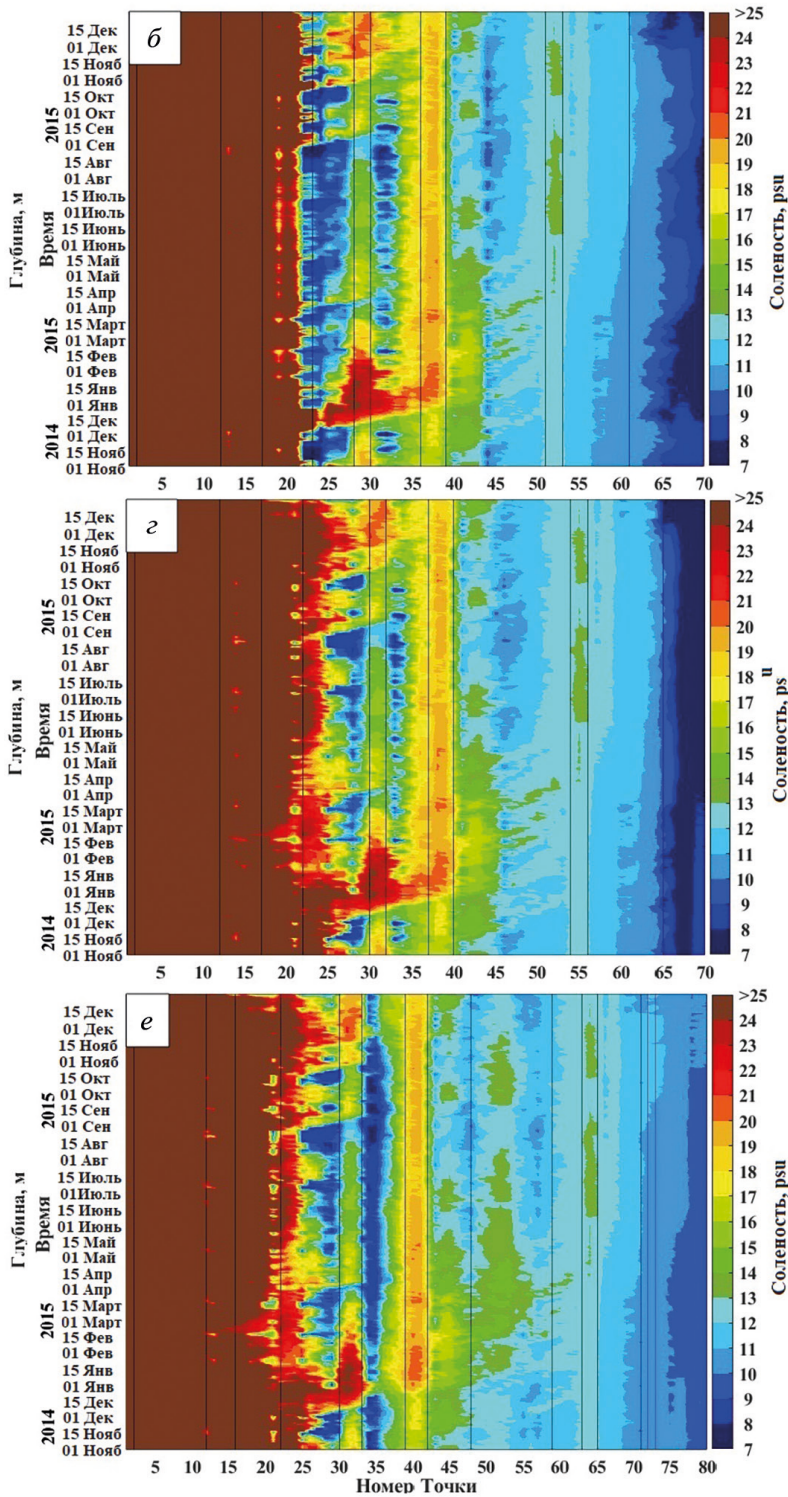


Рис. 8. Разрезы I, II, III (*a*, *b*, *d*) и диаграммы временной изменчивости придонной



солёности (б, г, е) на разрезах I, II, III за период с 1 ноября 2014 г. по 31 декабря 2015 г.

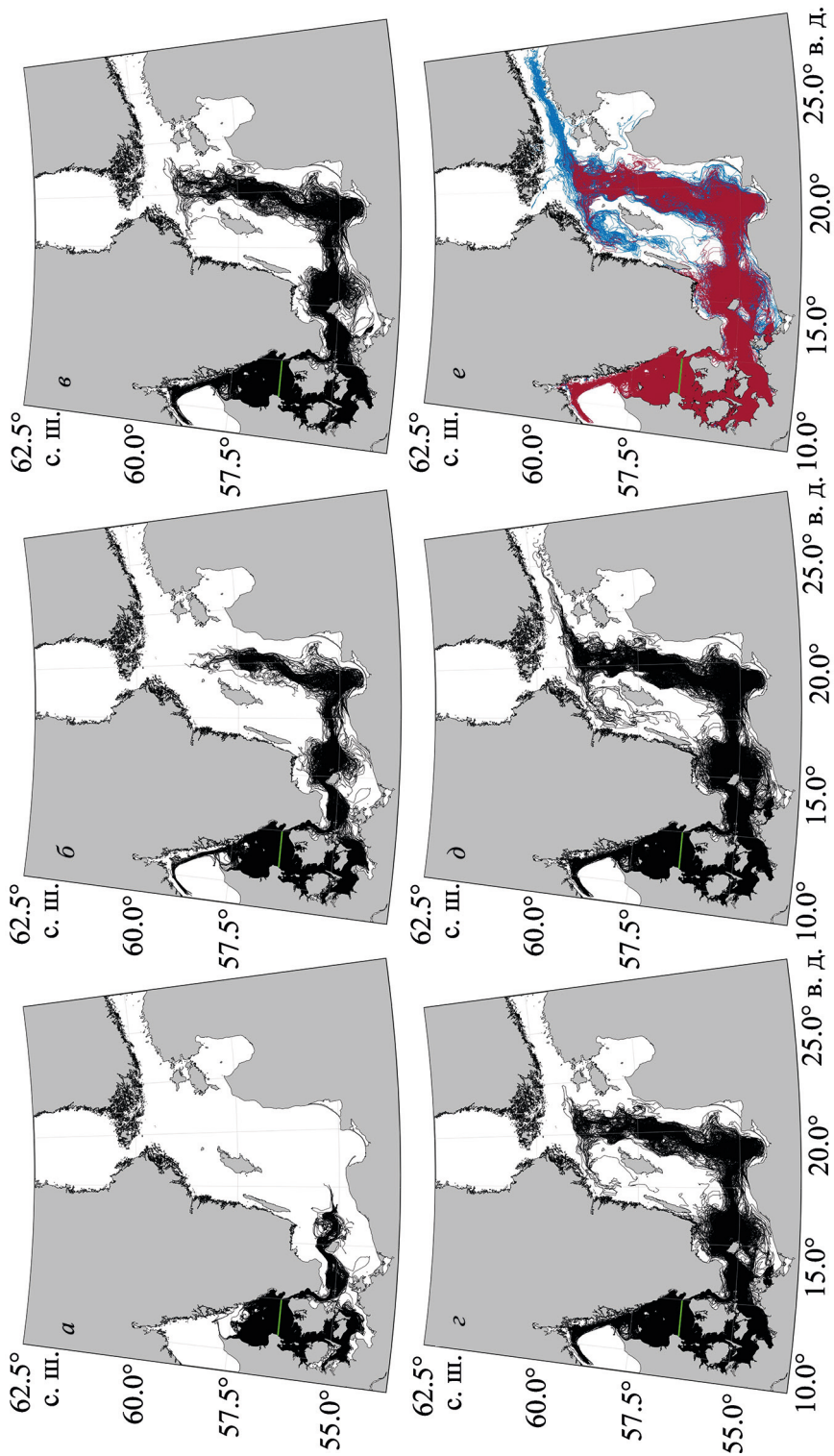


Рис. 9. Фрагменты траекторий лагранжевых частиц с момента запуска: *a* — по 31 января; *б* — 30 июня; *в* — 31 октября; *г* — 31 декабря 2015 г.; *д* — 31 марта 2016 г.; *е* — 31 декабря 2016 г. (красный цвет) и 31 декабря 2016 г. (синий цвет). Зеленой линией отмечено место запуска маркеров

3. Изменения во времени плотности воды на разных горизонтах в проливах Зунд и Большой Бельт в ноябре — декабре 2014 г. свидетельствуют, что во время ББЗ устойчивая стратификация сохраняется. Ее наибольшее ослабление происходит в заключительной стадии ББЗ с 20 по 26 декабря 2014 г.

4. Оценки водообмена между Каттегатом и юго-западной Балтикой за весь период ББЗ показывают, что всего с 3 по 25 декабря 2014 г. в юго-западную Балтику прошло 243.7 км³ каттегатских вод; из них 88.6 км³ прошло через Зунд, а 155.1 км³ — через Большой Бельт. Показано, что бароклинная компонента водообмена во время ББЗ в обоих проливах была направлена из Балтики в Каттегат, и она была меньше суммарного переноса вод в 4.2 раза в Зунде, и в 5.5 раз в Большом Бельте.

5. Изменения во времени придонной солёности на трех разрезах в Балтийском море в период с 1 ноября 2014 г. по 31 декабря 2015 г. свидетельствуют, что трансформированные воды ББЗ, произошедшего в декабре 2014 г., достигли Готландской впадины в начале апреля 2015 г. и затем продолжили распространяться на север открытой Балтики, где они повернули на юг и в декабре 2015 г. достигли западного Готландского бассейна.

6. Анализ траекторий лагранжевых частиц показывает, что к февралю 2015 г. они заполняют Борнхольмский бассейн, а к июлю 2015 г. Готландскую впадину. С октября 2015 г. происходит активное проникновение маркеров в западный Готландский бассейн. Спустя 15 месяцев с момента запуска частицы обнаружены в Финском заливе, а через два года некоторые из них зафиксированы в Рижском заливе и на границе с Ботническим заливом.

Литература

- Антонов, А. Е. (1978). Современные тенденции изменений гидролого-гидрохимических условий Балтийского моря. *Труды ГОИН*, 147, 117–129.
- Захарчук, Е. А., Литина, Е. Н., Клеванцов, Ю. П., Сухачёв, В. Н., Тихонова, Н. А. (2017а). Нестационарность гидрометеорологических процессов Балтийского моря в условиях меняющегося климата. *Труды ГОИН*, 218, 6–62.
- Захарчук, Е. А., Литина, Е. Н., Сухачёв, В. Н., Тихонова, Н. А. (2023). Стерические колебания уровня Балтийского моря. *Russian Journal of Earth Sciences*, 23 (4), ES4014. <https://doi.org/10.2205/2023ES000846>
- Захарчук, Е. А., Сухачёв, В. Н., Тихонова, Н. А. (2014). О влиянии межгодовой изменчивости характеристик атмосферных циклонов на частоту опасных подъемов уровня моря на востоке Финского залива. *Проблемы Арктики и Антарктики*, 3 (101), 27–36.
- Захарчук, Е. А., Сухачёв, В. Н., Тихонова, Н. А. (2017б). *Механизмы опасных подъемов уровня моря в Финском заливе*. СПб.: Петербург — XXI век, 39–50.
- Иванова, Т. А., ред. (1989). *Проблемы исследования и математического моделирования экосистемы Балтийского моря. Вып. 4. Основные тенденции эволюции экосистемы*. Л.: Гидрометеоиздат, 262.
- Литина, Е. Н., Захарчук, Е. А., Тихонова, Н. А. (2020). Динамика гипоксических зон в Балтийском море на рубеже XX и XXI веков. *Водные ресурсы*, 47, 322–329. <https://doi.org/10.31857/S0321059620030098>
- Первунина, Т. П., Жукова, К. В., Лундберг, О. Р. (1955). Из опыта гармонического анализа суточных наблюдений над течениями. *Труды ГОИН*, 30, 226–241.
- Тареев, Б. А. (1974). *Динамика бароклиных возмущений в океане*. М.: Изд-во МГУ, 187.
- Терзиев, Ф. С., Рожков, В. А., Смирнова, А. И., ред. (1992). *Проект «Моря СССР». Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. III. Балтийское море. Вып. I Гидрометеорологические условия*. СПб.: Гидрометеоиздат, 447.

- Тихонова, Н. А. и Сухачёв, В. Н. (2017). Волновая интерпретация больших Балтийских затоков. *Метеорология и гидрология*, 4, 67–69.
- Budyansky, M. V., Udalov, A. A., Lebedeva, M. A., Belonenko, T. V. (2024). Assessment of Pollution of the Waters in the South Kuril Fishing Zone of Russia by Radioactive Waters from the Fukushima-1 NPP Based on Lagrangian Modeling. *Doklady Earth Sciences*, 515, 458–467. <https://doi.org/10.1134/S1028334X2360305X>
- Dickson, R. R. (1973). The prediction of major Baltic inflows. *Deutsche hydrographische Zeitschrift*, 26, 97–105. <https://doi.org/10.1007/BF02232597>
- Feistel, R., Nausch, G., Heene, T., Piechura, J., Hagen, E. (2004). Evidence for a warm water inflow into the Baltic proper in summer 2003. *Oceanologia*, 46 (4), 581–598.
- Fischer, H. and Matthäus, W. (1996). The importance of the Drogden Sill in the Sound for major Baltic inflows. *Journal of Marine Systems*, 9 (3-4), 137–157. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(96\)00046-2](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(96)00046-2)
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisfo, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., De Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R. J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., de Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S., Thépaut, J. N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146 (730), 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Hordoir, R., Axell, L., Löptien, U., Dietze, H., Kuznetsov, I. (2015). Influence of sea level rise on the dynamics of salt inflows in the Baltic Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120 (10), 6653–6668. <https://doi.org/10.1002/2014JC010642>
- Hordoir, R. and Meier, H. E. M. (2010). Freshwater fluxes in the Baltic Sea: A model study. *Journal Geophys Res Oceans*, 115 (C8). <https://doi.org/10.1029/2009JC005604>
- Hughes, S. L., Holliday, N. P., Gaillard, F. (2012). Variability in the ICES/NAFO region between 1950 and 2009: Observations from the ICES Report on Ocean Climate. *ICES Journal of Marine Science*, 69 (5), 706–719. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fss044>
- Jackett, D. R. and McDougall, T. J. (1995). Minimal Adjustment of Hydrographic Profiles to Achieve Static Stability. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 12 (2), 381–389. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1995\)012<0381:MAOHP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1995)012<0381:MAOHP>2.0.CO;2)
- Lehmann, A., Myrberg, K., Post, P., Chubarenko, I., Dailidiene, I., Hinrichsen, H. H., Hüsey, K., Liblik, T., Meier, H. E. M., Lips, U., Bukanova, T. (2022). Salinity dynamics of the Baltic Sea. *Earth System Dynamics*, 13 (1), 373–392. <https://doi.org/10.5194/esd-13-373-2022>
- Leppäranta, M. and Myrberg, K. (2009). *Physical Oceanography of the Baltic Sea*. Springer Science & Business Media.
- Liblik, T., Naumann, M., Alenius, P., Hansson, M., Lips, U., Nausch, G., Tuomi, L., Wesslander, K., Laanemets, J., Viktorsson, L. (2018). Propagation of impact of the recent Major Baltic Inflows from the Eastern Gotland basin to the Gulf of Finland. *Front Mar Science*, 5, 222. <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00222>
- Lintrup, M. J. and Jakobsen, F. (1999). The importance of Oresund and the Drogden sill for Baltic inflow. *Journal of Marine Systems*, 18 (4), 345–354. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(98\)00018-9](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00018-9)
- Liu, Y., Axell, L., Jandt, S., Lorkowski, I., Lindenthal, A., Verjovkina, S., Schwichtenberg, F. (2019). *Baltic Sea Production Centre BALTICSEA_REANALYSIS_PHY_003_011*. COPERNICUS Marine Environment Monitoring Service.
- Madsen, K. S. and Højerslev, N. K. (2009). Long-term temperature and salinity records from the Baltic Sea transition zone. *Boreal Environment Research*, 14, 125–131.
- Markus Meier, H. E. (2007). Modeling the pathways and ages of inflowing salt- and freshwater in the Baltic Sea. *Estuar Coast Shelf Science*, 74 (4), 610–627. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.05.019>
- Matthäus, W. (2006). The history of investigation of salt water inflows into the Baltic Sea — from the early beginning to recent results. *Meereswissenschaftliche Berichte MARINE SCIENCE REPORTS*. No. 65. Warnemünde: Institut für Ostseeforschung. <http://dx.doi.org/10.12754/msr-2006-0065>
- Matthäus, W. and Franck, H. (1989). Is the positive salinity anomaly in the Kattegat deep water a necessary precondition for major Baltic inflows? *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, 9, 332–343.
- Matthäus, W. and Franck, H. (1992). Characteristics of major Baltic inflows: A statistical analysis. *Continental Shelf Research*, 12, 1375–1400. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(92\)90060-W](https://doi.org/10.1016/0278-4343(92)90060-W)

- Mattsson, J. (1996). 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*, 48 (3), 456–464. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v48i3.12071>
- Meier, H. E. M., Döscher, R., Broman, B., Piechura, J. (2004). The major baltic inflow in January 2003 and preconditioning by smaller inflows in summer/autumn 2002: A model study. *Oceanologia*, 46 (4), 557–579.
- Mohrholz, V. (2018). Major Baltic inflow statistics — Revised. *Front Mar Science*, 5, 384. <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00384>
- Mohrholz, V., Naumann, M., Nausch, G., Krüger, S., Gräwe, U. (2015). Fresh oxygen for the Baltic Sea — An exceptional saline inflow after a decade of stagnation. *Journal of Marine Systems*, 148, 152–166. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2015.03.005>
- Morozov, E. G., Frey, D. I., Salyuk, P. A., Budyansky, M. V. (2024). Amazon River Plume in the Western Tropical North Atlantic. *Journal of Marine Science and Engineering*, 12 (6), 851. <https://doi.org/10.3390/jmse12060851>
- Nerger, L., Hiller, W., Schröter, J. (2005). A comparison of error subspace Kalman filters. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 57 (5), 715–735. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2005.00141.x>
- Pemberton, P., Löptien, U., Hordoier, R., Höglund, A., Schimanke, S., Axell, L., Haapala, J. (2017). 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. *Geoscientific Model Development*, 10 (8), 3105–3123. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-3105-2017>
- Prants, S. V., Uleysky, M. Y., Budyansky, M. V. (2017). *Lagrangian oceanography: Large-scale transport and mixing in the ocean*. Berlin; New York: Springer, 273. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-53022-2>
- Prants, S. V. (2015). Backward-in-time methods to simulate large-scale transport and mixing in the ocean. *Physica Scripta*, 90 (7), 074054. <http://dx.doi.org/10.1088/0031-8949/90/7/074054>
- Prants, S. V., Budyansky, M. V., Uleysky, M. Y., Kulik, V. V. (2021). Lagrangian fronts and saury catch locations in the Northwestern Pacific in 2004–2019. *Journal of Marine Systems*, 222, 103605–103605. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2021.103605>
- Quante, M., Colijn, F., Bakker, J. P., Härdtle, W., Heinrich, H., Lefebvre, C., Nöhren, I., Olesen, J. E., Pohlmann, T., Sterr, H., Sündermann, J., Tölle, M. H. (2016). *North Sea Region Climate Change Assessment*. Springer Nature. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-39745-0>
- Reissmann, J. H., Burchard, H., Feistel, R., Hagen, E., Lass, H. U., Mohrholz, V., Nausch, G., Umlauf, L., Wiczorek, G. (2009). Vertical mixing in the Baltic Sea and consequences for eutrophication — A review. *Progress in Oceanography*, 82 (1), 47–80. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.10.004>
- Samuelsson, M. and Stigebrandt, A. (1996). Main characteristics of the long-term sea level variability in the Baltic sea. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 48 (5), 672–683. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v48i5.12165>
- Sellschopp, J., Arneborg, L., Knoll, M., Fiekas, V., Gerdes, F., Burchard, H., Ulrich Lass, H., Mohrholz, V., Umlauf, L. (2006). Direct observations of a medium-intensity inflow into the Baltic Sea. *Continental Shelf Research*, 26 (19), 2393–2414. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.07.004>
- Wyrтки, K. (1953). Die Dynamik der Wasserbewegungen in Fehmarnbelt. *Kieler Meeresforschungen*, 9 (2), 155–170.

Статья поступила в редакцию 28 марта 2024 г.
Статья рекомендована к печати 18 сентября 2024 г.

Информация об авторах:

Захарчук Евгений Александрович — <https://orcid.org/0000-0001-6079-5739>, eazakharchuk@yandex.ru
Виноградов Михаил Владимирович — <https://orcid.org/0009-0003-3744-8204>,
vinogradovm2000@gmail.com
Сухачёв Владимир Николаевич — <https://orcid.org/0000-0003-4821-4342>, syhachev@mail.ru
Тихонова Наталья Александровна — <https://orcid.org/0000-0002-4546-4920>, nata-tik@yandex.ru
Травкин Владимир Станиславович — <https://orcid.org/0000-0002-7254-9313>, vtravkin99@gmail.com
Улейский Михаил Юрьевич — <https://orcid.org/0000-0001-6499-1470>, uleysky@poi.dvo.ru

Peculiarities of variability of the thermohaline structure and dynamics of the Baltic Sea waters during the appearance and distribution of the Major Baltic Inflow in December 2014*

E. A. Zakharchuk^{1,2}, M. V. Vinogradov^{1,2}, V. N. Sukhachev^{1,2},
N. A. Tikhonova^{1,2}, V. S. Travkin^{1,2}, M. Yu. Uleysky³

¹ St. Petersburg State University,
7–9, Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034, Russian Federation

² N.N. Zubov State Oceanographic Institute,
6, Kropotkinsky per., Moscow, 119034, Russian Federation

³ V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute,
43, ul. Baltiyskaya, Vladivostok, 690041, Russian Federation

For citation: Zakharchuk, E. A., Vinogradov, M. V., Sukhachev, V. N., Tikhonova, N. A., Travkin, V. S., Uleysky, M. Yu. (2024). Peculiarities of variability of the thermohaline structure and dynamics of the Baltic Sea waters during the appearance and distribution of the Major Baltic Inflow in December 2014. *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, 69 (4), 734–763. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2024.407> (In Russian)

Based on the data of the Baltic Sea Physics Analysis and Forecast (BSPAF) regional reanalysis of hydrophysical fields and instrumental measurements of sea level and salinity, the peculiarities of the variability of oceanographic processes in the Baltic Sea during the spread of the Major Baltic Inflow (MBI) of saline North Sea waters, which occurred in December 2014, are investigated. The maximum sea level difference between the Kattegat and the southwestern Baltic during the Major Baltic Inflow in December 2014 is investigated. It is shown that the 2014 MBI cannot be identified as barotropic, since slopes caused by the heterogeneity of the seawater density field make a significant contribution to the observed sea-level slopes in the Danish Straits during the MBI. Vertical profiles of water density and currents during the MBI demonstrate the preservation of stratification in the Danish Straits and the presence of a unidirectional flow directed from the Kattegat to the Baltic, with velocities at the surface of 1.0–1.2 m/s and at the bottom of 0.10–0.30 m/s. Significant vertical gradients of the flow velocity are due to the influence of the baroclinic component, the velocities of which reach 0.2–0.6 m/s. 243.7 km³ of Kattegat waters passed into the southwestern Baltic during the entire period of the BBZ, which is consistent with earlier calculations made using other methods. Analysis of changes in the time of near-bottom salinity at three sections in the Baltic Sea shows that the transformed waters of the MBI reached the Gotland Basin in early April 2015 and then continued to spread to the north of the open Baltic, where they turned south and reached the western Gotland basin in December 2015.

Keywords: Baltic Sea, Danish Straits, Major Baltic Inflow, regional reanalysis of hydrophysical fields, water exchange, currents, water salinity, sea level, stratification.

References

- Antonov, A. E. (1978). Current trends in changes in hydrological and hydrochemical conditions of the Baltic Sea. *Trudy GOIN*, 147, 117–129. (In Russian)
- Budyansky, M. V., Udalov, A. A., Lebedeva, M. A., Belonenko, T. V. (2024). Assessment of Pollution of the Waters in the South Kuril Fishing Zone of Russia by Radioactive Waters from the Fukushima-1 NPP Based on Lagrangian Modeling. *Doklady Earth Sciences*, 515, 458–467. <https://doi.org/10.1134/S1028334X2360305X>

* The research was funded by the Russian Science Foundation grant no. 24-27-00412 “Clarification of the mechanisms of generation and nonstationarity of large Baltic backflows”.

- Dickson, R.R. (1973). The prediction of major Baltic inflows. *Deutsche hydrographische Zeitschrift*, 26, 97–105. <https://doi.org/10.1007/BF02232597>
- Feistel, R., Nausch, G., Heene, T., Piechura, J., Hagen, E. (2004). Evidence for a warm water inflow into the Baltic proper in summer 2003. *Oceanologia*, 46 (4), 581–598.
- Fischer, H. and Matthäus, W. (1996). The importance of the Drogden Sill in the Sound for major Baltic inflows. *Journal of Marine Systems*, 9 (3–4), 137–157. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(96\)00046-2](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(96)00046-2)
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisfo, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., De Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R. J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Lalouaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., de Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, E., Villaume, S., Thépaut, J.N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146 (730), 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
- Hordoir, R. and Meier, H. E. M. (2010). Freshwater fluxes in the Baltic Sea: A model study. *Journal Geophys Res Oceans* 115 (C8). <https://doi.org/10.1029/2009JC005604>
- Hordoir, R., Axell, L., Löptien, U., Dietze, H., Kuznetsov, I. (2015). Influence of sea level rise on the dynamics of salt inflows in the Baltic Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120 (10), 6653–6668. <https://doi.org/10.1002/2014JC010642>
- Hughes, S. L., Holliday, N. P., Gaillard, F. (2012). Variability in the ICES/NAFO region between 1950 and 2009: Observations from the ICES Report on Ocean Climate. *ICES Journal of Marine Science*, 69 (5), 706–719. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fss044>
- Ivanova, T. A. (1989). *Problems of research and mathematical modeling of the ecosystem of the Baltic Sea. Issue 4. The main trends in the evolution of the ecosystem*. Leningrad: Gidrometeoizdat Publ. (In Russian)
- Jackett, D. R. and Mcdougall, T. J. (1995). Minimal Adjustment of Hydrographic Profiles to Achieve Static Stability. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 12 (2), 381–389. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1995\)012<0381:MAOHPT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1995)012<0381:MAOHPT>2.0.CO;2)
- Lehmann, A., Myrberg, K., Post, P., Chubarenko, I., Dailidienė, I., Hinrichsen, H. H., Hüsey, K., Liblik, T., Meier, H. E. M., Lips, U., Bukanova, T. (2022). Salinity dynamics of the Baltic Sea. *Earth System Dynamics*, 13 (1), 373–392. <https://doi.org/10.5194/esd-13-373-2022>
- Leppäranta, M. and Myrberg, K. (2009). *Physical Oceanography of the Baltic Sea*. Springer Science & Business Media.
- Liblik, T., Naumann, M., Alenius, P., Hansson, M., Lips, U., Nausch, G., Tuomi, L., Wesslander, K., Laanemets, J., Viktorsson, L. (2018). Propagation of impact of the recent Major Baltic Inflows from the Eastern Gotland basin to the Gulf of Finland. *Front Mar Science*, 5, 222. <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00222>
- Lintrup, M. J. and Jakobsen, F. (1999). The importance of Oresund and the Drogden sill for Baltic inflow. *Journal of Marine Systems*, 18 (4), 345–354. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(98\)00018-9](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00018-9)
- Litina, E. N., Zakharchuk, E. A., Tikhonova, N. A. (2020). Dynamics of hypoxic zones in the Baltic Sea at the turn of the 20th and 21st centuries. *Vodnye resursy*, 47, 322–329. <https://doi.org/10.31857/S0321059620030098> (In Russian)
- Liu, Y., Axell, L., Jandt, S., Lorkowski, I., Lindenthal, A., Verjovkina, S., Schwichtenberg, F. (2019). *Baltic Sea Production Centre BALTICSEA_REANALYSIS_PHY_003_011*. COPERNICUS Marine Environment Monitoring Service.
- Madsen, K. S. and Højerslev, N. K. (2009). Long-term temperature and salinity records from the Baltic Sea transition zone. *Boreal Environment Research*, 14, 125–131.
- Markus Meier, H. E. (2007). Modeling the pathways and ages of inflowing salt- and freshwater in the Baltic Sea. *Estuar Coast Shelf Science*, 74 (4), 610–627. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.05.019>
- Matthäus, W. (2006). The history of investigation of salt water inflows into the Baltic Sea — from the early beginning to recent results. *Meereswissenschaftliche Berichte MARINE SCIENCE REPORTS*. No. 65. Warnemünde: Institut für Ostseeforschung. <http://dx.doi.org/10.12754/msr-2006-0065>
- Matthäus, W. and Franck, H. (1989). Is the positive salinity anomaly in the Kattegat deep water a necessary precondition for major Baltic inflows? *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, 9, 332–343.
- Matthäus, W. and Franck, H. (1992). Characteristics of major Baltic inflows: A statistical analysis. *Continental Shelf Research*, 12, 1375–1400. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(92\)90060-W](https://doi.org/10.1016/0278-4343(92)90060-W)

- Mattsson, J. (1996). 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*, 48 (3), 456–464. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v48i3.12071>
- Meier, H. E. M., Döscher, R., Broman, B., Piechura, J. (2004). The major baltic inflow in January 2003 and preconditioning by smaller inflows in summer/autumn 2002: A model study. *Oceanologia*, 46 (4), 557–579.
- Mohrholz, V. (2018). Major Baltic inflow statistics — Revised. *Front Mar Science*, 5, 384. <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00384>
- Mohrholz, V., Naumann, M., Nausch, G., Krüger, S., Gräwe, U. (2015). Fresh oxygen for the Baltic Sea — An exceptional saline inflow after a decade of stagnation. *Journal of Marine Systems*, 148, 152–166. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2015.03.005>
- Morozov, E. G., Frey, D. I., Salyuk, P. A., Budyansky, M. V. (2024). Amazon River Plume in the Western Tropical North Atlantic. *Journal of Marine Science and Engineering*, 12 (6), 851. <https://doi.org/10.3390/jmse12060851>
- Nerger, L., Hiller, W., Schröter, J. (2005). A comparison of error subspace Kalman filters. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 57 (5), 715–735. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2005.00141.x>
- Pemberton, P., Löptien, U., Hordoir, R., Höglund, A., Schimanke, S., Axell, L., Haapala, J., (2017). 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. *Geoscientific Model Development*, 10 (8), 3105–3123. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-3105-2017>
- Pervunina, T. P., Zhukova, K. V., Lundberg, O. R. (1955). From the Experience of Harmonic Analysis of Daily Observations of Currents. *Trudy GOIN*, 30, 226–241. (In Russian)
- Prants, S. V. (2015). Backward-in-time methods to simulate large-scale transport and mixing in the ocean. *Physica Scripta*, 90 (7), 074054. <http://dx.doi.org/10.1088/0031-8949/90/7/074054>
- Prants, S. V., Budyansky, M. V., Uleysky, M. Y., Kulik, V. V. (2021). Lagrangian fronts and saury catch locations in the Northwestern Pacific in 2004–2019. *Journal of Marine Systems* 222, 103605–103605. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2021.103605>
- Prants, S. V., Uleysky, M. Y., Budyansky, M. V. (2017). *Lagrangian oceanography: Large-scale transport and mixing in the ocean*. Berlin; New York: Springer, 273. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-53022-2>
- Quante, M., Colijn, F., Bakker, J. P., Härdtle, W., Heinrich, H., Lefebvre, C., Nöhren, I., Olesen, J. E., Pohlmann, T., Sterr, H., Sündermann, J., Tölle, M. H. (2016). *North Sea Region Climate Change Assessment*. Springer Nature. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-39745-0>
- Reissmann, J. H., Burchard, H., Feistel, R., Hagen, E., Lass, H. U., Mohrholz, V., Nausch, G., Umlauf, L., Wieczorek, G. (2009). Vertical mixing in the Baltic Sea and consequences for eutrophication — A review. *Progress in Oceanography*, 82 (1), 47–80. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.10.004>
- Samuelson, M. and Stigebrandt, A. (1996). Стерические колебания уровня Балтийского моря. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 48 (5), 672–683. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v48i5.12165>
- Sellschopp, J., Arneborg, L., Knoll, M., Fiekas, V., Gerdes, F., Burchard, H., Ulrich Lass, H., Mohrholz, V., Umlauf, L. (2006). Direct observations of a medium-intensity inflow into the Baltic Sea. *Continental Shelf Research*, 26 (19), 2393–2414. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.07.004>
- Tareev, B. A. (1974). *Dynamics of baroque disturbances in the ocean*. Moscow: Izdatel'stvo Moskovskogo universiteta Publ. (In Russian)
- Terziev, F. S., Rozhkov, V. A., Smirnova, A. I. (1992). *The project "Seas of the USSR". Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas of the USSR. Volume III The Baltic Sea. Issue I Hydrometeorological conditions*. St. Petersburg: Gidrometeoizdat Publ. (In Russian)
- Tikhonova, N. A. and Sukhachev, V. N. (2017). Wave interpretation of the Great Baltic Backwaters. *Meteorologiya i gidrologiya*, 4, 67–69. (In Russian)
- Wyrtki, K. (1953). Die Dynamik der Wasserbewegungen in Fehmarnbelt. *Kieler Meeresforschungen*, 9 (2), 155–170.
- Zakharchuk, E. A., Litina, E. N., Klevantsov, Yu. P., Sukhachev, V. N., Tikhonova, N. A. (2017a). Nonstationarity of hydrometeorological processes in the Baltic Sea under changing climate conditions. *Trudy GOIN*, 218, 6–62. (In Russian)
- Zakharchuk, E. A., Litina, E. N., Sukhachev, V. N., Tikhonova, N. A. (2023). Steric fluctuations in the level of the Baltic Sea. *Russian Journal of Earth Sciences*, 23 (4), ES4014. <https://doi.org/10.2205/2023ES000846> (In Russian)

- Zakharchuk, E. A., Sukhachev, V. N., Tikhonova, N. A. (2017b). *Mechanisms of dangerous sea level rises in the Gulf of Finland*. St. Petersburg: Peterburg — XXI vek Publ., 39–50. (In Russian)
- Zakharchuk, E. A., Sukhachev, V. N., Tikhonova, N. A. (2014). On the influence of interannual variability of atmospheric cyclone characteristics on the frequency of dangerous sea level rises in the east of the Gulf of Finland. *Problemy Arktiki i Antarktiki*, 3 (101), 27–36. (In Russian)

Received: March 28, 2024
Accepted: September 18, 2024

Authors' information:

Evgenii A. Zakharchuk — <https://orcid.org/0000-0001-6079-5739>, eazakharchuk@yandex.ru
Mikhail V. Vinogradov — <https://orcid.org/0009-0003-3744-8204>, vinogradovm2000@gmail.com
Vladimir N. Sukhachev — <https://orcid.org/0000-0003-4821-4342>, syhachev@mail.ru
Natalia A. Tikhonova — <https://orcid.org/0000-0002-4546-4920>, nata-tik@yandex.ru
Vladimir S. Travkin — <https://orcid.org/0000-0002-7254-9313>, vtravkin99@gmail.com
Mikhail Yu. Uleysky — <https://orcid.org/0000-0001-6499-1470>, uleysky@poi.dvo.ru