

Особенности реакции полей уровня и течений в системе Северного и Балтийского морей на атмосферные воздействия во время формирования большого балтийского залива

Е. А. Захарчук^{1,✉}, Н. А. Тихонова^{1, 2}, В. Н. Сухачев^{1, 2}

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

² Государственный океанографический институт имени Н. Н. Зубова, Росгидромет, Москва, Россия

✉ eazakharchuk@yandex.ru

Поступила в редакцию 23.09.2025; одобрена после рецензирования 21.10.2025; принята к публикации 28.01.2026.

Аннотация

Цель. С помощью данных реанализов метеорологических и гидрофизических полей, а также численных экспериментов с трехмерной бароклинной гидродинамической моделью исследовать особенности реакции полей уровня моря и течений в системе Северного и Балтийского морей на воздействие изменений атмосферного давления и касательного напряжения трения ветра во время формирования большого балтийского залива 2014 г. – цель настоящей работы.

Методы и результаты. Для достижения цели проводится: разложение гидрометеорологических полей на комплексные естественные ортогональные функции; взаимный корреляционный и взаимный вейвлет-анализ между главными компонентами разложения полей; спектральный, взаимный корреляционный и взаимный спектральный анализы колебаний течений и касательного напряжения трения ветра; моделируются свободные колебания уровня, и их спектральная структура сравнивается со спектрами колебаний течений во время большого залива.

Выводы. Во время формирования и распространения большого залива в 2014 г. основная передача энергии от барических образований к движению водных масс осуществлялась в диапазоне периодов нескольких недель, в то время как в год без залива – в диапазоне нескольких суток. Реакция водных масс на воздействие аномобарических сил во время большого залива происходит в виде низкочастотных волновых процессов, имеющих признаки как прогрессивных, так и стоячих мод волнового движения. Анализ синоптической ситуации над Северной Атлантикой и результатов численного гидродинамического моделирования свободных колебаний уровня в системе Северного и Балтийского морей показал, что самые большие градиенты уровня моря между прол. Каттегат и юго-западной Балтикой, а также наибольшие скорости течений в Датских проливах во время большого балтийского залива наблюдались 11 декабря 2014 г., когда произошло резкое замедление движения глубокого атмосферного циклона до 1,0 м/с и его скорость сравнялась с фазовыми скоростями свободных низкочастотных волн в Северном и Балтийском морях, что позволяет в дальнейшем исследовать гипотезу о резонансном механизме генерации больших балтийских заливов.

Ключевые слова: большой балтийский залив, Балтийское море, Северное море, Датские проливы, колебания уровня моря, течения, численное гидродинамическое моделирование, реанализ, статистический анализ, взаимный вейвлет-анализ

Благодарности: работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 24-27-00412 «Уточнение механизмов генерации и нестационарности больших балтийских заливов», <https://rscf.ru/project/24-27-00412/>

© Захарчук Е. А., Тихонова Н. А., Сухачев В. Н., 2026

Для цитирования: Захарчук Е. А., Тихонова Н. А., Сухачев В. Н. Особенности реакции полей уровня и течений в системе Северного и Балтийского морей на атмосферные воздействия во время формирования большого балтийского залива // Морской гидрофизический журнал. 2026. Т. 42, № 2. С. 235–262. EDN UVXTPW.

Original article

Features of the Response of Level Fields and Currents in the System of the North and Baltic Seas to Atmospheric Forcing during the Formation of Major Baltic Inflow

E. A. Zakharchuk ^{1,✉}, N. A. Tikhonova ^{1, 2}, V. N. Sukhachev ^{1, 2}

¹ St. Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

² N. N. Zubov State Oceanographic Institute, Rosgidromet, Moscow, Russia

✉ eazakharchuk@yandex.ru

Abstract

Purpose. The purpose of the work is to study the features of response of sea level fields and currents in the system of the North and Baltic seas to the impact of changes in the atmospheric pressure and tangential wind stress during the formation of Major Baltic inflow in 2014, based on the data from reanalysis of meteorological and hydrophysical fields, as well as numerical experiments using a three-dimensional baroclinic hydrodynamic model.

Methods and Results. To achieve the stated goal, the following procedures were fulfilled: decomposition of hydrometeorological fields into complex natural orthogonal functions; cross-correlation and cross-wavelet analysis between the main components of field decomposition; spectral, cross-correlation and cross-spectral analysis of current oscillations and tangential wind stress; free level oscillations were modeled, and their spectral structure was compared to the spectra of current oscillations during a large inflow.

Conclusions. During the formation and propagation of Major Baltic inflow in 2014, the main energy transfer from the baric formations to the movement of water masses took place in the range of several weeks, while in a year without inflow – in the range of several days. During the large inflow, the water mass response to the impact of anemobaric forces occurred in the form of low-frequency wave processes which had the signs of progressive and standing modes of wave motion. The analysis both of synoptic situation over the North Atlantic and results of numerical hydrodynamic modeling of free level fluctuations in the system of the North and Baltic seas has shown that the largest sea level gradients between the Kattegat Strait and the southwestern Baltic, as well as the highest current velocities in the Danish Straits were observed during the Major Baltic inflow, on December 11, 2014 when the movement of deep atmospheric cyclone slowed down sharply up to 1.0 m/s, and its speed became equal to the phase velocities of free low-frequency waves in the North and Baltic seas. This fact makes it possible to investigate further the hypothesis about the resonance mechanism for the generation of Major Baltic inflows.

Keywords: Major Baltic inflow, Baltic Sea, North Sea, Danish Straits, sea level fluctuations, currents, numerical hydrodynamic modeling, reanalysis, statistical analysis, cross-wavelet analysis

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: Zakharchuk, E.A., Tikhonova, N.A. and Sukhachev, V.N., 2026. Features of the Response of Level Fields and Currents in the System of the North and Baltic Seas to Atmospheric Forcing during the Formation of Major Baltic Inflow. *Physical Oceanography*, 33(2), pp. 281-306.

Введение

Большие балтийские затоки (ББЗ) – нерегулярные внедрения в Балтийское море экстремально больших объемов соленых, богатых кислородом североморских вод, достигающих 90–258 км³ и имеющих продолжительность 6–29 сут, которые проникают в глубоководные районы открытой Балтики, оказывая благоприятное влияние на экологическое состояние этого моря [1–7]. Начало изучения ББЗ относится к концу XIX в., когда в Датских проливах и других районах Балтийского моря стали работать плавмайки, с которых проводились инструментальные измерения температуры, солености и течений¹ [2]. Дальнейшее развитие океанологических исследований в регионе Балтийского и Северного морей позволило получить обширные сведения об изменчивости метеорологических процессов во время формирования и распространения ББЗ, оценить их статистические характеристики, вертикальную структуру, особенности трансформации и пути распространения в Балтийском море² [1–13].

Согласно историческим данным, большинство исследователей объясняют причины ББЗ действием экмановского механизма, который способствует формированию ветровых течений и связанных с ними сгонно-нагонных колебаний уровня моря в системе Северного и Балтийского морей [1–5, 8, 14–16]. Ключевым предвестником ББЗ считается продолжительное воздействие ветров восточных румбов, вызывающих отток вод из Балтики в Северное море и понижение ее уровня и уровня моря на юге прол. Каттегат. Этот период перед затоком, продолжающийся 1–3 недели [4, 5, 11], очень важен для формирования будущего ББЗ, так как чем продолжительнее и интенсивнее будет отток вод из Балтики, тем больше понизится ее уровень и тем бóльший градиент уровня между Каттегатом и юго-западной Балтикой сформируется перед началом ББЗ, от которого во многом зависит интенсивность ББЗ [4, 5, 9].

Затем метеорологические условия меняются: восточный ветер ослабевает и начинает менять свое направление на западное, в результате уровень моря в прол. Каттегат начинает расти, постепенно приближаясь к значению уровня на юго-западе Балтики [4, 5, 9].

Основная фаза затока начинается, когда поднятие уровня воды в Северном море и прол. Каттегат, начавшееся ранее, достигает критической величины. При этом формируется градиент уровня, направленный из Каттегата в юго-западную часть Балтийского моря, который продолжает увеличиваться под влиянием устойчивых западных ветров, сохраняющихся в течение двух – трех недель. Одновременно западные ветры вызывают сгон воды в районе Датских проливов, создавая перепад уровней между Каттегатом и юго-западной Балтикой, достигающий 1,0–1,7 м [10, 17, 18]. Это приводит к интенсивному переносу высокосоленых богатых кислородом вод из Северного моря в Балтийское, что впоследствии вызывает понижение уровня в Северном море и его повышение в Балтийском [4, 5, 9].

¹ Svansson A. Physical and Chemical Oceanography of the Skagerrak and the Kattegat. Open sea conditions. Fishery Board of Sweden. Institute of Marine Research. 1975. 88 p. (Report No. 1).

² Антонов А. Е. Крупномасштабная изменчивость гидрометеорологического режима Балтийского моря и ее влияние на промысел. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1987. 247 с.

Завершение залива происходит при ослаблении западных ветров, что прекращает накопление североморских вод в проливах. Поскольку к этому моменту уровень Балтийского моря становится выше североморского, начинается отток вод из Балтики в Северное море, приводящий к постепенному возвращению уровня Балтики к ее среднему значению [4, 7, 9, 11]. Однако для проверки экмановского механизма в перечисленных работах не были оценены особенности вертикальной структуры течений и статистические связи между изменчивостью касательного напряжения трения ветра и течений в системе Северного и Балтийского морей во время ББЗ.

Авторы работ [1, 19] выдвигали гипотезу о необходимости формирования положительной аномалии солености в глубинных слоях прол. Каттегат как обязательном условии для интенсивного залива. Однако последующие исследования показали, что перед крупными заливами в Каттегате наблюдались как положительные, так и отрицательные аномалии солености [20].

Анализ двухмерных распределений вероятности векторов скорости ветра в Северном море в периоды формирования трех ББЗ (1983, 1993, 2003 гг.) свидетельствовал, что наиболее частые скорости ветра во время ББЗ были равны 12–19 м/с, а направления – с юго-восточного до западо-северо-западного [7]. Дальнейший анализ показал, что в период 1979–2010 гг. случаев с такими ветровыми условиями было в 20 раз больше, чем самих ББЗ [7]. Этот результат свидетельствует, что экмановский механизм штормового нагона не единственный при генерации ББЗ. Действительно, анализ спутниковых альтиметрических данных выявил характерную волновую структуру динамики водных масс Северного и Балтийского морей в период формирования ББЗ [17]. В этих морях наблюдались низкочастотные волновые процессы с периодами 14–36 сут, которые распространялись с восточной компонентой фазовой скорости вдоль изобат. Эти волны были идентифицированы как баротропные топографические волны Россби [17].

В работе [6], по данным анализа спутниковой альтиметрической информации, низкочастотные волны в поле уровня моря во время ББЗ идентифицировались как бароклинные топографические волны Россби. На основе анализа метеорологической информации была высказана гипотеза о резонансно-волновом механизме генерации больших балтийских заливов [6, 17]. Однако эта гипотеза не была подтверждена методически. В частности, не были исследованы частотно-избирательные свойства бассейна в системе Северного и Балтийского морей для выделения резонансных частот и не были оценены для этих частот значения взаимной спектральной плотности, когерентности и разности фаз между анемобарическими силами и колебаниями течений во время ББЗ. Кроме того, недельная дискретность и очень грубое пространственное разрешение полей уровня ($0,33 \times 0,33^\circ$) используемого массива спутниковой альтиметрической информации не дают уверенности в полной достоверности полученных результатов, особенно для района узких проливов между Северным и Балтийским морями. Эти сомнения были подтверждены в работе [21], в которой проводилось сравнение различных статистических характеристик синоптических колебаний уровня Балтийского моря между мареографными и спутниковыми альтиметрическими данными с улучшенными суточной дискретностью и пространственным разрешением $0,25 \times 0,25^\circ$, которое показало,

что альтиметрические данные плохо описывают колебания с периодами от нескольких суток до 3 недель, а именно в этом диапазоне периодов генерируются ББЗ. Особенно плохая согласованность между мареографными и спутниковыми альтиметрическими данными наблюдалась в Датских проливах [21]. Также к недостаткам методических подходов в изучении волнового механизма ББЗ в перечисленных выше работах следует отнести игнорирование влияния стоячих мод низкочастотных волн на пространственно-временную изменчивость полей уровня моря в системе Балтийского и Северного морей во время событий ББЗ. Эти моря являются существенно ограниченными морскими бассейнами, в которых, согласно теоретическим представлениям, должны генерироваться стоячие моды градиентно-вихревых и низкочастотных гравитационных волн [22, 23].

После 1983 г. случаи ББЗ стали происходить значительно реже и интервал между ними увеличился до 10–11 лет [4, 6, 7, 9, 17]. Механизм столь значительного сокращения количества ББЗ остается неясным. В работе [24] с помощью численного гидродинамического прогноза было показано, что в текущем столетии сокращение случаев баротропных ББЗ будет продолжаться из-за усиления западных ветров, а количество бароклинных затоков будет снижаться из-за уменьшения периодов слабых ветров. Однако анализ инструментальных измерений ветра на прибрежных метеорологических станциях в регионе Балтийского и Северного морей показывает, что в последние десятилетия происходит уменьшение мат. ожидания, дисперсии и максимумов ветра, что связывается со снижением интенсивности атмосферного циклогенеза [7, 25]. Результаты численного моделирования с использованием климатических моделей свидетельствуют о значимых изменениях характеристик циклогенеза: начиная с конца XX в. в холодный сезон (октябрь – март) наблюдается устойчивая тенденция к сокращению частоты атмосферных циклонов и уменьшению их интенсивности. Согласно прогнозам, на протяжении XXI в. эта тенденция будет усиливаться [26].

Основная цель работы – на основе данных реанализов метеорологических и гидрофизических полей, а также численных экспериментов с трехмерной бароклинной гидродинамической моделью оценить особенности реакции полей уровня моря и течений в системе Северного и Балтийского морей на воздействие изменений атмосферного давления и касательного напряжения трения ветра во время формирования ББЗ 2014 г. и сравнить полученные результаты с такими же оценками для осенне-зимнего периода 2006 г., когда ББЗ не отмечался.

Данные и методы

Используемые архивы гидрометеорологической информации:

– метеорологические параметры из реанализа *ERA5*, включающие скорость и направление ветра на 10-метровой высоте, а также приземное атмосферное давление с пространственным разрешением $0,25 \times 0,25^\circ$ за период 1993–2022 гг. (<https://doi.org/10.24381/cds.adbb2d47>);

– данные реанализа гидрофизических полей *GLORIS12V1*³. Продукт *GLORIS12V1* – глобальный океанический вихреразрешающий реанализ (горизонтальное разрешение $1/12^\circ$, 50 вертикальных уровней), разработанный на

³ Quality information document for Global Ocean Reanalysis Products GLOBAL-REANALYSIS-PHY-001-030. Technical Report / M. Drevillon [et al.]. Copernicus Marine Environment Monitoring Service. 2023. 53 p.

базе глобальной системы прогнозирования *Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS)*, работающей в текущем реальном времени. Реализован на основе численной гидродинамической модели *Nucleus for European Modeling of the Ocean (NEMO)* [27, 28] с ассимиляцией контактной и спутниковой информации на основе алгоритма одной из разновидностей фильтра Кальмана. В качестве ассимилируемых переменных в модели *NEMO* использовались альтиметрические данные аномалий уровня моря вдоль подспутниковых треков, спутниковые данные по температуре поверхности моря и концентрации морского льда, а также судовые измерения вертикальных профилей температуры и солености морской воды.

Численное моделирование океанологических полей с помощью модели *INMOM*. Для изучения изменчивости океанологических процессов при формировании и распространении ББЗ в 2014 г., а также для анализа собственных колебаний уровня в системе Северного и Балтийского морей использовалась трехмерная нелинейная бароклинная гидродинамическая модель. Эта модель основана на сигма-модели морской циркуляции, разработанной в ИВМ РАН и известной в мировом научном сообществе как *INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model)* [29, 30].

Модель *INMOM* базируется на полной системе нелинейных примитивных уравнений океанической гидродинамики в сферических координатах с учетом гидростатического приближения и приближения Буссинеска. В качестве вертикальной координаты применяется безразмерная величина $\sigma = (z - \zeta) / (H - \zeta)$, где z – стандартная вертикальная координата; $\zeta = \zeta(\lambda, \varphi, t)$ – отклонение уровня моря от невозмущенной поверхности (зависит от долготы λ , широты φ и времени t); $H = H(\lambda, \varphi)$ – глубина моря. Модель использует 20 вертикальных сигма-слоев.

Прогностическими переменными являются горизонтальные компоненты скорости, потенциальная температура, соленость и отклонение уровня океана от невозмущенной поверхности. Плотность рассчитывается по уравнению состояния, учитывающему сжимаемость морской воды и адаптированному для численного моделирования [31].

В модель также включен модуль термодинамики морского льда [32], состоящий из трех подмодулей:

- термодинамический модуль описывает процессы намерзания, таяния льда и накопления снега;
- динамический модуль вычисляет скорости дрейфа льда⁴;
- модуль переноса льда моделирует эволюцию ледяного и снежного покровов в результате дрейфа [33].

Область моделирования имеет сферическую сетку с двумя полюсами, один из которых расположен на п-ове Ютландия (Дания), другой – на юге Швеции (рис. 1).

Пространственное разрешение узлов сеточной области в районе Датских проливов составляет около 300–700 м и пропорционально увеличивается до 4–6 км при удалении от проливов.

⁴ Scientific Description of the Sea Ice Component in the Community Climate System Model, Version Three / B. P. Briegleb [et al.]. Colorado, Boulder : National Center for Atmospheric Research, 2004. 75 p. (NCAR Technical Note TN-463+STR, NTIS #PB2004-106574).

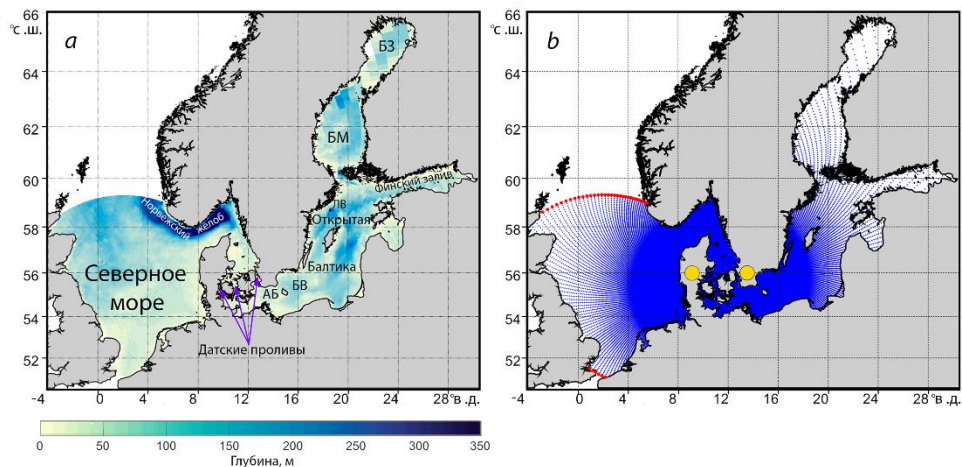


Рис. 1. Регион исследования с батиметрией (а) и сеточная область модели *INMOM* (b). Красными точками обозначены жидкие границы модели, желтыми кружочками – полюса сеточной области; АБ – Арконский бассейн; БВ – Борнхольмская впадина; БМ – Ботническое море; БЗ – Ботнический залив

Fig. 1. Study region with bathymetry (a) and grid area of the *INMOM* model (b). Red dots indicate the model liquid boundaries, yellow circles – the grid area poles; AB – Arconian Basin, BB – Bornholm Basin, BS – Bothnian Sea, and BB – Bothnian Bay

Начальные термохалинные поля (температура и соленость) были взяты из климатических данных за январь 2014 г. с горизонтальным разрешением $4,5 \times 9$ км и вертикальным шагом 5 м, предоставленных сервисом *Copernicus Marine* (<http://marine.copernicus.eu>).

Граничные условия на поверхности моря в модели *INMOM* задавались с использованием метеорологических данных из реанализа *ERA5* [34]. Использовались следующие параметры с временным разрешением 3 ч, пространственным шагом $0,25^\circ$ и периодом охвата январь 2014 г. – декабрь 2015 г.:

- температура и влажность воздуха на высоте 2 м;
- атмосферное давление на уровне моря;
- скорость ветра на высоте 10 м;
- потоки коротковолновой и длинноволновой радиации;
- количество атмосферных осадков.

На жидкой границе (рис. 1) задавались:

- среднемесячные значения температуры и солености воды за 2014–2015 гг.;
- амплитуды и фазы 8 основных приливных гармоник ($M_2, S_2, N_2, K_2, K_1, O_1, P_1, M_4$), полученные из глобальной приливной модели *TPXO* (<https://www.tpxo.net/global>).

На твердых границах были заданы следующие условия: нулевые потоки тепла и соли; гидродинамические условия непротекания и свободного скольжения для скоростей течений.

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

Численный эксперимент по моделированию свободных колебаний в системе Северного и Балтийского морей. Такое моделирование проводилось с помощью описанной выше трехмерной бароклинной модели *INMOM*. В начале для вывода водных масс из равновесного состояния в качестве граничных условий на поверхности моря в течение одной недели задавались реальные поля ветра и атмосферного давления из реанализа *ERA5*. Далее все внешние возмущающие воздействия были отключены, коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости, диффузии и придонного трения обнулялись, коэффициенты горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии устанавливались на минимально возможном уровне. Жидкие границы в Северном море заменялись твердой стенкой. Такое условие имеет недостатки, связанные с тем, что длинные гравитационные волны отражаются от твердой границы и, взаимодействуя с набегающими волнами, формируют стоячие моды волновых движений. Это может приводить к образованию амфидромических систем и пучностей в полях уровня моря, которые в реальных условиях не наблюдаются. В ряде работ при изучении свободных колебаний с помощью численных экспериментов на жидкой границе задается условие излучения, которое имитирует продолжение морского бассейна за ее пределами [35, 36]. Однако это условие работает хорошо только для длинных волн, падающих на границу нормально (перпендикулярно) и распространяющихся на постоянной глубине. При косом падении длинных волн на жидкую границу или сложном рельефе дна также происходит их отражение [35].

Моделирование свободных колебаний проводилось нами для периода 8 января – 8 декабря 2014 г. с временным шагом 10 с. Результаты расчетов сохранялись каждый час.

Оценка амплитудно-фазовых характеристик свободных колебаний уровня проводилась с помощью быстрого преобразования Фурье в каждой точке поля:

$$f(t) = Z_0 + \sum_{k=1}^{N/2} (a_k \cos k \omega t + b_k \sin k \omega t), \quad \left(\omega = \frac{2\pi}{T}, k = 0, 1, 2, \dots \right), \quad (1)$$

где $f(t)$ – исходный временной ряд уровня моря; N – длина ряда; T – период; t – момент времени; a_k, b_k – коэффициенты разложения, соответствующие своей частоте ω ; Z_0 – среднее значение ряда; k – номер коэффициента.

Амплитуда (A_k) и фаза (F_k) рассчитывались следующим образом:

$$A_k = \sqrt{a_k^2 + b_k^2}, \quad F_k = \arctan\left(\frac{b_k}{a_k}\right). \quad (2)$$

На основе проведенного Фурье-анализа были построены амплитудные спектры смоделированных колебаний уровня моря, что позволило оценить частотную повторяемость амплитудных максимумов.

Для частот, соответствующих выделенным максимумам амплитуд, по фазовым сдвигам между узлами расчетной сетки были рассчитаны скорости распространения колебаний уровня:

$$C_x = \frac{\Delta x \cdot 360}{T \Delta F_x}, \quad C_y = \frac{\Delta y \cdot 360}{T \Delta F_y}, \quad C_{Sa} = \sqrt{C_x^2 + C_y^2}, \quad (3)$$

где C_x, C_y – составляющие вектора скорости на параллель и меридиан; $\Delta x, \Delta y$ – расстояние между соседними узлами сеточной области; C_{Sa} – модуль вектора скорости; T – период колебаний; $\Delta F_x, \Delta F_y$ – составляющие разности фаз между узлами сеточной области.

Методы анализа пространственно-временной изменчивости гидрометеорологической информации.

Разложение океанологических и метеорологических полей на комплексные естественные ортогональные функции (КЕОФ). Для анализа пространственно-временной изменчивости гидрометеорологических полей был применен метод КЕОФ. В отличие от традиционного метода ЕОФ, который ограничивается описанием стоячих колебаний и не учитывает пространственное перемещение волновых структур, метод КЕОФ основан на использовании комплексных величин и сингулярного разложения. Такой подход обеспечивает возможность идентификации распространяющихся волновых сигналов [37].

Метод КЕОФ позволяет комплексно исследовать пространственно-временную изменчивость полей, выделяя доминирующие пространственные моды изменчивости, их временную динамику, а также количественно оценивать вклад каждой моды в общую дисперсию изучаемого процесса [37].

Взаимный корреляционный анализ векторных процессов. Для анализа механизмов генерации синоптических колебаний течений под воздействием аномобарических факторов был выполнен кросс-корреляционный анализ возмущений течений $\mathbf{V}(t)$ и касательного напряжения трения ветра $\boldsymbol{\tau}(t)$, следуя методике, разработанной в исследованиях ⁵ [38]. Касательное напряжение трения ветра оценивалось в соответствии со следующей формулой:

$$\boldsymbol{\tau} = c\rho_a \mathbf{W}|\mathbf{W}|, \quad (4)$$

где $\rho_a = 1,2754$ (кг/м³) – плотность воздуха; $c = 0,0012 (|\mathbf{W}| 0,066 + 0,63)$ – коэффициент трения воздуха о поверхность воды; \mathbf{W} – вектор скорости ветра по данным реанализа ERA5. Взаимный корреляционный анализ проводился на основе расчета двух инвариантов взаимной корреляционной тензор-функции $K_{\mathbf{V}\mathbf{U}}(\theta)$:

$$K_{\mathbf{V}\mathbf{U}}(\theta) = \begin{pmatrix} K_{V_1 U_1}(\theta), & K_{V_1 U_2}(\theta) \\ K_{V_2 U_1}(\theta), & K_{V_2 U_2}(\theta) \end{pmatrix}, \quad (5)$$

где $\mathbf{V}(t)$ и $\mathbf{U}(t)$ – векторные процессы (течение и тангенциальное напряжение ветра); V_1, V_2 – составляющие векторного процесса $\mathbf{V}(t)$ на параллель и меридиан соответственно; U_1, U_2 – составляющие векторного процесса $\mathbf{U}(t)$ на параллель и меридиан соответственно; t – время; θ – временной сдвиг.

Линейный инвариант $I_1^{\mathbf{V}\mathbf{U}}(\theta)$ равен следу матрицы корреляционной тензор-функции (5) и характеризует общность интенсивностей коллинеарных изменений векторных процессов $\mathbf{V}(t)$ и $\mathbf{U}(t)$.

Индикатор вращения $\Omega^{\mathbf{V}\mathbf{U}}(\theta)$ равен разности недиагональных компонентов матрицы корреляционной тензор-функции (5) и характеризует общность орто-

⁵ Бельшев А. П., Клеванцов Ю. П., Рожков В. А. Вероятностный анализ морских течений. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1983. 264 с.

гональных изменений в процессах $\mathbf{V}(t)$ и $\mathbf{U}(t)$, причем если $\Omega^{\mathbf{VU}}(\theta) > 0$, то процесс $\mathbf{U}(t)$ развернут в среднем относительно процесса $\mathbf{V}(t)$ на заданном промежутке времени по часовой стрелке, если $\Omega^{\mathbf{VU}}(\theta) < 0$ – против часовой стрелки.

После нормирования $I_1^{\mathbf{VU}}(\theta)$ и $\Omega^{\mathbf{VU}}(\theta)$ на линейный инвариант тензора дисперсии, согласно [35], рассчитывались их нормированные значения $r_{I_1}^{\mathbf{VU}}(\theta)$ и $r_{\Omega_1}^{\mathbf{VU}}(\theta)$.

Затем рассчитывался суммарный коэффициент корреляции:

$$R_{\mathbf{VU}}(\theta) = \sqrt{[r_{I_1}^{\mathbf{VU}}(\theta)]^2 + [r_{\Omega_1}^{\mathbf{VU}}(\theta)]^2}. \quad (6)$$

Спектральный анализ колебаний течений. Для расчета спектральной структуры колебаний течений синоптического масштаба оценивались два инварианта спектральной тензор-функции $S_{\mathbf{V}}(\omega)$:

$$S_{\mathbf{V}}(\omega) = \begin{pmatrix} S(\omega)_{uu} & S(\omega)_{uv} \\ S(\omega)_{vu} & S(\omega)_{vv} \end{pmatrix}. \quad (7)$$

Линейный инвариант $I_1(\omega)$ тензора спектральной плотности равен следу матрицы спектральной тензор-функции $S_{\mathbf{V}}(\omega)$ и, в соответствии с работой ⁶, характеризует распределение по частотам модуля интенсивности колебаний коллинеарных составляющих скоростей течения в любых направлениях.

Линейный инвариант $I_1(\omega)$ спектрального тензора, вычисляемый как след матрицы спектральной тензор-функции $S_{\mathbf{V}}(\omega)$, количественно характеризует частотное распределение интенсивности коллинеарных колебаний скоростей течения независимо от их пространственной ориентации. Согласно работе ⁶, данный инвариант представляет собой меру интенсивности колебаний течений во всех направлениях, что позволяет анализировать общую динамику возмущений без учета их векторной структуры.

Инвариант $\Omega(\omega)$ спектрального тензора $S_{\mathbf{V}}(\omega)$, определяемый через разность его недиагональных компонент (формула (7)), количественно описывает частотное распределение энергии ортогональных колебаний скоростей течения. Этот параметр служит индикатором вращательной составляющей динамики течений: его величина отражает интенсивность вращения вектора скорости на заданной частоте, а знак указывает на преобладающее направление вращения – положительные значения соответствуют циклоническому (по часовой стрелке) вращению, отрицательные – антициклоническому (против часовой стрелки).

Взаимный спектральный анализ колебаний ветра и течений. Для исследования частотных характеристик взаимосвязи между синхронными временными рядами колебаний течений и касательного напряжения трения ветра в каждой точке расчетной области был применен взаимно-спектральный анализ. Функция взаимной спектральной плотности $S_{\mathbf{VU}}(\omega)$ между двумя векторными процессами $\mathbf{V}(t)$ и $\mathbf{U}(t)$ определялась как преобразование Фурье тензор-функции $K_{\mathbf{VU}}(\theta)$:

$$S_{\mathbf{VU}}(\omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} e^{-i\omega t} K_{\mathbf{VU}}(\theta) dt. \quad (8)$$

⁶ Методическое письмо по вероятностному анализу векторных временных рядов скоростей течений и ветра / Под ред. В. А. Рожкова. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1984. 61 с.

Согласно методике, изложенной в работах ^{5, 6}, рассчитывались следующие инварианты: $|I_1^{VU}(\omega)|$, $\psi(\omega)$, $|\Omega^{VU}(\omega)|$, $f(\omega)$, $F^2_{\text{кол}}(\omega)$, $F^2_{\text{орт}}(\omega)$. Инвариант $|I_1^{VU}(\omega)|$ характеризует модуль общности интенсивностей коллинеарных изменений векторных процессов $\mathbf{V}(t)$ и $\mathbf{U}(t)$ в частотной области, инвариант $\psi(\omega)$ – величину фазового запаздывания соответствующих гармоник временных рядов $\mathbf{V}(t)$ и $\mathbf{U}(t)$ относительно друг друга. Инвариант $|\Omega^{VU}(\omega)|$ характеризует модуль общности интенсивностей ортогональных изменений векторных процессов $\mathbf{V}(t)$ и $\mathbf{U}(t)$ в частотной области, инвариант $f(\omega)$ – величину фазового запаздывания соответствующих гармоник временных рядов $\mathbf{V}(t)$ и $\mathbf{U}(t)$ относительно друг друга.

Инварианты $F^2_{\text{кол}}(\omega)$, $F^2_{\text{орт}}(\omega)$ тензора когерентности количественно характеризуют степень синхронизации двух векторных процессов в частотной области. Первый инвариант ($F^2_{\text{кол}}(\omega)$) отражает меру согласованности коллинеарных составляющих колебаний, показывая, насколько синхронно изменяются однонаправленные компоненты векторов. Второй инвариант ($F^2_{\text{орт}}(\omega)$) оценивает когерентность ортогональных составляющих, выявляя взаимосвязь между перпендикулярными компонентами процессов.

Результаты

Разложение гидromетеорологических полей на КЕОФ. Согласно результатам, представленным в табл. 1, для акватории Северного и Балтийского морей в осенне-зимний период 2014 г. (ноябрь – декабрь) установлено, что первые пять КЕОФ описывают 97 % общей дисперсии колебаний уровня. При этом наблюдается выраженное доминирование первой моды (77 % дисперсии). Вторая мода описывает 10 % дисперсии, третья мода 6 %, а на четвертую и пятую моды приходится суммарно менее 4 % дисперсии. В изменчивости атмосферных полей влияние первой КЕОФ хотя и является доминирующим, но оно значительно меньше по сравнению с влиянием уровня моря и составляет 33–53 %. Для атмосферных процессов отмечается также увеличение вклада в дисперсию других КЕОФ.

Т а б л и ц а 1
Table 1

Сравнительные вклады (%) первых пяти КЕОФ в суммарную дисперсию полей гидromетеорологических характеристик в регионе Северного и Балтийского морей за период 1 ноября – 31 декабря 2014 г. Comparative contributions (%) of the first five CEOFs to the total dispersion of hydrometeorological fields in the North and Baltic seas region for November 1 – December 31, 2014

Характеристика / Characteristic	КЕОФ / CEOF				
	первая / first	вторая / second	третья / third	четвертая / fourth	пятая / fifth
Уровень моря (<i>INMOM</i>) / Sea level (<i>INMOM</i>)	77	10	6	3	1
Атмосферное давление / Atmospheric pressure	53	27	10	5	2
Касательное напряжение трения ветра τ / Tangential wind stress τ	33	17	12	8	7

На рис. 2 показаны первые три моды разложения полей уровня Северного и Балтийского морей на КЕОФ, полученные с помощью бароклинной модели *INMOM* в период развития БЗ осенью – зимой 2014 г. Анализ распределения амплитуд выявил региональные особенности: в Северном море максимальные значения первой и второй мод сосредоточены в юго-восточной части (рис. 2, *a, c*), тогда как третья мода проявляет наибольшую интенсивность на юго-западе (рис. 2, *e*). В Балтийском море пространственная картина иная – первая мода достигает максимума в Рижском заливе (рис. 2, *a*), вторая и третья демонстрируют наибольшие амплитуды в юго-западном районе (рис. 2, *c, e*).

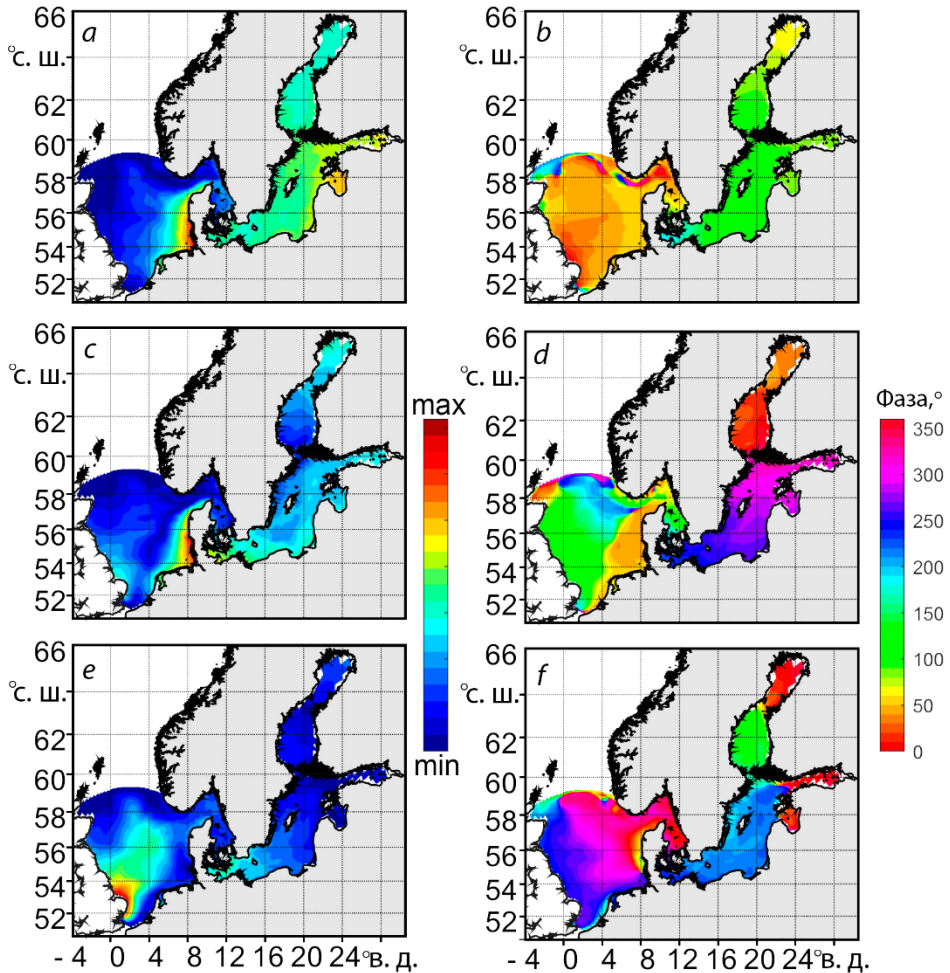


Рис. 2. Пространственное распределение амплитуд (*слева*) и фаз (*справа*) первых трех КЕОФ в поле уровня Северного и Балтийского морей в ноябре – декабре 2014 г. по результатам численного моделирования с моделью *INMOM*: *a, b* – первая КЕОФ; *c, d* – вторая КЕОФ; *e, f* – третья КЕОФ

Fig. 2. Spatial distribution of amplitudes (*left*) and phases (*right*) of the first three CEOFs in the level field of the North and Baltic seas in November – December 2014, based on the results of numerical simulation using the *INMOM* model: *a, b* – the first CEOF; *c, d* – the second CEOF, and *e, f* – the third CEOF

Пространственные распределения оценок фазы свидетельствуют о значительной неоднородности ее изменений: на одних, довольно больших акваториях морей, отмечается сравнительно монотонное изменение фазы, на других – небольших по пространству – она изменяется очень резко, на 180° (рис. 2, *b, d, f*). Монотонный характер фазовых изменений первой и третьей КЕОФ указывает на преимущественное распространение неоднородностей уровня моря в Северном море с запада на восток, а в Балтийском море для этих мод – с северо-востока на юго-запад, тогда как для второй КЕОФ в Балтийском море наблюдается обратное направление распространения возмущений – с юго-запада на северо-восток. На севере и юге Северного моря, а также в Норвежском желобе у всех трех КЕОФ отмечаются вырожденные амфидромические системы и узловые зоны, где колебания уровня равны нулю, а фаза меняется на 180° (рис. 2, *справа*). Наличие вырожденной амфидромии у второй моды у входа в прол. Скагеррак приводит к формированию антициклонического движения возмущений уровня в Северном море (рис. 2, *d*). Для третьей КЕОФ узловые зоны наблюдаются также в Балтийском море перед входом в Финский и Рижский заливы, а также в центре Ботнического залива (рис. 2, *e, f*). На севере Датских проливов и в прол. Каттегат колебания уровня у всех трех КЕОФ имеют низкие значения и резкие изменения фазы, близкие к 180° , что может свидетельствовать о динамических условиях, близких к узловой зоне в стоячих колебаниях. Описанные результаты свидетельствуют, что реакция полей уровня в системе Северного и Балтийского морей на воздействие анемобарических сил во время ББЗ осуществляется в виде низкочастотных волновых процессов, имеющих признаки как прогрессивных, так и стоячих волн.

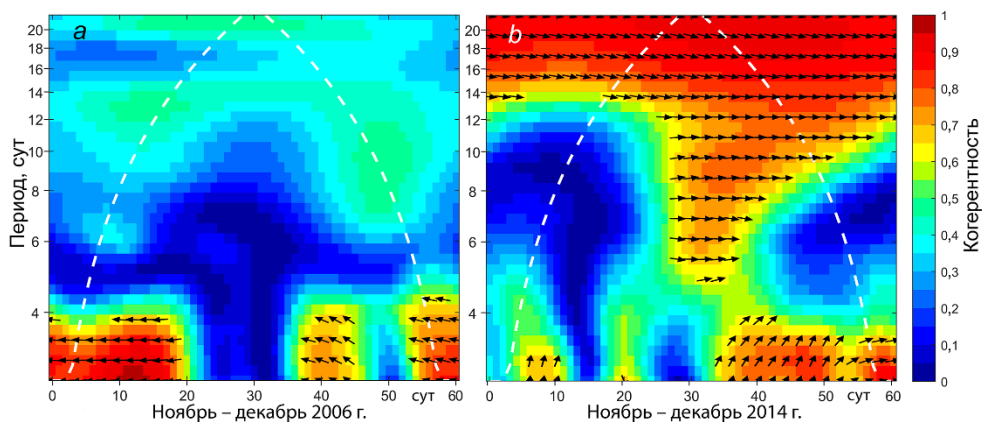
Взаимный корреляционный анализ главных компонент разложения полей уровня моря и атмосферных процессов на КЕОФ, результаты которого показаны в табл. 2, дает представление о степени взаимосвязи между изменчивостью этих полей на всей площади двух морей. Он свидетельствует, что высокая корреляция (0,67) отмечается только между первыми главными компонентами уровня моря и атмосферного давления. Между всеми главными компонентами изменчивости полей ветра и уровня моря корреляция низкая.

Результаты взаимного вейвлет-анализа первых главных компонент разложения на КЕОФ полей уровня моря и атмосферного давления в исследуемом регионе свидетельствуют, что в ноябре – декабре 2006 г., когда не было ББЗ, взаимосвязь между изменчивостью полей уровня моря и атмосферного давления осуществлялась на периодах около 2–4 сут, где она была близка к обратной, и значения когерентности на отдельных временных отрезках были высокими, 0,6–0,95 (рис. 3, *a*). Такие периоды изменчивости полей атмосферного давления и уровня моря связаны с прохождением циклонов [39]. В более низкочастотном диапазоне связь между изменчивостью полей уровня моря и атмосферного давления отсутствовала. Во время формирования и распространения ББЗ в ноябре – декабре 2014 г. структура взаимосвязи между первыми главными компонентами разложения полей уровня моря и атмосферного давления на КЕОФ значительно меняется: основная передача энергии между изменчивостью барических полей и уровня моря осуществляется в более низкочастотном диапазоне на периодах 6–22 сут, где значения когерентности изменялись в интервале 0,65–0,95.

Таблица 2
Table 2

Коэффициенты корреляции между главными компонентами разложения полей атмосферных характеристик и уровня моря на КЕОФ
Correlation coefficients between the principal components of atmospheric characteristic fields and sea level decomposed into CEOF

Характеристика / Characteristic	Уровень моря / Sea level				
	первая КЕОФ / first CEOF	вторая КЕОФ / second CEOF	третья КЕОФ / third CEOF	четвертая КЕОФ / fourth CEOF	пятая КЕОФ / fifth CEOF
Атмосферное давление / Atmospheric pressure	+0,67	+0,25	-0,12	+0,02	+0,36
Зональная компонента τ_x / Zonal component τ_x	-0,51	+0,03	+0,17	-0,10	+0,37
Меридиональная компонента τ_y / Meridional component τ_y	+0,19	-0,30	+0,12	+0,29	+0,10

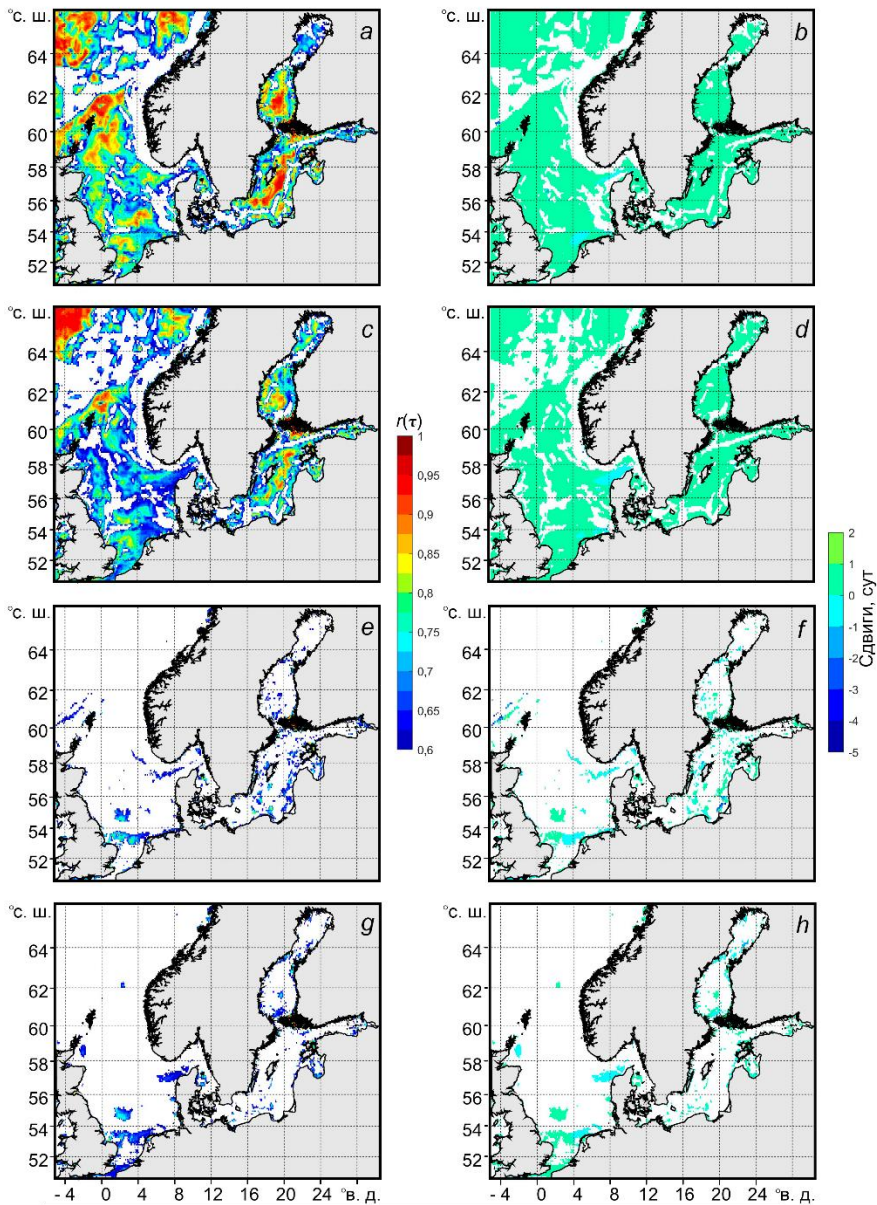


Р и с. 3. Результаты взаимного вейвлет-анализа первых главных компонент разложения полей уровня моря и атмосферного давления на КЕОФ в системе Северного и Балтийского морей за ноябрь – декабрь 2006 г. (a) и 2014 г. (b). Стрелка направлена на восток – фаза между процессами равна 0°, на запад – 180°; направления стрелок с северной составляющей показывают, что возмущения в поле уровня моря, описываемые первой КЕОФ, опережают такие же возмущения в поле атмосферного давления. Оценки фазы даны только для значений когерентности $\geq 0,6$. Белые штриховые линии – доверительный интервал оценок вейвлет-анализа

Fig. 3. Results of cross-wavelet analysis of the first principal components of sea level and atmospheric pressure fields decomposed into CEOFs in the North and Baltic seas system for November–December, 2006 (a) and 2014 (b). The arrow directed eastward means that the phase difference between the processes is 0°; the one directed westward – 180°; the arrows with a northward component indicate that sea level disturbances described by the first CEOF, are ahead of similar disturbances in the atmospheric pressure field. Phase estimates are given only for coherence values ≥ 0.6 . White dashed lines are the confidence interval of the wavelet analysis estimates

Результаты взаимного корреляционного анализа колебаний касательного напряжения трения ветра и течений. Анализ пространственных особенностей взаимосвязи между изменчивостью τ и V из реанализа *GLORIS*

при формировании ББЗ проводился путем расчета коэффициентов максимальной корреляции $R_{VU}(\theta)$ (формула (6)) на соответствующих временных сдвигах (θ) в каждой точке расчетной области (рис. 4). С целью сравнения такие же оценки были сделаны для ноября – декабря 2006 г., когда ББЗ не отмечался [14].



Р и с. 4. Коэффициенты максимальной корреляции (слева) и временные сдвиги (справа) колебаний касательного напряжения трения ветра и поверхностных ($a-d$), а также придонных ($e-h$) течений в ноябре – декабре 2014 г. (a, b, e, f) и 2006 г. (c, d, g, h), рассчитанных по *GLORIS*. Коэффициенты корреляции имеют значения $\geq 0,6$

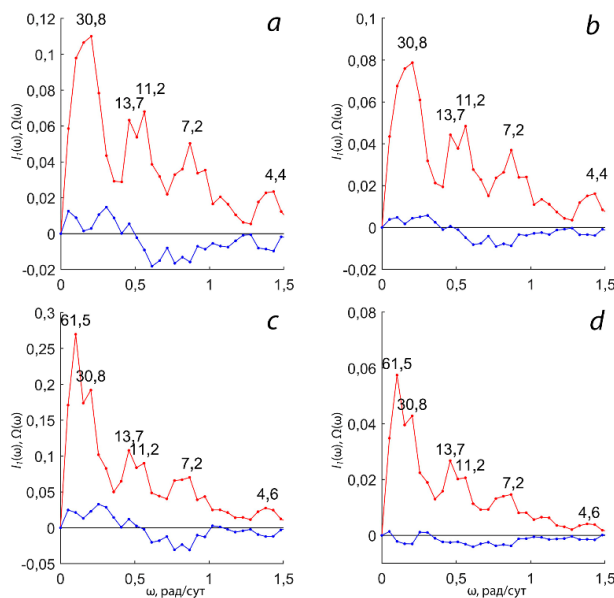
Fig. 4. Maximum correlation coefficients (left) and time lags (right) of tangential wind stress oscillations, as well as surface ($a-d$) and bottom ($e-h$) currents in November – December, 2014 (a, b, e, f) and 2006 (c, d, g, h) calculated using *GLORIS*. Correlation coefficient values are ≥ 0.6

Высокие значения синхронной связи между τ и поверхностными V , достигающие 0,60–0,95, отмечаются в большинстве районов Северного и Балтийского морей, за исключением Норвежского желоба, отдельных районов центрального и юго-восточного секторов Северного моря, проливов Скагеррак и Каттегат, а также узких прибрежных зон южной, восточной и северной Балтики, Финского залива и северной части Ботнического залива (рис. 4, *a, c*).

Сравнительный анализ показал существенные различия между 2014 и 2006 гг.: в период отсутствия ББЗ (2006 г.) отмечалось снижение корреляционной связи и расширение зон, где статистически значимая взаимосвязь между ветром и поверхностными течениями отсутствовала (рис. 4, *c, d*).

В придонном слое связь между τ и V в большинстве районов морей отсутствует. Исключения составляют некоторые, сравнительно мелкие, акватории с глубинами 15–40 м, где коэффициенты корреляции между τ и придонной V достигают 0,60–0,70 (рис. 4, *e – h*).

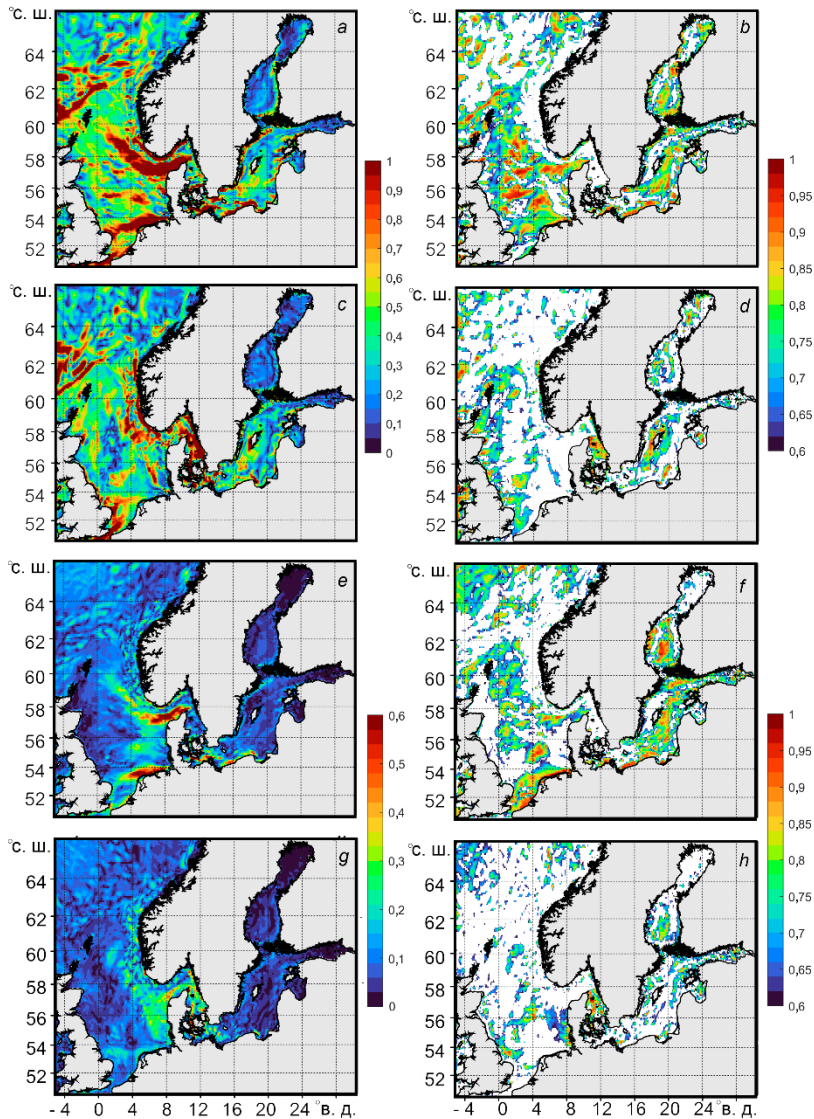
Спектральный анализ колебаний течений. Анализ спектров колебаний течений на юго-западе прол. Скагеррак в период формирования и распространения ББЗ, рассчитанных по данным реанализа *GLORIS* и результатам численного эксперимента с моделью *INMOM*, выявил следующие особенности в оценках спектральной плотности. Значения линейного инварианта $I_1(\omega)$ на энергонесящих частотах превышают аналогичные показатели для индикатора вращения $\Omega(\omega)$ в несколько раз, а в отдельных случаях – на порядок, что указывает на преобладание коллинеарных изменений скорости течений над их ортогональными колебаниями при формировании синоптической изменчивости течений.



Р и с. 5. Линейный инвариант $I_1(\omega)$ (красная линия) и индикатор вращения $\Omega(\omega)$ (синяя линия) спектральной тензор-функции колебаний течений в поверхностном (*слева*) и придонном (*справа*) слоях на юго-западе прол. Скагеррак по данным реанализа *GLORIS* (*a, b*) и результатам численного эксперимента с моделью *INMOM* (*c, d*). Цифры на пиках – период пика спектра (сут)

F i g. 5. Linear invariant $I_1(\omega)$ (red line) and rotation indicator $\Omega(\omega)$ (blue line) of the spectral tensor function of current oscillations in the surface (*left*) and bottom (*right*) layers in the southwestern Skagerrak Strait, based on the *GLORIS* reanalysis data (*a, b*) and the results of numerical experiment using the *INMOM* model (*c, d*). Numbers on the peaks are the periods of the spectrum peaks (day)

Исследование вращательных характеристик показало, что для периодов 31–61 сут преобладает циклоническое вращение векторов скорости ($\Omega(\omega) > 0$), тогда как на более коротких периодах наблюдается антициклоническое вращение ($\Omega(\omega) < 0$) (рис. 5). Спектральные максимумы как в поверхностном, так и в придонном слоях имеют наибольшие значения в низкочастотном диапазоне (31–62 сут), тогда как менее интенсивные пики соответствуют периодам 11–14, 7 и 4 сут (рис. 5).



Р и с. 6. Оценки взаимной спектральной плотности (слева) и когерентности (справа). Слева – инварианты $|I_1^{VU}(\omega)|$ (a, e) и $|\Omega^{VU}(\omega)|$ (c, g) тензора взаимной спектральной плотности, справа – инварианты $F^2_{\text{кол}}(\omega)$ (b, f) и $F^2_{\text{орт}}(\omega)$ (d, h) тензора когерентности между колебаниями поверхностных течений синоптического масштаба и касательным напряжением трения ветра для периодов 30,5 сут (a – d) и 12,2 сут (e – h). Показаны районы со значениями когерентности $\geq 0,6$

Fig. 6. Estimates of cross-spectral density (left) and coherence (right). Left – invariants $|I_1^{VU}(\omega)|$ (a, e) and $|\Omega^{VU}(\omega)|$ (c, g) of the cross-spectral density tensor, right – invariants $F^2_{\text{col}}(\omega)$ (b, f) and $F^2_{\text{orth}}(\omega)$ (d, h) of the coherence tensor between synoptic-scale surface current oscillations and tangential wind stress for the periods 30.5 (a – d) and 12.2 (e – h) days. Regions with coherence values ≥ 0.6 are shown

Взаимный спектральный анализ колебаний касательного напряжения трения ветра и течений. На рис. 6 и 7 для трех частот энергонесущих максимумов, выделенных в спектрах колебаний течений (рис. 5), показаны распределения в пространстве оценок двух инвариантов тензора взаимной спектральной плотности $|I_1^{VU}(\omega)|$, $|\Omega^{VU}(\omega)|$ и двух инвариантов тензора когерентности $F_{\text{кол}}^2(\omega)$, $F_{\text{орт}}^2(\omega)$ между \mathbf{u} и \mathbf{V} во время формирования и распространения БЗ. Общим для всех этих случаев является то, что максимальные значения инвариантов $|I_1^{VU}(\omega)|$, $|\Omega^{VU}(\omega)|$, которым соответствуют высокие значения когерентности, отмечаются не везде, а только в сравнительно локализованных зонах морей. Такими зонами в Северном море являются прол. Скагеррак, отдельные районы Норвежского желоба, мелководная юго-восточная и южная части моря, а для периодов изменчивости около месяца – некоторые районы северо-западной и центральной частей моря. В Балтийском море подобные районы наблюдаются в прол. Каттегат, прибрежной зоне южной части моря, районах центральной Балтики вокруг о. Готланд, локализованных районах в Рижском заливе, узкой прибрежной зоне на востоке Ботнического моря и некоторых локальных районах его центральной части.

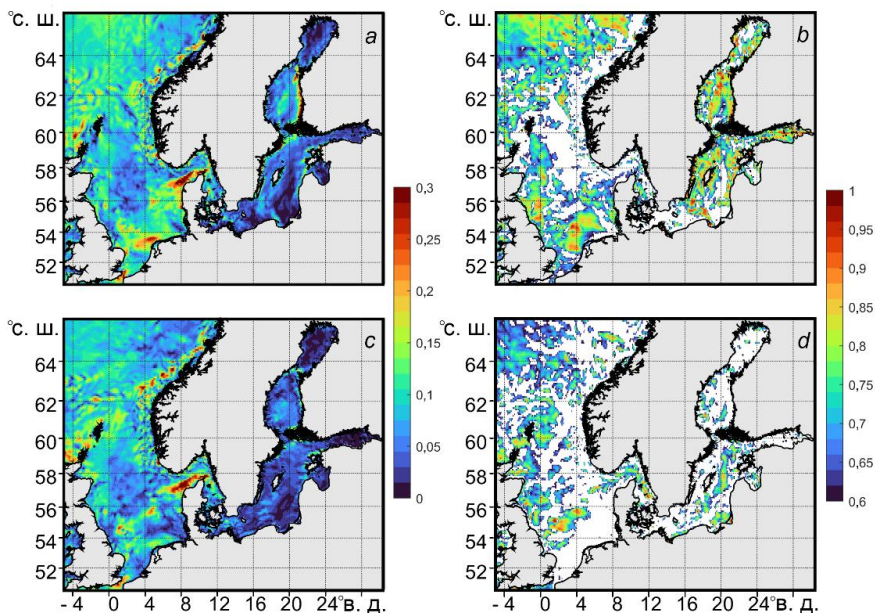


Рис. 7. То же, что на рис. 6. Слева – инварианты $|I_1^{VU}(\omega)|$ (a) и $|\Omega^{VU}(\omega)|$ (c), справа – инварианты $F_{\text{кол}}^2(\omega)$ (b) и $F_{\text{орт}}^2(\omega)$ (d) для периодов 7 сут. Показаны районы со значениями когерентности $\geq 0,6$
Fig. 7. The same as in Fig. 6. Left – invariants $|I_1^{VU}(\omega)|$ (a) and $|\Omega^{VU}(\omega)|$ (c), right – invariants $F_{\text{col}}^2(\omega)$ (b) and $F_{\text{orth}}^2(\omega)$ (d) for 7-day periods. Regions with coherence values $\geq 0,6$ are shown

Важно отметить, что районы с высокими значениями взаимной спектральной плотности и когерентности между \mathbf{u} и \mathbf{V} в Северном море расположены во фронтальных зонах, отделяющих распространяющиеся вдоль Норвежского желоба воды пониженной солёности из Балтики, а также распресненные речным стоком воды южного и юго-восточного побережья от соленых вод центральной части Северного моря.

Спектральная структура и скорости распространения свободных возмущений уровня в системе Северного и Балтийского морей. Анализ свободных колебаний морской поверхности является важной задачей в физической океанологии, поскольку позволяет понять природу собственных колебаний морских бассейнов. Собственные колебания можно рассматривать как потенциальные возможности динамической системы, спектральные свойства которых зависят от морфометрических характеристик акватории – ее размеров, батиметрии и очертаний берегов. Как показывают исследования [39, 40], релаксация водных масс к состоянию покоя после прекращения внешнего воздействия обычно происходит на характерных частотах собственных колебаний. Особую значимость приобретает резонансный механизм, при котором частота собственных колебаний морского бассейна становится равной частоте аномобарических возмущений, что приводит к генерации аномально больших неоднородностей в полях океанографических параметров [41–43].

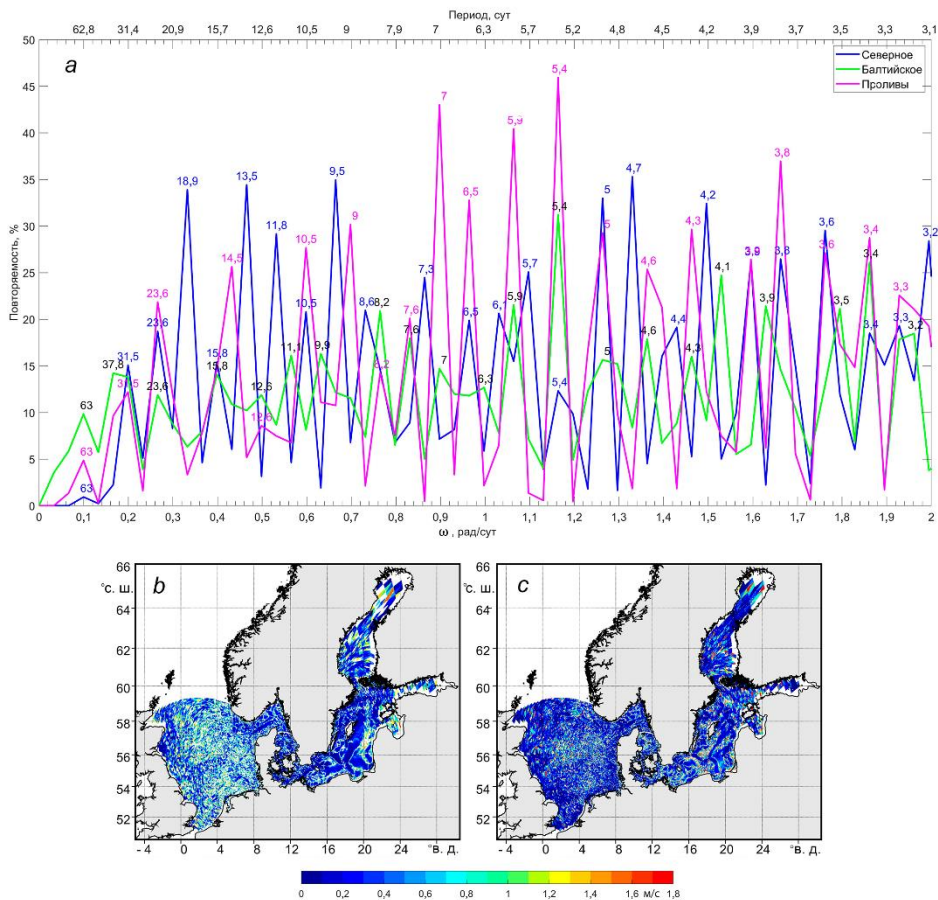


Рис. 8. Повторяемость (%) амплитудных максимумов в спектрах Фурье свободных колебаний уровня моря в системе Северного и Балтийского морей по результатам численного эксперимента с моделью *INMOM* (a) и фазовые скорости свободных волн в поле уровня моря с периодами 62 сут (b) и 32 сут (c)

Fig. 8. Repeatability (%) of amplitude maxima in the Fourier spectra of free sea level oscillations in the North and Baltic seas system based on numerical experiments using the *INMOM* model (a), as well as phase velocities of free waves in the sea level field with periods 62 (b) and 32 (c) days

Описанный выше численный эксперимент с трехмерной бароклинной моделью *INMOM*, целью которого было получение сведений о характеристиках собственных колебаний в стратифицированной среде Северного и Балтийского морей, показал, что в синоптическом диапазоне временных масштабов амплитудные спектры Фурье свободных колебаний уровня в различных районах морей имеют многопиковую структуру. На рис. 8, *a* представлена обобщенная информация о спектральной структуре собственных колебаний в системе Северного и Балтийского морей. В Северном море чаще всего фиксировались амплитудные максимумы на периодах 18,9; 13,5; 9,5; 5,0; 4,7; 4,2; 3,6 сут, повторяемость которых достигала 30–35 %. Самую большую повторяемость (40–47 %) имели свободные колебания уровня с периодами 7; 5,9 и 5,4 сут в прол. Каттегат и Датских проливах. В Балтийском море повторяемость пиков свободных колебаний в подавляющем большинстве случаев ниже 25 %. Исключение составляют собственные колебания Балтики с периодами 5,4 сут, повторяемость которых 33 %, и 3,4 сут с повторяемостью 27 %. Важно отметить также, что частоты основных энергонесущих максимумов в спектрах колебаний течений во время формирования и распространения ББЗ (рис. 5) близки к частотам собственных колебаний в системе Северного и Балтийского морей (рис. 8, *a*). Фазовые скорости свободных волн в поле уровня моря, вычисленные по формулам (3), изменяются в диапазоне 0,2–1,8 м/с. Эти значения существенно ниже теоретических оценок для баротропных гравитационных волн, определяемых соотношением $C = \sqrt{gH}$ (C – фазовая скорость, g – ускорение свободного падения, H – глубина моря), которое дает характерные скорости около 30,5 м/с для Северного моря (при средней глубине 95 м) и 23 м/с – для Балтийского (при глубине 54 м). Однако наблюдаемые скорости хорошо согласуются с теоретическими дисперсионными соотношениями бароклиных мод топографических волн и волн Кельвина [6, 18, 40].

Обсуждение результатов

Большие затоки возбуждаются силами горизонтального градиента атмосферного давления ($\text{grad}P_a$) и в большей степени – касательного напряжения трения ветра в движущихся над Северной Атлантикой и Европой атмосферных циклонах и антициклонах [2, 4–7, 9, 15]. Однако реакция водных масс на воздействие τ может быть разной. Она может быть локальной, когда в каждой точке моря под действием силы касательного напряжения трения ветра в сочетании с вращением Земли возбуждаются ветровые течения и связанные с ними сгонно-нагонные колебания уровня моря (экмановский механизм) ⁷ [44]. Но эта реакция может быть и волновой, когда под действием возмущающих сил генерируются крупномасштабные низкочастотные волны, подобные волнам Россби и Кельвина [45, 46]. Признаком волнового движения является монотонное изменение фазы колебаний уровня моря на частотах значимых энергонесущих максимумов, свидетельствующее о распространении в пространстве формы волны.

⁷ Герман В. Х., Левиков С. П. Вероятностный анализ и моделирование колебаний уровня моря. Ленинград: Гидрометеиздат, 1988. 231 с.

Низкочастотные волны могут генерироваться под прямым воздействием анемобарических сил или в результате резонанса этих сил с собственными колебаниями морского бассейна. В условиях существенной ограниченности морских бассейнов поступательные волны модифицируются в прогрессивно-стоячие моды низкочастотных волн [33], свойственные замкнутым бассейнам. Признаками таких мод является наличие узлов, узловых линий (где колебания уровня моря равны нулю, а горизонтальные составляющие течений максимальны) и пучностей с максимальными амплитудами колебаний уровня моря. Между узловыми линиями в таком волновом поле отмечается квазимонотонное изменение фазы волны. Теоретическое описание этих волн и кинематики их движений представлено в работах [22, 23, 47]. Именно такие особенности пространственно-временной изменчивости полей уровня Северного и Балтийского морей отмечаются по результатам их разложения на КЕОФ (рис. 2), что свидетельствует о преимущественно волновой реакции водных масс на воздействие анемобарических сил во время формирования и распространения ББЗ в 2014 г. В силу существенной замкнутости Северного и особенно Балтийского моря отклик водных масс на внешние возмущающие силы происходит в виде прогрессивно-стоячих мод градиентно-вихревых волн. Подобные особенности амплитудно-фазовых характеристик низкочастотных колебаний уровня в системе Балтийского и Северного морей во время ББЗ 1993 и 2003 гг. отмечались также в работах [7, 40] по результатам анализа альтиметрической информации и объяснялись модой топографических волн Россби, свойственной замкнутым бассейнам.

В то же время исследования вертикальных профилей течений по данным регионального реанализа гидрофизических полей и результатам численного эксперимента с трехмерной бароклинной гидродинамической моделью *INMOM* не выявили наличие спирали Экмана в вертикальной структуре векторов течений во время ББЗ [7, 40]. Результаты взаимного корреляционного и взаимного спектрального анализа, представленные на рис. 4 и 6, демонстрируют обширные по площади акватории, где отсутствует взаимосвязь между колебаниями касательного напряжения трения ветра и течений во время ББЗ. Эти результаты свидетельствуют, что вследствие большой пространственно-временной изменчивости ветра и бароклинности водных масс устойчивые и интенсивные дрейфовые течения не успевают сформироваться и отклик водных масс на воздействие анемобарических сил во время ББЗ является в большей степени волновым.

Вследствие значительной полицикличности изменчивости атмосферного давления и ветра динамическая реакция водных масс на воздействие атмосферных процессов происходит в различных частотных диапазонах. Проведенный нами спектральный анализ колебаний течений во время ББЗ демонстрирует наличие пиков спектральной плотности на периодах около 4; 7–14; 31–61 сут (рис. 5). Колебания течений с периодом 4 сут могут вызываться движениями атмосферных циклонов и антициклонов, средний период прохождения которых над северо-западной Европой, согласно [44, 48], близок к 1–3 сут. Колебания с периодами 7–14 сут связывают с естественным синоптическим периодом, который по одним источникам равен 5–8 сут [48], по другим достигает 15 сут⁷. В работе [38] авторы связывают колебания с периодами от нескольких

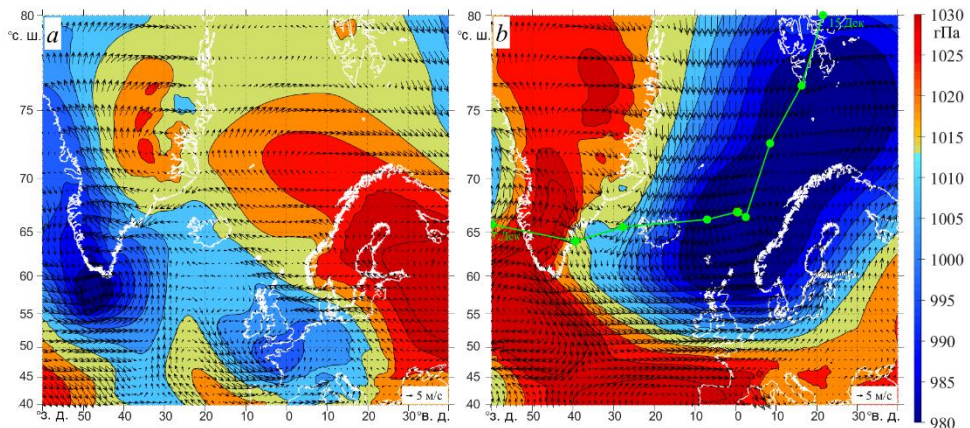
недель до месяцев в Северной Атлантике с глобальными изменениями циркуляции атмосферы, где значимую роль играют вариации индекса зональной циркуляции. В работе [6] показано, что во время ББЗ 1993 и 2003 гг. возмущения уровня моря с характерными периодами 1–2 мес в системе Северного и Балтийского морей идентифицируются как бароклинные волны Россби, имеющие длины в диапазоне 200–1600 км и фазовые скорости в пределах 0,04–0,35 м/с.

Анализ различной гидрометеорологической информации свидетельствует, что в ноябре – декабре 2006 г., когда не отмечалось ББЗ, передача энергии от барических полей к движениям водных масс в системе Северного и Балтийского морей осуществлялась в диапазоне периодов нескольких суток (рис. 3), соответствующем временным масштабам движущихся атмосферных циклонов и антициклонов [44, 48]. Во время формирования и распространения ББЗ в ноябре – декабре 2014 г. основная передача энергии от барических полей происходила в диапазоне периодов нескольких недель (рис. 3). Результаты спектрального анализа колебаний течений на входе в прол. Скагеррак показывают, что в осенне-зимний сезон 2014 г. наибольшие пики спектральной плотности были зарегистрированы не в диапазоне характерных периодов атмосферных циклонов/антициклонов и естественного синоптического периода, а в существенно более низкочастотном интервале 31–62 сут (рис. 5). Эти периоды согласуются с периодами собственных колебаний в системе Северного и Балтийского морей, оцененными в данной работе с помощью численного эксперимента с трехмерной бароклиновой гидродинамической моделью *INMOM* (рис. 8, *a*).

В работе [18] по данным регионального реанализа гидрофизических полей исследовались изменения во времени вертикальных профилей скорости течений на севере Датских проливов во время формирования и распространения ББЗ 2014 г. Было показано, что в ноябре 2014 г. в течение 25 дней течения в проливах Зунд и Большой Бельт были направлены из Балтики в прол. Каттегат, а в декабре в течение 22 дней наоборот – из Каттегата в Балтику, затем их направление снова сменилось на обратное. Скорости среднесуточных течений при этом достигали очень больших значений 1,2–1,4 м/с [18]. В это время уровень на востоке Северного моря колебался с наибольшей амплитудой в противофазе с уровнем на юго-западе Балтики (рис. 2, *a – d*), создавая большие градиенты уровня между Северным и Балтийским морями, достигающие 1 м [16]. Эти результаты свидетельствуют, что в системе Северное море – Датские проливы – Балтика в осенне-зимний период 2014 г. под влиянием каких-то нехарактерных метеорологических условий в движениях водных масс сформировался нестационарный низкочастотный волновой процесс с выраженной стоячей составляющей (которая имела одну из узловых зон в районе Датских проливов), фрагментом которого был ББЗ.

Анализ синоптической ситуации над Северной Атлантикой и Европой в осенне-зимний период 2014 г. показывает, что в ноябре динамический режим Балтийского и Северного морей формировался под воздействием устойчивого антициклона, который занимал обширное пространство от Норвежского моря до Черного (рис. 9, *a*). Антициклон создал мощный блокирующий эффект, препятствуя обычному движению атлантических циклонов в северо-восточном направлении, что существенно изменило характер ветрового воздействия и циркуляционных процессов в регионе. Это привело к тому, что более трех

недель над Балтийским и Северным морями дули ветры восточных румбов [5], которые привели к оттоку вод из Балтики, что, совместно со статическим эффектом атмосферного давления, вызвало в ней понижение уровня моря. В первых числах декабря 2014 г. синоптическая ситуация изменилась: антициклон начал разрушаться, смещаясь на юго-восток, и глубокие атмосферные циклоны стали свободно перемещаться из Северной Атлантики в регион Баренцева моря (рис. 8, *b*), в результате над Северным и Балтийским морями подули интенсивные западные и юго-западные ветры, вызвав значительный нагон уровня в Северном море. По этой причине уровень Северного моря стал расти относительно уровня Балтики, что привело к началу ББЗ. Но такие синоптические ситуации в регионе Северной Атлантики – Западной Европы в осенне-зимний период происходят часто [4, 7, 14, 47], в то время как ББЗ – очень редкие события, которые происходят в последние десятилетия один раз в 10–11 лет [4, 6, 7, 9, 15, 16].



Р и с. 9. Поля атмосферного давления и ветра над Северной Атлантикой и Западной Европой, сложившиеся 16 ноября (*a*) и 11 декабря (*б*) 2014 г. по данным реанализа атмосферных полей ERA5. Зеленая ломаная линия с точками – траектория движения циклона 7–15 декабря 2014 г. Точки нанесены с интервалом 1 сут

Fig. 9. Atmospheric pressure and wind fields over the North Atlantic and Western Europe on November 16 (*a*) and December 11 (*b*), 2014 based on the ERA5 atmospheric field reanalysis data. Green broken line with dots shows the cyclone trajectory from December 7 to December 15, 2014. Points are plotted at the 1 day interval

Следует отметить что 11 декабря произошло резкое замедление движения глубокого циклона – с исходной скорости 7–11 до 1,0 м/с (рис. 9, *b*). Именно в этот день перепад среднесуточного уровня моря между прол. Каттегат и юго-западной Балтикой достиг максимальных за период ББЗ значений в 1 м [18]. Такое снижение скорости циклона сделало ее сопоставимой с фазовыми скоростями свободных низкочастотных волн с периодами 32–62 сут в Северном и Балтийском морях (рис. 8, *b, c*), создав условия, при которых мог возникнуть резонанс между анемобарическими силами в циклоне и собственными колебаниями морского бассейна. Аналогичное замедление барических образований на востоке Северной Атлантики наблюдалось при формировании ББЗ в 1993 и 2003 гг. [17]. На возможность резонанса указывают также высокие значения

когерентности между изменениями атмосферного давления и уровня моря (рис. 3), а также τ и V (рис. 7) на нулевых сдвигах на частотах выделенных энергонесущих максимумов взаимных спектров. Вследствие такого резонанса могла произойти генерация высокоамплитудной вынужденной прогрессивно-стоячей низкочастотной волны с узловой зоной в районе прол. Каттегат и Датских проливов (рис. 2), которая сильно «раскачала» водные массы Северного и Балтийского морей, что привело к значительному перепаду уровня между ними и резкому усилению скорости течений в проливной зоне между двумя морями до 1,2–1,4 м/с [18, 45], повлияв на интенсивность ББЗ. После 12 декабря направление движения циклона изменилось на северо-северо-восточное, его скорость снова увеличилась до 7 м/с (рис. 9, *b*) и градиент уровня между прол. Каттегат и юго-западной Балтикой начал уменьшаться [18].

Для подтверждения гипотезы о резонансе полученных нами результатов недостаточно. Требуется провести дополнительные численные эксперименты, в рамках которых необходимо расширить расчетную область нашей модели, включив в нее Северную Атлантику; в качестве граничных условий на поверхности моря задавать поля ветра и атмосферного давления в движущемся по характерной для ББЗ 2014 г. траектории смоделированном циклоне, как это было сделано, например, в работах [43, 46]; затем провести серию численных экспериментов, в каждом из которых менять скорость движения циклона, оценивая, как при этом будут изменяться расходы течений в Датских проливах.

Выводы

Полученные результаты позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Разложение полей уровня моря, атмосферного давления и ветра на КЕОФ показало, что в период формирования и распространения большого балтийского затока в ноябре – декабре 2014 г. первые пять КЕОФ описывают 97 % пространственно-временной изменчивости уровня моря и атмосферного давления и только 77 % – касательного напряжения трения ветра. На долю первой КЕОФ уровня моря приходится 77 % дисперсии, вторым по значимости является вклад второй КЕОФ, достигающий 10 %, в то время как у третьей КЕОФ он снижается до 6 %. Влияние других пространственных мод незначительно. В изменчивости полей атмосферного давления и касательного напряжения трения ветра влияние первой КЕОФ хотя и является доминирующим, но оно значительно меньше по сравнению с полем уровня моря и составляет 53 и 33 % соответственно.

2. Анализ пространственного распределения амплитуд первых трех КЕОФ, полученных при моделировании полей уровня Северного и Балтийского морей с помощью бароклинной модели *INMOM* в период развития ББЗ, показал существенные межбассейновые различия. В Северном море основные амплитудные максимумы первых двух мод расположены в юго-восточном регионе, тогда как третья мода достигает наибольших значений на юго-западе. В Балтийском море основной максимум у первой моды отмечается в Рижском заливе, у второй и третьей – на юго-западе Балтики. Пространственное распределение фаз свидетельствует, что реакция полей уровня в системе Северного и Балтийского морей на воздействие анемобарических сил во время ББЗ проявляется в виде низкочастотных волновых процессов, имеющих признаки как прогрессивных, так и стоячих мод волнового движения.

3. Результаты взаимного корреляционного анализа главных компонент разложения полей атмосферных процессов и уровня моря на КЕОФ показали, что во время ББЗ высокая корреляция (0,67) отмечается только между первыми главными компонентами уровня моря и атмосферного давления. Между всеми главными компонентами изменчивости полей касательного напряжения трения ветра и уровня моря корреляция отсутствует.

4. Проведенный вейвлет-анализ первых главных компонент КЕОФ для полей уровня моря и атмосферного давления показал, что в период без ББЗ (ноябрь – декабрь 2006 г.) связь между этими процессами ограничивалась диапазоном короткопериодных колебаний (2–4 сут), характерным для прохождения атмосферных циклонов. Однако во время развития ББЗ в 2014 г. основной энергообмен между атмосферой и океаном наблюдался в более низкочастотной области с периодами в несколько недель.

5. Результаты статистического анализа данных демонстрируют, что в период формирования ББЗ спектры течений характеризуются доминированием низкочастотной составляющей (32–62 сут), в то время как более короткопериодные колебания (11–14; 7 и 4 сут) вносят значительно меньший вклад в общую изменчивость. Пространственный анализ взаимосвязи ветра и течений показал, что области высокой корреляции и когерентности на основных энергонесущих частотах имеют четко выраженную локализацию, охватывая лишь определенные участки морских акваторий, что подчеркивает региональную специфику ветрового воздействия на динамику вод в период экстремальных затоков. Такими зонами в Северном море являются прол. Скагеррак, отдельные районы Норвежского желоба, мелководная юго-восточная и южная часть моря, некоторые районы его северо-западной и центральной части. В Балтийском море подобные районы наблюдаются в прол. Каттегат, прибрежной зоне южной части моря, районах центральной Балтики вокруг о. Готланд, локализованных районах в Рижском заливе, узкой прибрежной зоне на востоке Ботнического моря и некоторых локальных районах его центральной части.

6. Анализ синоптической ситуации над Северной Атлантикой и результатов численного гидродинамического моделирования свободных колебаний уровня в системе Северного и Балтийского морей показал, что самые большие градиенты уровня моря между прол. Каттегат и юго-западной Балтикой, а также наибольшие скорости течений в Датских проливах во время ББЗ наблюдались 11 декабря 2014 г., когда произошло резкое замедление движения глубокого атмосферного циклона до 1,0 м/с и его скорость сравнялась с фазовыми скоростями свободных низкочастотных волн в Северном и Балтийском морях, что дает основания для проверки в будущем с помощью численных экспериментов гипотезы о резонансном механизме генерации большого балтийского затока.

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 III. Балтийское море. Выпуск I. Гидрометеорологические условия. Санкт-Петербург : Гидрометеоиздат, 1992. 451 с. (Проект «Моря СССР»). EDN QKFOVS.

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](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. Marine Science Reports*. Vol. 65. Warnemünde, Institute Für Ostseeforschung, 2006. 79 p. <https://doi.org/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. 67–69. 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. *Wyrski K.* Die Dynamik der Wasserbewegungen in Fehmarnbelt II // *Kieler Meeresforschungen*. 1954. Vol. 10, iss. 2. P. 162–181.
9. *Leppäranta M., Myrberg K.* Physical Oceanography of the Baltic Sea. Berlin, Heidelberg : Springer, 2009. 378 p. (Springer Praxis Books). <https://doi.org/10.1007/978-3-540-79703-6>
10. *Madsen K. S., Højerslev N. K.* Long-term temperature and salinity records from the Baltic Sea transition zone // *Boreal Environment Research*. 2009. Vol. 14, iss. 1. P. 125–131.
11. *Захарчук Е. А., Сухачев В. Н., Тихонова Н. А.* Волновая природа и модуляция годовых колебаний уровня Балтийского моря // *Морской гидрофизический журнал*. 2024. Т. 40, № 2. С. 231–254. EDN QAOJOJ.
12. *Журбас В. М., Ох И. С., Пака В. Т.* Генерация мезомасштабных циклонических вихрей в Балтике при затоках североморских вод // *Океанология*. 2002. Т. 42, № 6. С. 805–814.
13. *Zhurbas V. M., Oh I. S., Paka V. T.* Generation of cyclonic eddies in the Eastern Gotland Basin of the Baltic Sea following dense water inflows: Numerical experiments // *Journal of Marine Systems*. 2003. Vol. 38, iss. 3–4. P. 323–336. EDN LHQNOX. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(02\)00251-8](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(02)00251-8)
14. *Matthäus W., Franck H.* Characteristics of major Baltic inflows: a statistical analysis // *Continental Shelf Research*. 1992. Vol. 12, iss. 12. P. 1375–1400. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(92\)90060-W](https://doi.org/10.1016/0278-4343(92)90060-W)
15. The major Baltic inflow in January 2003 and preconditioning by smaller inflows in summer/autumn 2002: A model study / H. E. M. Meier [et al.] // *Oceanologia*. 2004. Vol. 46, iss. 4. P. 557–579. EDN KZBMLL.
16. *Mohrholz V.* Major Baltic Inflow Statistics – Revised // *Frontiers in Marine Science*. 2018. Vol. 5. 384. EDN IQMGTT. <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00384>
17. *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.
18. Особенности изменчивости термохалинной структуры и динамики вод Балтийского моря при формировании и распространении большого затока в декабре 2014 года / Е. А. Захарчук [и др.] // *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле*. 2024. Т. 69, № 4. С. 734–763. EDN JWDZSZ. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2024.407>
19. *Wyrski K.* Die Dynamik der Wasserbewegungen in Fehmarnbelt // *Kieler Meeresforschungen*. 1953. Vol. 9, iss. 2. P. 155–170.
20. *Matthäus W., Franck H.* Is the positive salinity anomaly in the Kattegat deep water a necessary precondition for major Baltic inflows // *Gerlands Beiträge zur Geophysik*. 1987. Vol. 9, iss. 4. P. 332–343.
21. *Захарчук Е. А., Сухачев В. Н.* Использование спутниковой альтиметрической информации для оценки особенностей генерации возмущений уровня синоптического масштаба под действием касательного трения ветра в системе Балтийского и Северного морей // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2018. Т. 15, № 7. С. 163–174. EDN VSANAQ. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-7-163-174>

22. *Педлоски Д.* Геофизическая гидродинамика : в 2-х томах / Пер. с англ. Москва : Мир, 1984.
23. *Ле Блон П., Майсек Л.* Волны в океане : в 2-х частях / Пер. с англ. Москва : Мир, 1981.
24. *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. <https://doi.org/10.1007/s10236-013-0634-0>
25. *Захарчук Е. А., Тихонова Н. А., Сухачев В. Н.* Изменчивость уровня Балтийского моря // Водные ресурсы в условиях глобальных вызовов: экологические проблемы, управление, мониторинг : сборник трудов Всероссийской научно-практической конференции с международным участием (Ростов-на-Дону, 20–22 сентября 2023 г.). Ростов-на-Дону, 2023. С. 57–62. EDN YVRATV.
26. Оценки гидрометеорологических рисков и функций распределения интенсивности атмосферных вихрей по данным реанализа и моделям климата / Г. С. Голицын [и др.] // Проблемы анализа риска. 2007. Т. 4, № 1. С. 27–37. EDN NUFDWL.
27. 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>
28. 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>
29. 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>
30. *Дианский Н. А.* Моделирование циркуляции океана и исследование его реакции на короткопериодные и долгопериодные атмосферные воздействия. Москва : Физматлит, 2013. 272 с. EDN UGLFQB.
31. *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>
32. *Yakovlev N. G.* Reproduction of the large-scale state of water and sea ice in the Arctic Ocean in 1948–2002: Part I. Numerical model // *Izvestiya, Atmospheric and Ocean Physics*. 2009. Vol. 45, iss. 3. P. 357–371. EDN LLYWCT. <https://doi.org/10.1134/S0001433809030098>
33. *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](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<1849:AEVPMF>2.0.CO;2)
34. The ERA5 global reanalysis / H. Hersbach [et al.] // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2020. Vol. 146, iss. 730. P. 1999–2049. EDN DKXYTO. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>
35. *Jensen T. G.* Open boundary conditions in stratified ocean models // *Journal of Marine Systems*. 1998. Vol. 16. P. 297–322. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(97\)00023-7](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(97)00023-7)
36. *Манилюк Ю. В., Лазоренко Д. И., Фомин В. В.* Исследование сейшевых колебаний в смежных бухтах на примере Севастопольской и Карантинной бухт // *Морской гидрофизический журнал*. 2020. Т. 36, № 3. С. 261–276. EDN QEFWCWJ. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2020-3-261-276>
37. *Björnsson H., Venegas S. A.* A Manual for EOF and SVD Analysis of Climate Data. *CCGCR Report*. 97-1. Climate Research Branch, Environment Canada. 1997. 52 p.
38. *Колесникова В. Н., Монин А. С.* О спектрах колебаний метеорологических полей // *Известия Академии наук СССР. Физика атмосферы и океана*. 1965. Т. 1, № 7. С. 653–669.
39. *Fennel W., Seifert T.* Oceanographic processes in the Baltic Sea // *Die Küste*. 2008. Vol. 74. P. 77–91.
40. Spatiotemporal structure of Baltic free sea level oscillations in barotropic and baroclinic conditions from hydrodynamic modelling / E. A. Zakharcuk [et al.] // *Ocean Science*. 2021. Vol. 17, iss. 2. P. 543–559. EDN LTYQEA. <https://doi.org/10.5194/os-17-543-2021>

41. Standing waves in the Gulf of Finland and their relationship to the basin-wide Baltic seiches / B. Jönsson [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2008. Vol. 113, iss. C3. EDN UVOWLU. <https://doi.org/10.1029/2006JC003862>
42. Куликов Е. А., Медведев И. П. Изменчивость уровня Балтийского моря и наводнения в Финском заливе // *Океанология*. 2013. Т. 53, № 2. С. 161–174. EDN PXLGIL. <https://doi.org/10.7868/S003015741302010X>
43. “Grey swan” storm surges pose a greater coastal flood hazard than climate change / K. Horsburgh [et al.] // *Ocean Dynamic*. 2021. Vol. 71, iss. 6–7. P. 715–730. <https://doi.org/10.1007/s10236-021-01453-0>
44. On cyclones entering the Baltic Sea region / M. Sepp [et al.] // *Boreal Environment Research*. 2018. Vol. 23. P. 1–14. EDN VFAPZH.
45. Моделирование большого балтийского залива 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.
46. Аверкиев А. С., Клеванный К. А. Определение траекторий и скоростей циклонов, приводящих к максимальным подъемам воды в Финском заливе // *Метеорология и гидрология*. 2007. № 8. С. 55–63. EDN KUNQXX.
47. Buchwald V. T. Long period divergent planetary waves // *Geophysical Fluid Dynamics*. 1973. Vol. 5, iss. 1. P. 359–367. <https://doi.org/10.1080/03091927308236125>
48. Бышев В. И. Синоптическая и крупномасштабная изменчивость океана и атмосферы. Москва : Наука, 2003. 343 с.

Об авторах:

Захарчук Евгений Александрович, заведующий кафедрой океанологии, Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет (Россия, 199178, г. Санкт-Петербург, 10-я 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

Тихонова Наталья Александровна, доцент кафедры океанологии, Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет (Россия, 199178, г. Санкт-Петербург, 10-я линия В. О., д. 33–35); и. о. зав. лабораторией, Санкт-Петербургское отделение Государственного океанографического института имени Н. Н. Зубова (Россия, 199397, г. Санкт-Петербург, ул. Беринга, д. 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

Сухачев Владимир Николаевич, кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник, Санкт-Петербургское отделение Государственного океанографического института имени Н. Н. Зубова (Россия, 199397, г. Санкт-Петербург, ул. Беринга, д. 38); научный сотрудник, Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет (Россия, 199178, г. Санкт-Петербург, 10-я линия В.О., д. 33–35), **ORCID ID: 0000-0003-4821-4342**, **ResearcherID: N-7470-2015**, **Scopus Author ID: 55969236600**, **SPIN-код: 4963-7802**, syhachev@mail.ru