ISSN 0233-7584

Том 41, № 2 Март – Апрель 2025

Морской гидрофизический журнал

мгфж.рф

40 ЛЕТ

1985 2025

ISSN 0233-7584

Том 41, № 2. 2025
Март – Апрель
Сквозной номер выпуска – 242
Основан в январе 1985 года
Выходит 6 раз в год

Vol. 41, no. 2. 2025
March – April
Continuous issue – 242
Founded in January 1985
Publication frequency:
6 issues per year

16+

МОРСКОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

English language version of the journal is available from
Physical Oceanography ISSN 1573-160X

Научно-теоретический журнал
УЧРЕДИТЕЛЬ И ИЗДАТЕЛЬ:
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр «Морской гидрофизический институт РАН»

Scientific and theoretical journal
FOUNDER AND PUBLISHER:
Federal State Budget Scientific Institution Federal Research Centre "Marine Hydrophysical Institute of RAS"

Журнал включен в «**Перечень рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, на соискание ученой степени доктора наук**» (К1), группа научных специальностей: 1.6.17. Океанология (физико-математические, географические, технические науки), 1.6.19. Аэрокосмические исследования Земли, фотограмметрия (географические науки), 1.6.18. Науки об атмосфере и климате (физико-математические, географические науки), 1.6.19. Аэрокосмические исследования Земли, фотограмметрия (физико-математические науки), 1.6.20. Геоинформатика, картография (технические науки), 1.6.20. Геоинформатика, картография (физико-математические науки)
Издание находится под научно-методическим руководством Отделения наук о Земле РАН
Журнал зарегистрирован в Федеральной службе по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций (регистрационный номер ПИ № ФС77-76617 от 15.08.2019 г.)
Территория распространения – Российская Федерация, зарубежные страны
Журнал включен в **Russian Science Citation Index (RSCI)** (1-й квартиль)
Журнал включен в «Белый список» Протоколом заседания Межведомственной рабочей группы по формированию и актуализации «Белого списка» научных журналов (Протокол ДА/3855-пр от 20.10.2022 г., Приложение 1)
Переводная англоязычная версия журнала **Physical Oceanography** индексируется **ESCI WoS, Scopus**
Индексируется в Российском индексе научного цитирования (РИНЦ)
Журнал размещен в каталоге научной периодики РИНЦ на платформе научной электронной библиотеки eLibrary.ru, Киберленинка
Является членом Crossref
Плата за публикацию статей не взимается
Электронный адрес: journal@mhi-ras.ru **Сайт журнала: мгфж.рф**

Адрес учредителя, издателя и редакции:
299011, Россия, г. Севастополь,
ул. Капитанская, д. 2
Телефон, факс: +7 (8692) 54-02-23

Founder, Publisher and Editorial Office address:
2, Kapitanskaya St., Sevastopol, 299011
Russia
Phone, fax: + 7 (8692) 54-02-23

СОДЕРЖАНИЕ

Том 41, № 2. 2025 **март – апрель, 2025**

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОКЕАНА

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МОРСКИХ СИСТЕМ

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ЭКСПЕДИЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

CONTENTS

Vol. 41, no. 2. 2025 **March – April, 2025**

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ
И МЕТОДЫ РАСЧЕТА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ОКЕАНА

Научная статья

УДК 556
EDN: BFJTXP

Сезонная изменчивость приливов в Баренцевом и Карском морях

Г. Н. Войнов [1, 2, ✉], В. Н. Сухачев [1, 3]

[1] *Государственный океанографический институт им. Н. Н. Зубова, Москва, Россия*
[2] *Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия*
[3] *Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия*
✉ *voinovgn@mail.ru*

Поступила в редакцию 26.03.2024; одобрена после рецензирования 25.06.2024; принята к публикации 29.01.2025.

Аннотация
Цель. Исследовать особенности сезонной изменчивости основных полусуточных и суточных волн прилива в годовом цикле в Баренцевом и Карском морях по многолетним данным наблюдений за уровнем на всех пунктах (станциях), оценить структуру сезонного хода прилива на примере волн M_2 и K_1 и физические механизмы его формирования – цель данного исследования.
Методы и результаты. Работа выполнена по данным многолетних мареографических ежечасных наблюдений за уровнем и срочных (четыре раза в сутки) измерений уровня в основном из базы данных ЕСИМО с 1977 г. до конца наблюдений. Также использованы данные морских гидрометеорологических ежегодников с 1951 г. На основе гармонического анализа приливов с помощью метода наименьших квадратов ежечасных годовых и месячных временных рядов уровня моря оцениваются средние месячные значения амплитуд и фаз основных полусуточных и суточных волн прилива в 17 пунктах в Баренцевом море и 19 пунктах – в Карском. В целом размах сезонной изменчивости волны M_2 в Баренцевом море увеличивается с севера на юг и наиболее существенно – на юго-востоке моря. Согласно нашей классификации, классический тип 1 сезонного хода волны M_2 не является преобладающим и составляет 35 %, а чаще наблюдается аномальный тип 3, который достигает 41 % от 17 пунктов. На акватории Карского моря в июле – сентябре наблюдается в основном классический тип 1 сезонного хода волны M_2 с максимумом амплитуды и минимумом фазы, который проявляется в 74 % случаев, зафиксированных от 19 пунктов.
Выводы. В каждом пункте Баренцева и Карского морей наблюдается индивидуальный устойчивый во времени сезонный годовой ход основных полусуточных, суточных и мелководных волн прилива. Сезонный ход амплитуд и фаз волн приливов в основном существенно различается в пунктах по степени выраженности, форме кривых, времени наступления экстремальных значений и размаху колебаний. Причем сезонные изменения констант полусуточных и суточных волн различны. В Баренцевом море влияние дрейфующего ледяного покрова на сезонный ход основных полусуточных волн проявляется значительно слабее, чем в Карском. В сезонном ходе амплитуд и фаз суточной волны K_1 преобладает полугодовой период. Максимальные отклонения амплитуд от среднего годового значения (нормы) составляют в основном 10–20 %, фаз – 6–16°.

Ключевые слова: Арктика, Баренцево море, Карское море, гармонический анализ приливов, сезонный ход волны M_2, сезонный ход волны K_1, амплитуда волны, фаза волны

Благодарности: работа выполнена в рамках государственного задания по теме НИТР 4.6.14 Росгидромет.

Для цитирования: *Войнов Г. Н., Сухачев В. Н.* Сезонная изменчивость приливов в Баренцевом и Карском морях // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 2. С. 123–145. EDN BFJTXP.

Original article

Seasonal Variation of Tides in the Barents and Kara Seas

G. N. Voinov [1, 2, ✉], V. N. Sukhachev [1, 3]

[1] *N. N. Zubov State Oceanographic Institute, Moscow, Russia*
[2] *Arctic and Antarctic Research Institute, Saint-Petersburg, Russia*
[3] *Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia*
✉ *voinovgn@mail.ru*

Abstract
Purpose. The paper aims at the studies of features of seasonal variation of the main semidiurnal and diurnal tides in the annual cycle in the Barents and Kara seas according to the long-term data of sea level observations at all points (stations). The structure of seasonal course of the tide is estimated on the example of the M_2 and K_1 tides and physical mechanisms of its formation.
Methods and Results. The work was carried out according to the data of long-term tide gauge hourly observations of the sea level and 6-hourly interval series of the sea level measurements mainly from the ESIMO database from 1977 to the end of observations. Marine hydrometeorological year-book data since 1951 were also used. On the basis of the harmonic analysis of tides with the least square method of hourly annual and monthly time series of sea level, the average monthly values of amplitudes and phases of the main semidiurnal and diurnal tides at 17 points in the Barents Sea and 19 points in the Kara Sea are estimated. In general, the range of seasonal variability of the M_2 tide in the Barents Sea increases from north to south and is most significant in the southeast of the sea. According to our classification, classic type 1 of the seasonal course of the M_2 tide is not predominant and is 35%, and anomalous type 3 is the most observed one, reaching 41% of 17 points. In the Kara Sea, classic type 1 of seasonal course of the M_2 tide is mainly observed with an amplitude maximum and phase minimum in July–September, manifesting itself in 74% of all cases in 19 points.
Conclusions. At each point of the Barents and Kara seas, individual time-stable seasonal annual course of main semidiurnal, diurnal and shallow tides is observed. The seasonal course of harmonic constants differs significantly among the points in terms of the degree of severity, shape of curves, time of occurrence of extreme values and magnitude of oscillation range. Moreover, seasonal variations of the constants of semidiurnal and diurnal tides are different. In the Barents Sea, the influence of drifting ice cover on the seasonal variations of main semidiurnal tides is much weaker than in the Kara Sea. The seasonal variations of amplitudes and phases of the daily K_1 tide are dominated by the semiannual period. The maximum deviations of amplitudes from the mean annual value (norm) are mainly 10–20%, and those of phases – 6–16°.

Keywords: Arctic, Barents Sea, Kara Sea, harmonic analysis of tides, seasonal course of the M_2 tide, seasonal course of the K_1 tide, amplitude, tide phase

Acknowledgments: the work was carried out within the framework of the state assignment on the RTW 4.6.14 Rosgidromet theme.

For citation: Voinov, G.N. and Sukhachev, V.N., 2025. Seasonal Variation of Tides in the Barents and Kara Seas. *Physical Oceanography*, 32(2), pp. 151-173.

Введение

Первые сведения о внутригодовой изменчивости прилива содержались в работе А. М. Бухтеева [1]. В этой работе были приведены результаты анализа 12-месячных ежечасных серий приливов за 1906−1907 гг. в Екатерининской гавани (п. Полярное, Баренцево море) по методу Дарвина. Но ввиду отсутствия выраженной изменчивости в целом прилива в *годовом* цикле и присутствия сезонных изменений (небольших по величине) только в амплитуде волны M_2 А. М. Бухтеев не интерпретировал это явление как сезонную изменчивость.

Впервые в мировой практике анализа приливов данные об их сезонной изменчивости и *аналитическая модель* годового хода возмущения волны M_2 были представлены в работе Р. Х. Коркана [1]. Эта работа была новаторской и, может быть, поэтому долгое время оставалась невостребованной. Модель Р. Х. Коркана в предвычислении прилива стала применяться только в конце XX в. В результате реализации проекта освоения Северного Морского пути (СМП) и изучения приливов арктических морей России в 1930–40-е гг. были получены кратковременные (месячные и полумесячные) серии наблюдений за уровнем моря на ряде полярных станций. Результаты обработки приливов методом Дарвина в морях Карском и Лаптевых опубликованы в восьми выпусках материалов [2].

Уже обзор результатов первых выпусков этих материалов позволил В. Ю. Визе [2] сделать вывод, что сезонная изменчивость приливов арктических морей – повсеместное явление. На основании этих данных установлено, что зимой амплитуда прилива уменьшается, а полная вода наступает позже, чем в летнее время. Автор указанной работы предложил относить гармонические постоянные (константы) прилива, определенные когда-либо в конкретном пункте, к сезону или даже к конкретному месяцу года. В дальнейшем автор работы [3] объяснял внутригодовые колебания констант прилива влиянием не только колебаний ледовитости арктических морей, но и многолетних изменений ветрового режима.

---

[1] *Бухтеев А. М.* Наблюдения приливов на Мурмане и обработка этих наблюдений. Санкт-Петербург : Типография Морского Министерства, в Главном Адмиралтействе, 1910. 56 с. URL: https://elib.rgo.ru/safe-view/123456789/227016/1/0L7Qui4yOTFfQnVodGVldiBBLk0uIE5hYmx5dWRlbml5YSBwcmlsaXZvdsKgbmEgTXVybWFuZSBpIG8ucGRm (дата обращения: 02.04.2025).

[2] Материалы к изучению приливов арктических морей СССР. Л. : Главсевморпуть, 1935. 51 с. (Труды Арктического института ; Т. 36, вып. 1) ; Гидрология. Материалы к изучению приливов арктических морей СССР. Л. : Главсевморпуть, 1936. 80 с. (Труды Арктического института ; Т. 52, вып. 2) ; Материалы по изучению приливов арктических морей СССР. Л. : Главсевморпуть, 1937. 95 с. (Труды Арктического института ; Т. 81, вып. 3) ; Материалы по изучению приливов арктических морей СССР. Л. : Изд-во Главсевморпути, 1938. 82 с. (Труды Арктического института ; Т. 119, вып. 4) ; Материалы по изучению приливов арктических морей СССР. М. ; Л. : Изд-во Главсевморпути, 1940. 199 с. (Труды Арктического института ; Т. 153, вып. 5-6) ; Материалы по изучению приливов арктических морей СССР. Л. : Главсевморпуть, 1952. 536 с. (Труды Арктического института ; Т. 42, вып. VII) ; Материалы по изучению приливов арктических морей СССР. Л. : Главсевморпуть, 1952. 295 с. (Труды Арктического института ; Т. 50, вып. 8).

С этих публикаций по мере получения новых наблюдений начались многочисленные исследования сезонной изменчивости приливов арктических морей России [3] [4]. Для оценки влияния ледяного покрова на константы прилива в работе [4] предложено использовать коэффициенты гашения приливной волны на одном километре ее пути и соответствующего запаздывания в долях часа. Впоследствии в работе [5] было показано, что формулы, используемые для расчета этих коэффициентов, дают крайне большие ошибки расчета (до 100 %). Поэтому полученные связи не являются значимыми и надежными.

Многие работы середины XX в. в ключевом вопросе о сезонной изменчивости прилива с позиции современной науки оказываются не полностью достоверными и даже ошибочными [4, 5] [6, 7]. Причины этого следующие.

1. Недостатки методологии анализа приливов того времени и ошибки применяемых методов анализа приливов.

2. Недостаточность непрерывных годовых серий наблюдений за приливами для получения устойчивых среднемесячных значений констант волн или их сезонного хода.

3. Недооценка прогрессивной модели Р. Х. Коркана [1] и применение негармонических характеристик (прикладной час и величина прилива) для оценки сезонного хода приливов.

4. Техническая причина – отсутствие мощных вычислительных средств до начала 1970-х гг.

Раскроем содержание основной первой причины (кроме вполне понятных остальных). Ранее широко использовались результаты обработки 15-суточных серий по методу Дарвина и по Адмиралтейскому методу (АМ) анализа приливов за сутки. В 1960-е гг. появилось много работ о недостатках метода Дарвина для 30 и 15 сут, особенно [6] [8]. Константы волн, полученные из анализа полумесячных серий, имеют выраженную временную периодичность в зависимости от астрономических условий. В еще большей степени это касается результатов анализа суточных циклов наблюдений по АМ. Совместное использование результатов обработки месячных, полумесячных и особенно суточных серий для изучения сезонных изменений волн прилива недопустимо в принципе.

Серьезной методической ошибкой многих отечественных работ был прием арифметического осреднения результатов обработки (амплитуд и фаз волн), а не расчет векторного среднего. Различия результатов осреднений при больших величинах разброса амплитуд и фаз прилива могут быть большими.

---

[3] *Коптева А. В.* Влияние ледяного покрова на скорость распределения приливной волны. Москва : Изд-во Главсевморпути, 1945. 7 с. (Доклады Юбилейной сессии / Арктический научно-исследоваиельский институт Главсевморпути при СНК СССР. XXV лет. 1920–1945).

[4] *Дремлюг В. В.* Приливы Чукотского моря и моря Бофорта в связи с гидрометеорологическими условиями // Труды ВАМУ. 1950. Изд-во Главсевморпути. 60 с.

[5] *Коптева А. В.* Приливные явления арктических морей (Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского). Ленинград, 1959. Книга 1, главы 1, 2. 193 с. // Госфонд ГНЦ РФ ААНИИ. Инв. № Р-5562 ; *Коптева А. В.* Приливные явления арктических морей (Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского). Ленинград, 1959. Книга 2, главы 3, 4. С. 194–317 // Госфонд ГНЦ РФ ААНИИ. Инв. № Р-5563 ; *Коптева А. В.* Приливные явления арктических морей (Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского). Ленинград, 1959. Книга 3, главы 5, 6, 7. С. 318–482 // Госфонд ГНЦ РФ ААНИИ. Инв. № Р-5564.

[6] *Альтшулер В. М.* Практические вопросы анализа и расчета морских приливов. Ленинград : Гидрометеоиздат, 1966. 311 с.

Это, кстати, было показано в работе [9], хотя в дальнейшем не использовался прием векторного осреднения.

Нигде не оценивались ошибки расчета того или иного метода и точность полученных волн прилива. Контроль вычислений проводился не по остаточному ряду, а по предвычисленному. Поэтому брак в наблюдениях не распознавался.

При применении разнородных (по обработке) данных с приемом арифметического осреднения можно получить полностью недостоверную зависимость. Так произошло, например, в работе [6], где приведены ошибочные значения сезонных изменений амплитуд и фаз волны M_2 для о. Диксон, м. Челюскина, о. Котельного, б. Тикси. Тем не менее основные выводы этой работы остаются актуальными и в наше время.

При исследовании приливов Чукотского моря и моря Бофорта в работе[4] основным методом гармонического анализа был АМ. Для определения сезонной изменчивости приливов в пунктах м. Шмидта, о. Врангеля и о. Ратманова осреднялись (арифметически) результаты анализов за несколько лет по отдельным месяцам года. Но точность АМ невысока и зависит от влияния непериодических колебаний уровня[6]. Поэтому полученные результаты кривых сезонного хода волны M_2 существенно отличаются от современных оценок [10, 11].

В монографической работе по приливам Северного Ледовитого океана (СЛО) [7] сезонная изменчивость волны M_2 исследовалась в Баренцевом, Белом и арктических (Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское) морях. В каждом из этих морей рассмотрены 1−2 пункта с непрерывными ежечасными годовыми сериями. Для построения сезонного хода амплитуд и фаз волны M_2 широко использованы результаты обработки полумесячных серий. Именно поэтому даже с учетом результатов обработки трех годовых рядов (один взят из работы[1]) сезонный ход констант волны M_2 в Екатерининской гавани остался неопределенным. Для губы Териберка приведены также сомнительные результаты.

Позднее в работе [8] также рассматривался п. Екатерининская гавань, но были взяты результаты обработки *месячных* серий, что позволило получить достоверный сезонный ход в амплитуде прилива, а в фазе он остался все же неопределенным.

В работе [7] была предпринята попытка классификации сезонной изменчивости прилива в арктических морях, но в качестве критериев использованы негармонические постоянные – прикладной час и средняя сизигийная величина прилива. Если прикладной час связан с фазой волны M_2, то величина прилива определяется по значениям амплитуд всех основных волн. То есть применение таких критериев не имеет физического смысла для оценки сезонного хода волны M_2 и тем более для его типизации. По существу, это означало отказ от применения результатов гармонического анализа. Поэтому какого-либо прогресса в понимании механизмов сезонного хода волн прилива достигнуто не было.

К сожалению, в обширной работе[5] по приливным явлениям арктических морей были допущены уже отмеченные выше недостатки (пп. 1–3 выше). Как и в других работах, для оценки сезонного хода привлекались результаты обра-

ботки полумесячных серий. При оценке среднего сезонного годового хода амплитуд и фаз волны M_2 применялся прием арифметического осреднения. В итоге ни по одному из приводимых в работе восьми пунктов не было получено устойчивого внутригодового сезонного хода амплитуд и фаз волны M_2. По существу, был выявлен только тренд в отдельные сезоны года.

Обзор работ по объяснению феномена сезонного хода прилива в XX в. содержится в публикациях [10, 11]. Следуя этому обзору, отметим, что в работах [12, 13] была дополнена аналитическая модель Р. Х. Коркана [1] и установлено, что годовые возмущения волн M_2 и S_2 подобны и вызываются возмущающими волнами, которые генерируются метеорологическими факторами и образуют годовую модуляцию в M_2, а второстепенные волны MSK_2 и MKS_2, возникающие за счет сил трения, вызывают полугодовую модуляцию. Для волны S_2 годовая изменчивость создается негравитационными компонентами волн T_2 и R_2, которые связаны с метеорологическими причинами.

В теоретическом плане вопрос о влиянии ледяного покрова на приливные явления в арктических морях исследовался в работах [14, 15], в которых получены аналитические решения для частных случаев распространения волн Свердрупа и Пуанкаре в идеализированном канале на чистой воде и под ледяным покровом. В указанных работах авторы пришли к выводу о слабом влиянии дрейфующего льда на прилив и приливные течения.

Влияние ледяного покрова на приливную волну M_2 в Арктическом бассейне путем численных экспериментов изучено в работе [16]. В этой работе сделан вывод о слабом влиянии дрейфующего льда на распространение прилива.

В работе [17] по результатам моделирования приливной динамики в СЛО, покрытом дрейфующим льдом, сделан вывод о сильном влиянии припайного льда и слабом – дрейфующего льда на формирование приливов.

В начале XXI в. появились работы, где сезонные вариации волны прилива M_2 объяснялись не ледяным покровом, а иными факторами. В работе [18] в Северном море с помощью численных экспериментов с усвоением не только береговых наблюдений, но и альтиметрических измерений миссии *Topex-Poseidon* была установлена зависимость сезонного хода волны M_2 от метеорологических сил (до 60 % сезонного хода).

Совершенно иной, но весьма показательный подход к объяснению сезонной изменчивости волны M_2 был продемонстрирован в работе [19]. На двумерной модели показано, что сезонная стратификация водных масс в Желтом и Восточно-Китайском морях отвечает за сезонную изменчивость волны M_2. Обширное изучение сезонной изменчивости волны M_2 в Мировом океане с помощью численного моделирования с усвоением данных альтиметрических измерений за 19 лет и многолетних измерений уровня в пунктах было выполнено в работе [20]. Арктический регион освещен частично вследствие ограничений по траекториям спутников. В последних работах не учитывалось влияние метеорологических сил и речного стока на приливы. Ясно, что широкое поле для будущих исследований остается открытым.

Результаты массовой обработки многолетних временных рядов наблюдений за уровнем моря в арктических морях для изучения сезонной изменчивости приливов представлены в работах [10, 11, 21, 22].

Особенности сезонной изменчивости основных волн приливов в морях Белом, Лаптевых и Чукотском (всего в шести пунктах) рассмотрены в работе [23], где отмечаются существенные различия вида кривых сезонного хода как между пунктами в одном море, так и между регионами. При предвычислении приливов в морях рекомендуется учитывать сезонную изменчивость.

Из указанных выше работ следует, что в СЛО на шельфе арктических морей наблюдается наиболее существенная по величине сезонная изменчивость приливов в годовом цикле, которая не связана с астрономическими причинами.

В связи с новым проектом освоения и развития СМП в XXI в. возник запрос на детальные исследования закономерностей распространения морских приливов в шельфовой зоне арктических морей.

Цель настоящего исследования – рассмотреть особенности сезонной изменчивости основных волн приливов на всех полярных станциях в Баренцевом и Карском морях, где проводились многолетние ежечасные или срочные (четыре срока в сутки) наблюдения за уровнем моря.

Данные и методы

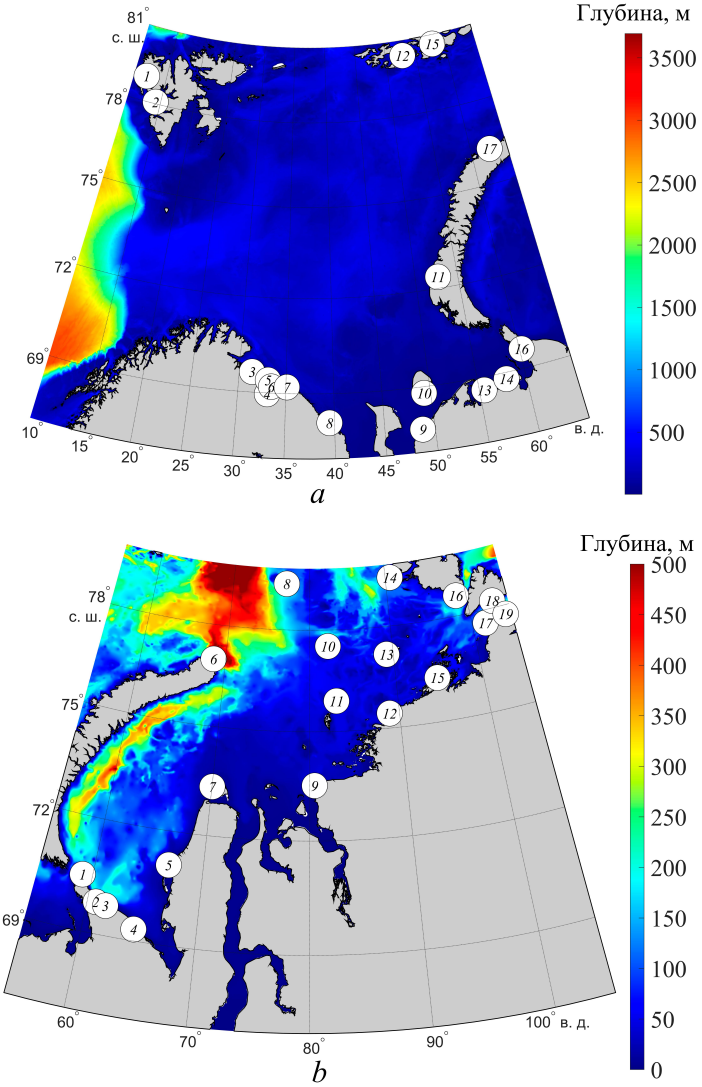
В качестве основы для обработки и анализа использовалась база данных ежечасных наблюдений по мареографу и срочных (четыре раза в сутки) футшточных измерений за уровнем моря с портала «Единой системы информации об обстановке в Мировом океане» (ЕСИМО) (ВНИИГМИ-МЦД) за период с 1977 г. до конца наблюдений. Наблюдения до 1977 г. в Баренцевом и Карском морях были выбраны по материалам, хранящимся в фондах ААНИИ (таблицы ТГМ-8 для ежечасных данных и ТГМ-1 для срочных измерений), а также по материалам [2]. К изучению сезонной изменчивости полусуточных и суточных волн прилива привлечены материалы многолетних наблюдений за уровнем в 17 пунктах Баренцева моря и 19 пунктах Карского за различные периоды, в основном с 1962 (1977) по 1993 гг. (и позже) (рис. 1, таблица).

Самые продолжительные ряды ежечасных наблюдений за уровнем моря составляли более 50 лет (таблица). Но имелись пункты с непродолжительными ежечасными данными (б. Тихая – четыре года, устье р. Индига – семь лет). В основном длина рядов превышала период нодального цикла (19 лет).

В конце 1980-х – начале 1990-х гг. в СССР на смену ЭВМ пришли персональные компьютеры. Это позволило проводить обработку многолетних временных рядов наблюдений и применять гармонический анализ приливов с помощью метода наименьших квадратов (МНК).

В 1990-е гг. в ААНИИ был разработан *новый методический подход к обработке и анализу морских приливов.* Расширенный гармонический анализ морских приливов по МНК проводится по новой методике с включением волн, описывающих сезонную изменчивость основных полусуточных, суточных и мелководных волн [10, 11, 21]. Разработаны версии метода для анализов нерегулярных наблюдений, аномальных мелководных приливов, срочных наблюдений [10, 11, 24–28]. Принципиальное отличие новой версии расширенного гармонического анализа морских приливов по МНК от других версий

этого метода состоит в адекватном наблюдениям описании сезонной изменчивости приливных колебаний уровня моря для районов с сильно выраженным или аномальным ходом констант волн в годовом цикле.



Р и с. 1. Расположение пунктов (станций) наблюдений уровня Баренцева (*a*) и Карского (*b*) морей (названия пунктов см. в таблице)

F i g. 1. Location of sea level observation points (stations) in the Barents (*a*) and Kara (*b*) seas (see Table for names of points)

Исходные временны́е ряды наблюдений за уровнем Баренцева и Карского морей
Initial time series of sea level observations in the Barents Sea and the Kara Sea

Номер пункта / Point number	Название пункта / Point name	Северная широта, ° / Latitude, ° N	Восточная долгота, ° / Longi-tude, ° E	Период анализа / Analysis period	Количество лет анализа / Number of years analyzed
1	2	3	4	5	6
Баренцево море / Barents Sea					
1	Нью-Алесунд (западный Шпицберген) / New Alesund (West Svalbard)	78,93	11,95	1977–2018	42
2	Порт Баренцбург / Port of Barentsburg	78,07	14,25	1977–2012	36
3	Устье реки Печенга, Лиинахамари / Liinahamari (mouth of the Pechenga River)	69,63	31,37	1977–2004*	26
4	Порт Мурманск / Port of Murmansk	68,97	33,07	1977–2012	35
5	Залив Кислогубская ПЭС / Kislogubskaya PES Bay	69,40	33,10	1977–1992	16
6	Полярное (Екатерининская гавань) / Polyarnoe (Ekaterininskaya Gavan)	69,20	33,47	1958–2015	58
7	Губа Териберка / Teriberka Bay	69,20	35,10	1951–2015	65
8	Губа Иоканьга / Yokanga Bay	68,10	39,50	1977–1993	17
9	Устье реки Индига / Mouth of the Indiga River	67.70	48.77	1977–1989*	7
10	Бугрино (остров Колгуев) / Bugrino (Kolguev Island)	68,80	49,33	1977–1996**	20
11	Малые Кармакулы (полярная станция) / Malye Karmakuly (polar station)	72,37	52,68	1977–2012**	36
12	Бухта Тихая / Tikhaya Bay	80,35	52,80	1954–1957	4
13	Мыс Константиновский / Cape Konstantinovskiy	68,60	55,50	1977–1990*	11
14	Остров Варандей / Varandey Island	68,80	57,97	1978–1994*	11
15	Остров Хейса (ГМО им. Э. Т. Кренкеля) / Heiss Island (E. T. Krenkel observatory)	80,60	58,00	1972–1991	20
16	Мыс Белый Нос / Cape Belyy Nos	69,60	60,22	1962–1992**	31
17	Залив Русская Гавань / Russkaya Gavan Bay	76,20	62,58	1966–1991	26

Продолжение таблицы
Continuation of table

1	2	3	4	5	6
Карское море / Kara Sea					
1	Мыс Болванский Нос (ГМО им. Е. К. Федорова) / Cape Bolvanskiy Nos (named after E. K. Fedorov)	70,45	59,08	1962–1993	32
2	Югорский Шар (полярная станция) / Yugorskiy Shar (polar station)	69,82	60,77	1962–1989	28
3	Порт Амдерма / Port of Amderma	69,77	61,68	1962–1991	30
4	Устье реки Усть-Кара / Mouth of Ust-Kara River	69,30	64,50	1962–1999*	38
5	Мыс Харасавэй / Cape Kharasavey	71,10	66,75	1962–1979*	18
6	Мыс Желания / Cape Zhelaniya	76,95	68,57	1962–1983	22
7	Остров Белый (им. М. Е. Попова) / Belyy Island (named after M. E. Popov)	73,33	70,03	1945–1982*	10
8	Остров Визе / Wiese Island	79,48	76,98	1963–1980*	18
9	Остров Диксон / Dikson Island	73,50	80,50	1962–1992	31
10	Остров Уединения / Uyedineniya Island	77,50	82,20	1967–1990*	24
11	Острова Известий ЦИК / Izvestiy TSIK Islands	75,87	83,03	1962–2015	54
12	Мыс Стерлегова / Cape Sterlegova	75,42	88,90	1963–1990*	28
13	Остров Исаченко / Isachenko Island	77,15	89,20	1962–1990*	29
14	Остров Голомянный / Golomyannyy Island	79,55	90,62	1963–2006	44
15	Остров Правды / Pravdy Island	76,27	94,77	1962–1992	31
16	Острова Краснофлотские / Krasnoflotskie Islands	78.63	98,73	1968–1987	20
17	Острова Гейберга / Heiberg Islands	77,60	101,63	1967–1994	28
18	Бухта Солнечная / Solnechnaya Bay	78,22	103,07	1962–1991	30
19	Мыс Челюскина (ГМО им. Е. К. Федорова) / Cape Chelyuskina (E. K. Fedorov observatory)	77,72	104,28	1962–1996	35

* В ежечасных сериях наблюдений имеются пропуски / There are gaps in the hourly series of observations.

** Привлечены срочные измерения уровня, а также все кратковременные ежечасные наблюдения / The 6-hourly interval series of sea level measurements are considered as well as all short-term hourly observations.

В работе [21] впервые в мировой практике анализа приливов обнаружена сезонная изменчивость основных мелководных волн. Были выделены и описаны сложные комбинационные волны, ответственные за сезонную изменчивость основных мелководных волн M_4, MS_4, MN_4, M_6, $2MS_6$, $2SM_6$. С учетом этих новых мелководных волн расширенный гармонический анализ прилива по версии ААНИИ позволяет выделить из ежечасной годовой серии 225 волн прилива.

Первая в мировой практике классификация типов сезонной изменчивости приливов основных полусуточных (M_2, S_2, N_2) и суточных (K_1 и O_1) волн дана в работе [11] на основании результатов анализа месячных серий за многолетний период в 19 пунктах арктических морей.

Здесь нет возможности индивидуального описания особенностей гармонического анализа приливов в каждом пункте. В зависимости от длины рядов, их дискретности, качества наблюдений применялись различные версии МНК в несколько приближений. Для всех пунктов проводились анализы по МНК как в целом за весь период наблюдений, так и для годовых и месячных серий. Но в конечном виде для каждого пункта создавалась модель прилива с волнами, описывающими сезонный ход прилива. Также параллельно создавалась адекватная модель прилива в виде 12 файлов с гармоническими постоянными волн, выделяемых из месячных серий (32 волны в каждом месяце). При этом для месячных серий результаты по волнам K_1, S_2, N_2 во втором приближении исправлялись во избежание влияния второстепенных волн π_1, ψ_1, φ_1, P_1, K_2, T_2, R_2, ν_2 по теоретическим соотношениям. При изучении внутригодовой изменчивости прилива для волн M_2, S_2, N_2, K_1 и O_1, M_4, MS_4, M_6 были рассчитаны средние векторные значения амплитуд и углов положений (фаз) гармоник для каждого месяца года.

Сезонный ход амплитуды представлен в виде относительного изменения (dH) ее средней величины (H) как $dH = (H_м - H_г)/H_г$ (в процентах), где $H_м$ – среднее векторное значение из всех серий за данный месяц; $H_г$ – среднее векторное за весь период. Сезонный ход фазы (dg) дан в виде отклонения средней величины из всех серий за данный месяц от средней за весь период: $dg = (g_м - g_г)$. Среднее квадратическое отклонение (СКО, или σ) для амплитуды и фазы рассчитывалось по формулам ошибок векторного среднего. Для этого средняя и индивидуальные месячные значения амплитуды и фазы преобразовывались в компоненты $H\cos g$ и $H\sin g$. По ним рассчитывалась стандартная ошибка для амплитуды σ_H и затем для фазы σ_g [9].

Для выполнения поставленной задачи необходимы многолетние *однородные* ежечасные ряды, приведенные к одному временному поясу и единому нулю поста.

Как правило, в научных публикациях почти никогда не раскрываются причины пропусков в наблюдениях за уровнем в арктических морях и плохого качества данных. Это считается темой за рамками научной статьи. Осветим здесь этот аспект более детально.

Как известно, наблюдения за уровнем на Крайнем Севере выполняются в очень суровых климатических условиях с *риском для жизни*. Из 19 пунктов в Карском море лишь пять имели капитальные мареографические установки:

порт Амдерма, о. Диксон, м. Желания, о. Хейса, о-ва Известий ЦИК. В остальных пунктах наблюдения велись в летний период по временным установкам, а в зимний – в балках на береговом припайном льду, иногда подверженном разрушению. Поэтому пропуски в наблюдениях были вызваны невозможностью создания временных установок в периоды разрушения припая весной или их разрушения летом под действием штормов и дрейфующего льда и в переходный зимний период до становления устойчивого припая.

Пропуски создают неудобства при расчетах вследствие разрывов во временных рядах, но не являются препятствием для ведения гармонического анализа приливов по МНК [24]. На самом деле качество наблюдений за уровнем зависит не столько от пропусков, сколько от ситуаций, связанных с нарушений требований Наставления метеорологическим станциям и постам, плохой работой приборов и недобросовестностью наблюдателей [25–28].

Согласно работам [25–28], наблюдения высокого качества проводились в конце 1950-х – начале 1980-х гг. По мере старения приборной базы и ухудшения условий работы наблюдателей, а также вследствие снижения их квалификации, отсутствия регулярного инспекторского контроля качество наблюдений за уровнем моря также снижалось.

В 1990-е гг. в связи с распадом Советского Союза, закрытием ряда станций на СМП из-за недостатка в финансировании произошло резкое ухудшение качества наблюдений. Это объективная причина плохого качества наблюдений, но была и субъективная – формирование той базы данных, которую мы получили в ЕСИМО. Она заключалась в неверной обработке мареограмм, которые развязываются по срочным измерениям уровня моря. Эти срочные измерения уровня по правилам наставлений и требованиям методических отделов НИИ должны производиться строго в целые часы. На практике вследствие недостаточного количества наблюдателей это правило не может соблюдаться, так как один и тот же наблюдатель не в состоянии одновременно находиться на метеорологической площадке и на уровенном посту. Поэтому наблюдатели записывали не истинное время измерений, а требуемое (т. е. равное целому часу). Соответственно мареограммы не обрабатывались по истинному времени, в них вносились ошибки (в пределах ±30 мин и более). В итоге временные ряды теряли однородность [25–28].

Для приведения временных рядов уровня моря к однородным была разработана новая методология, представленная обобщенно как *способ калибровки приливов* [28]. Она позволяет выявить сомнительные наблюдения и брак различного происхождения во временных рядах уровня и, следовательно, получить объективную оценку качества данных наблюдений.

В целом состояние сети полярных станций и, в частности, производства наблюдений за уровнем моря практически не изменилось по сравнению с уровнем начала 1990-х гг., детально описанным в научно-публицистической работе [29].

Лучшее качество наблюдений за уровнем моря достигалось в середине XX в., а в его конце неуклонно снижалось. Однако именно в середине этого периода измерения уровня моря выполнялись в разных системах времени и с разной высотной привязкой. До апреля 1961 г. применялось местное солнечное время, затем до 1969 г. – время попеременно по второму или третьему

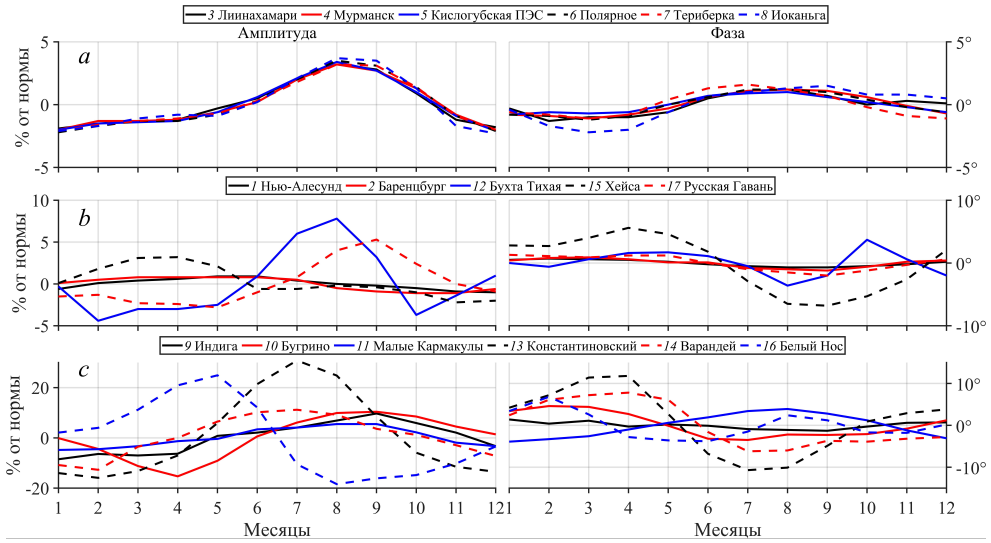
поясу, далее по 1990 г. – в основном по третьему поясу (московское декретное) и с 1991 г. – время нулевого пояса (всемирное Гринвичское время). Балтийская система высот введена в 1991 г.

Перевод данных измерений в целые часы при наблюдениях в местном времени проводился нами с помощью прямого и обратного преобразования Фурье [25].

Результаты и их анализ

Известно, что сезонный ход основных волн прилива имеет устойчивый квазипериодический вид в каждом пункте арктических морей и в морях Мирового океана и практически вид кривых амплитуды и фазы основных волн (условно генотип) не меняется со временем [1, 10, 11]. Результаты исследования сезонной изменчивости, полученные в пунктах с самыми продолжительными временными рядами, подтверждают этот вывод. Поэтому в настоящей работе приведены оценки средних месячных значений амплитуд и фаз волн прилива M_2 и K_1 в Баренцевом и Карском морях за период 19–38 лет с начала наблюдений в каждом пункте.

Для компактного представления результаты оценок сезонного хода волн прилива были сгруппированы по нескольким географическим районам в каждом море. На рис. 2 дан сезонный ход амплитуды и фазы волны M_2 в трех районах Баренцева моря. Видно, что во всех шести пунктах Мурманского прибрежного района (от Лиинахамари до Иоканьги) (рис. 2, *a*) сезонный ход амплитуды имеет тождественный вид кривых. Наблюдается годовая периодичность с максимумом амплитуды в августе (с увеличением средней годовой нормы на 3–4 %) и минимумом фазы в марте (с уменьшением всего на 1–2° от указанной нормы). Согласно классификации из работы [11], в этом районе наблюдается аномальный тип 3 сезонного хода.



Р и с. 2. Сезонный ход волны M_2 в Баренцевом море
F i g. 2. Seasonal variation of the M_2 tide in the Barents Sea

На севере Баренцева моря (рис. 2, *b*) на о. Шпицберген (пп. Нью-Алесунд и Баренцбург) размах сезонного хода выражен слабо. В годовом цикле увеличение амплитуды в июне составляет всего 0,8–0,9 % от нормы, а уменьшение фазы в сентябре – около 1°. Здесь сезонный ход протекает по аномальному типу 2. Выделяется аномальный сезонный ход прилива по типу 2 в п. Русская Гавань (север Новой Земли), где максимум амплитуды виден в апреле и достигает 3 %, а минимум фазы наблюдается в сентябре и составляет около 7° ниже нормы. В б. Тихой и на о. Хейса (рис. 2, *b*) сезонный ход близок к классическому типу 1, т. е. амплитуда растет в августе – сентябре, а фаза достигает минимума также в летний период.

В юго-восточной части Баренцева моря (рис. 2, *c*) проявляются наибольшие различия типа кривых сезонного хода и самые экстремальные значения амплитуд и фаз. В Канино-Печорском районе расположены пп. Индига, Константиновский и Варандей (рис. 1). Наиболее резко выраженный сезонный ход волны M_2 отмечается в п. Константиновский (Печорская губа), где максимум амплитуды до 31 % от нормы и минимум фазы до 11° ниже нормы наблюдаются в июле.

В Печорской губе в пп. Варандей и Константиновский вид кривых сезонного хода амплитуд и фаз тождественен, но размах колебаний в первом меньше. В обоих пунктах наблюдается классический тип 1 сезонного хода, который также отмечается в п. Бугрино (о. Колгуев), где увеличение амплитуды волны M_2 в сентябре достигает 10 % от нормы, а уменьшение фазы составляет в летний период не более 4°.

На Новой Земле в п. Малые Кармакулы сезонный ход амплитуды волны M_2 в годовом цикле достигает максимума в августе и составляет почти 6 % от нормы. Кривая изменчивости фазы имеет аномальный вид и максимум в июле, составляющий около 5° от нормы. В итоге этот сезонный ход можно отнести к аномальному типу 3.

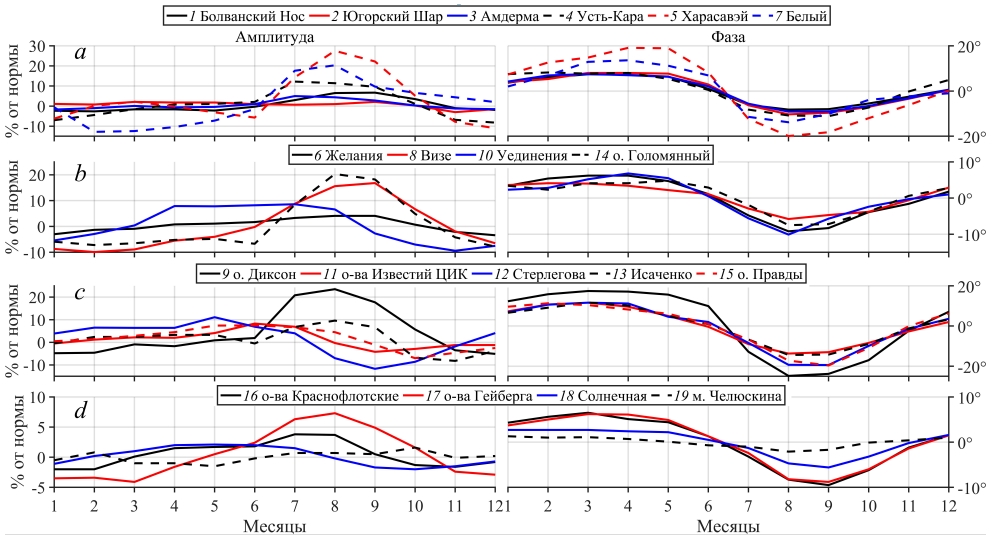
Наконец, в п. Белый Нос (к югу от пролива Югорский Шар) в сезонном ходе максимум амплитуды наступает в мае (около 25 % выше нормы), а в сезонном ходе фазы присутствует полугодовая периодичность с минимумом в июне на 4° ниже нормы. Поэтому здесь проявляется тип 4 сезонного хода.

В целом размах сезонной изменчивости прилива в Баренцевом море увеличивается с севера на юг и наиболее существенно проявляется на юго-востоке моря.

Заметим, что средний сезонный ход полусуточных волн M_2, S_2 и N_2 имеет сходные черты, но прослеживаются различия в типе кривых, которые связаны с различиями пространственного распространения этих волн прилива. Как правило, преобладает годовая периодичность в ходе амплитуд и фаз.

Классический тип 1 сезонного хода волны M_2 не является преобладающим и составляет 35 %, а больше всего наблюдается аномальный тип 3, который достигает 41 % от 17 пунктов. Этот факт может служить косвенным свидетельством того, что влияние дрейфующего ледяного покрова – не основной фактор в формировании сезонной изменчивости прилива в Баренцевом море. Исключением можно считать пункты, расположенные в Печорской губе, где в зимний период устанавливается припайный лед.

На рис. 3 приведены кривые сезонного хода амплитуд и фаз волны M_2 в Карском море, сгруппированные по четырем районам. В нашем распоряжении имелись результаты сезонного хода прилива в Обской губе и Енисейском заливе, но они в настоящей работе не используются, так как представляют самостоятельный интерес. Есть и другая причина, которую мы рассмотрим ниже.



Р и с. 3. Сезонный ход волны M_2 в Карском море
F i g. 3. Seasonal variation of the M_2 tide in the Kara Sea

Априори следует ожидать близкого по характеру изменения кривых сезонного хода волны M_2 в пунктах юго-западной части Карского моря, расположенных в одном районе, однородном по гидрометеорологическим условиям. Действительно, сезонный ход фазы во всех пунктах показывает хорошую согласованность в годовом цикле (рис. 3, *a*). Однако в сезонном ходе амплитуд волн M_2 наблюдаются значимые различия между пунктами. В ходе кривых волны M_2 очень слабо выражен годовой ход в Югорском Шаре и наиболее ярко – в Харасавэе с максимумом в августе, превышающим норму на 28 %.

В северной части моря (м. Желания, о-ва Визе, Уединения, Голомянный) сезонный ход кривых амплитуды и фазы имеет классический тип 1 (рис. 3, *b*). Наиболее выражен ход в п. Голомянный с максимумом амплитуды до 17 % в сентябре и минимумом фазы в 10° ниже нормы в августе.

В центральной части моря (о-ва Диксон, Известий ЦИК, Исаченко, Правды, м. Стерлегова) происходит увеличение годового размаха сезонного хода волны M_2 как в амплитуде, так и в фазе. Наиболее выраженный сезонный ход наблюдается на Диксоне, где в августе амплитуда волны увеличивается на 24 %, а фаза уменьшается на 25° от нормы (рис. 3, *c*). Отметим аномальный годовой ход амплитуды в п. Стерлегова, где она достигает максимума в мае с отклонением от нормы на 11 %. Но при этом сезонный ход фазы имеет классический вид и ее уменьшение (на 19° ниже нормы) происходит в сентябре. В пп. Известий ЦИК и Правды сезонный ход амплитуды также идет по аномальному типу 2.

Наконец, в юго-восточной части моря и в проливе Вилькицкого в основном наблюдается уменьшение размаха сезонных колебаний амплитуд и фаз волны M_2 (рис. 3, *d*). Увеличение амплитуды в п. Гейберга не превышает 7 % от средней годовой нормы, а в проливе Вилькицкого в п. Челюскина сезонный ход вообще имеет неопределенный характер (значения не выше пределов СКО). Однако ход кривых фазы волны M_2 демонстрирует классический вид во всех пунктах: уменьшение значений фазы в целом наблюдается в сентябре, оно слабо заметно в летний период в п. Солнечная и практически отсутствует в п. Челюскина (значение не превышает СКО).

В целом в Карском море увеличение амплитуд полусуточной волны M_2 в летний период (июль – сентябрь) составляет в основном 7–12 % от нормы, а их уменьшение в зимний период (март – апрель) достигает 8–11 % относительно нормы.

В сезонном ходе фаз полусуточных волн M_2, S_2, N_2 наблюдаются общие черты: везде присутствует годовая периодичность, при этом в ходе кривых фаз максимумы (март – апрель) и минимумы (август – сентябрь) практически совпадают.

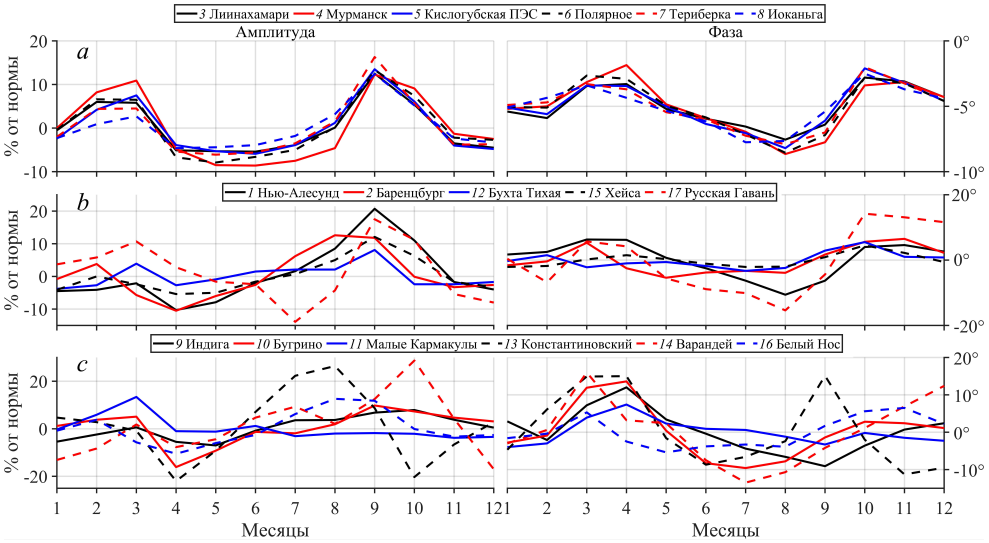
В целом на акватории Карского моря согласно классификации, предложенной в работе [11], наблюдается в основном классический тип 1 сезонного хода волны прилива M_2 с максимумом амплитуды и минимумом фазы в июле – сентябре, который проявляется в 74 % случаев. На аномальный тип 2 приходится 21 % случаев, в одном из которых (п. Челюскина) не обнаруживается статистически достоверно сезонный ход волны M_2.

Указывает ли такой результат на подтверждение распространенной гипотезы о преобладающем влиянии ледяного покрова на феномен сезонной изменчивости прилива в арктических морях? Не совсем так. Дрейфующий и припайный лед по-разному влияют на распространение приливной волны [10, 30, 31]. Особенно сильное влияние припая на приливную волну происходит на мелководье, а на критических глубинах 12–15 м и менее кардинально усиливается гашение и запаздывание в зимний период [30]. С этим фактором связано увеличение размаха сезонного хода в п. Харасавэй и в центральной части моря.

В сезонном ходе волны суточного прилива K_1 преобладает полугодовая периодичность (рис. 4), однако может наблюдаться сочетание годовой изменчивости в амплитуде и полугодовой или годовой – в фазе. В ряде пунктов прослеживается период в 3–4 мес. При этом во всех случаях моменты наступления экстремальных значений амплитуд и фаз не совпадают во времени.

Наиболее согласованный между пунктами вид изменчивости наблюдается в пунктах Мурманского прибрежного района (рис. 4, *a*). Здесь присутствует полугодовой период в ходе амплитуд и фаз, но существует сдвиг во времени между их максимумами. Амплитуда волны K_1 достигает 13–19 см, ее сезонный ход ярко выражен с первым максимумом в марте и вторым, главным максимумом до 12–16 % от нормы, в сентябре. Минимальные значения в ходе фазы наблюдаются в феврале, а резко выраженный второй минимум (6–7° от нормы) – в августе.

В других районах Баренцева моря прослеживается различный вид хода кривых амплитуд и фаз волны K_1. Максимальные отклонения амплитуд от нормы составляют в основном 10–20 %, фаз – 6–16°.



Р и с. 4. Сезонный ход волны K_1 в Баренцевом море
F i g. 4. Seasonal variation of the K_1 tide in the Barents Sea

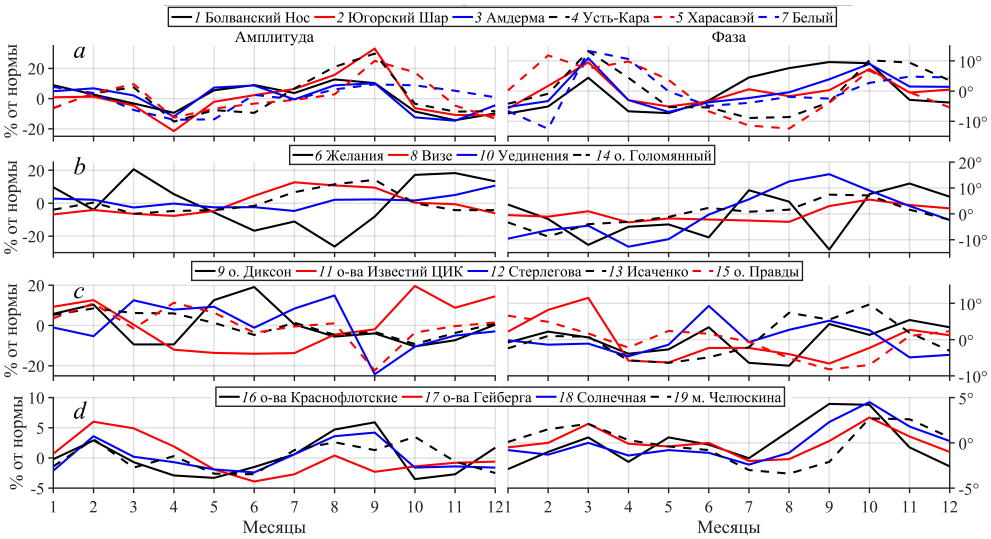
В целом в кривых сезонного хода амплитуд и фаз суточной волны K_1 плохо выражен годовой ход или вследствие присутствия более коротких периодов вид кривых становится неопределенным. Согласно классификации из работы [11], в Баренцевом море доминирует тип 1 сезонного хода волны K_1, который составляет 76%. Отметим также, что одинаковый тип сезонного хода констант волн K_1 и O_1 наблюдается только в трех пунктах.

Как следует из оценки сезонной изменчивости волны M_2 в Баренцевом море, нет соответствия вида и характера хода кривых суточной волны K_1 с полусуточным приливом. Предварительный анализ данных не выявляет какой-либо зависимости сезонной изменчивости суточных волн от влияния ледяного покрова [10].

Вид кривых на рис. 5 указывает на сезонную изменчивость амплитуд и фаз волны K_1 в годовом цикле в Карском море, демонстрирующую большое разнообразие. Здесь уместно напомнить, что далеко не все экстремумы имеют значимые оценки (выше доверительных интервалов на основе СКО). В целом преобладает полугодовая периодичность в ходе кривых амплитуд и фаз, которая составляет 68%. При этом не совпадает время наступления экстремумов в амплитуде и фазе в отдельных пунктах.

Наиболее выражен сезонный ход волны K_1 в амплитуде и фазе в юго-западной части моря и южной центральной части. Причем первый максимум в амплитуде в юго-западной части несколько размыт во времени, наблюдается в январе – марте и составляет 7–10% от нормы, а второй, главный максимум, прослеживается в сентябре и достигает 30–33% от нормы. Однако в фазе минимумы проявляются не так четко и иногда присутствует период в 3–4 мес. В южной центральной части в амплитуде первый максимум наблюдается

в феврале – марте и составляет 10–13 % от нормы, а второй, главный максимум, неустойчив во времени, встречается в июне – октябре и достигает 15–20 % от нормы.



Р и с. 5. Сезонный ход волны K_1 в Карском море
F i g. 5. Seasonal variation of the K_1 tide in the Kara Sea

В юго-западной и северной частях Карского моря наблюдаются большие амплитуды, в среднем до 10–15 % от нормы, и фазы – до 5–10°. В юго-восточной части моря экстремумы в сезонном ходе амплитуды не превышают в среднем 5–10 % от нормы, а фазы составляют около 3–6°. Минимальные значения отмечаются в проливе Вилькицкого.

Основной вывод из результатов оценки сезонной изменчивости суточной волны K_1 совпадает со сделанным выше для Баренцева моря. Сезонный ход полусуточной волны M_2 и суточной волны K_1 различен. Полученные результаты позволяют уверенно говорить о разной физической природе формирования сезонного хода полусуточных и суточных волн прилива [10].

Между кривыми сезонного хода амплитуд и фаз суточных волн K_1 и O_1 не наблюдается соответствия, как и между кривыми полусуточных волн.

В работе [10] была рассмотрена простая аналитическая модель, объясняющая причины возникновения сезонного хода суточных волн K_1 и O_1. Как показано в этой работе, в гармоническом анализе месячных серий при выделении волны K_1 во втором приближении используется стандартное разделение по теоретическим соотношениям. При этом не учитывается влияние волны S_1, которая близка по угловой скорости к волне P_1. Вклад второстепенной волны S_1 может достигать 6–8 % амплитуды основной волны K_1. Если провести разделение волн K_1 и P_1 по реальным соотношениям из годовых серий, т. е. выполнить *демодуляцию*, то сезонный ход может приобрести неявный вид. Здесь следует иметь в виду, что подобный прием использовался в [10] для приведения гармонических постоянных волны K_1, полученных из месячных серий, к средним годовым значениям.

Может возникнуть естественный вопрос о степени различия «истинных» и представленных в нашей работе сведений о сезонной изменчивости волны K_1. Мы выполнили нижеследующую оценку. Амплитуда волны K_1 в Баренцевом море значительно больше, чем в Карском. По результатам наших анализов многолетних серий наблюдений в Баренцевом и Карском морях можно сказать следующее: средняя амплитуда волны K_1 для 17 пунктов Баренцева моря составляет около 12 см, для 19 пунктов Карского моря – около 3,5 см; среднее отношение амплитуд волн P_1 к K_1 в Баренцевом и Карском морях равно 0,296 и 0,334 соответственно (теоретическое отношение равно 0,331); разность фаз указанных волн из наблюдений в среднем равна –4,2 и –5,1° соответственно (по теории она равна нулю).

О влиянии радиационной волны S_1. Ее средняя амплитуда для 17 пунктов в Баренцевом море и 19 пунктов в Карском составляет по результатам наблюдений 0,66 и 0,16 см соответственно. Эта волна не входит в стандартное разделение. Ее влияние на сезонный ход не затрагивает его структуру (волна может повлиять только на годовую периодичность), но может незначительно ослабить или увеличить величину амплитуды годового периода [10].

Понятно, что результаты стандартного разделения в большинстве пунктов будут несущественно отличаться от специального разделения по соотношениям из наблюдений. Поэтому нет практического смысла в использовании нестандартного разделения. В целом представленные в нашей работе результаты сезонной изменчивости волны K_1 удовлетворительно описывают его структуру и вид кривых.

Сезонный ход волны O_1 в Баренцевом и Карском морях имеет в основном полугодовую периодичность в амплитуде и фазе, составляющую 58% от нормы для пунктов в двух морях. Различие в виде кривых сезонного хода суточных волн K_1 и O_1 может объясняться влиянием некоторых второстепенных волн на результаты месячных анализов волны O_1. В группе волны O_1 также присутствуют такие второстепенные сложные волны со значимой амплитудой, как MP_1 и MS_1, которые не отделяются в стандартных анализах месячных серий, но могут вызывать полугодовые периодичности в обычных результатах анализа. В Баренцевом и Карском морях, по нашим результатам, средняя амплитуда волны O_1 равна 2,4 и 2,9 см соответственно. Поэтому в практических целях учет сезонной изменчивости волны O_1 нецелесообразен.

Однако не все так однозначно. В районах, где в зимний период образуется припайный лед в условиях мелководья, например в Печорской губе, Обской губе и Енисейском заливе [10], сезонный ход суточных волн проявляется как аномальное природное явление.

Несмотря на то, что феномен сезонной изменчивости прилива в Мировом океане установлен в 1934 г. [1], а в арктических морях известен с 1936 г. [2], предвычисление прилива в отечественных и зарубежных таблицах прилива производится старым классическим способом без учета сезонного хода полусуточных и суточных волн прилива в годовом цикле. В последнее десятилетие произошел качественный поворот в численном моделировании и некоторые модели прилива в XXI в. учитывают сезонную изменчивость полусуточных приливов в СЛО [32].

Заключение

В настоящем исследовании по результатам анализа в 36 пунктах в Баренцевом и Карском морях были рассмотрены особенности сезонного хода полусуточных волн прилива на примере волны M_2 и суточных волн на примере волны K_1. В целом размах сезонной изменчивости волн прилива в Баренцевом море увеличивается с севера на юг, наиболее существенен он на юго-востоке моря.

Во всех шести пунктах Мурманского прибрежного района (от Лиинахамари до Иоканьги) сезонный ход амплитуды прилива M_2 имеет тождественный вид кривых. Наблюдается годовая периодичность с максимумом амплитуды в августе с увеличением от средней годовой нормы на 3–4 % и минимумом фазы в марте с уменьшением всего на 1–2° от нормы. Согласно новой классификации сезонного хода полусуточных и суточных волн прилива, в этом районе наблюдается аномальный тип 3 сезонного хода.

На севере Баренцева моря на о. Шпицберген (пп. Нью-Алесунд и Баренцбург) размах сезонного хода выражен слабо. В годовом цикле увеличение амплитуды в июне составляет всего 0,8–0,9 % от нормы, а уменьшение фазы в сентябре – около 1°. Здесь сезонный ход протекает по аномальному типу 2.

В юго-восточной части Баренцева моря в Канино-Печорском районе проявляются наибольшие различия типа кривых сезонного хода волны M_2 и самые экстремальные значения амплитуд и фаз. Наиболее резко выраженный аномальный сезонный ход волны M_2 отмечается в Печорской губе. В п. Константиновский в июле наблюдаются максимум амплитуды до 31 % от нормы и минимум фазы до 11° ниже нормы.

Классический тип 1 сезонного хода волны M_2 не является преобладающим и составляет 35 % от нормы, чаще всего наблюдается аномальный тип 3, который достигает 41 % от нормы в 17 пунктах. Этот факт может служить косвенным свидетельством того, что влияние ледяного покрова не является преобладающим фактором в формировании сезонной изменчивости прилива в Баренцевом море. Исключением можно считать пункты, расположенные в Печорской губе, где в зимний период устанавливается припайный лед.

В Карском море увеличение амплитуд полусуточной волны M_2 в летний период (июль – сентябрь) составляет в основном 7–12 % от нормы, а уменьшение их в зимний период (март – апрель) достигает 8–11 %.

В центральной части моря от о. Диксон до о. Правды, где в зимний период устанавливается припайный лед, происходит увеличение годового размаха сезонного хода волны M_2 как в амплитуде, так и в фазе. Наиболее выраженный сезонный ход наблюдается на о. Диксон в августе, где его амплитуда увеличивается на 24 % от нормы, а фаза уменьшается на 25°. Однако в пунктах Известий ЦИК, Стерлегова и Правды сезонный ход амплитуды волны идет по аномальному типу 2.

На акватории Карского моря, согласно предложенной классификации, наблюдается в основном классический тип 1 сезонного хода волны M_2 с максимумом амплитуды и минимумом фазы в июле – сентябре, который составляет 74 % от нормы в 19 пунктах. На аномальный тип 2 приходится 21 % случаев, в одном из которых – в п. Челюскина – не обнаруживается статистически достоверно сезонный ход волны прилива M_2.

В сезонном ходе фаз полусуточных волн M_2, S_2, N_2 наблюдаются общие черты: везде присутствует годовая периодичность, при этом в ходе кривых фазы максимумы (март – апрель) и минимумы (август – сентябрь) практически совпадают.

Была подтверждена выдвинутая ранее гипотеза о различном поведении в годовом цикле полусуточных и суточных волн прилива. Исключением являются акватории (Обская губа, Енисейский залив и т. д.), где в зимний период устанавливается припайный лед в условиях мелководья.

В целом в сезонном ходе волны K_1 в Баренцевом и Карском морях преобладает полугодовой период, который наблюдается в 76% случаев в пунктах в Баренцевом море и в 68% случаев – в Карском. На Мурманском побережье, где амплитуда волны K_1 достигает 13–19 см, ее сезонный ход имеет ярко выраженный вид с первым максимумом в марте и вторым, главным максимумом (до 12–16% от нормы), в сентябре. Минимальные значения в ходе фазы наблюдаются в феврале и с резко выраженным вторым минимумом – в августе (6–7° от нормы).

В Карском море наиболее выражен сезонный ход волны K_1 в амплитуде и фазе в юго-западной и южной центральной частях. Причем первый максимум в амплитуде в юго-западной части, несколько размытый во времени, наблюдается в январе – марте и составляет 7–10% от нормы, а второй, главный максимум, прослеживается в сентябре и достигает 30–33% от нормы. Однако в фазе минимумы проявляются не так четко, иногда присутствует период в 3–4 мес. В южной центральной части в амплитуде первый максимум наблюдается в феврале – марте (10–13% от нормы), а второй, главный максимум, неустойчивый во времени, проявляется в июне – октябре (15–20% от нормы).

В целом явление полугодовой периодичности в сезонном ходе волны K_1 не подтверждает его корреляции с влиянием как дрейфующего льда, так и стратификации вод. Возможно, что основным фактором здесь выступают особенности ветрового (бризовые ветры) и радиационного режимов в годовом цикле.

В работах отечественных и зарубежных исследователей установлено, что дрейфующий ледяной покров не оказывает существенного влияния на распространение приливной волны. Этот вывод был основан на всех имеющихся материалах наблюдений за течениями на АБС в арктических морях по 1979 г. и на материалах вековых наблюдений за приливами на полярных станциях в Баренцевом и Карском морях по 1990-е гг.

Исходя из результатов численного моделирования, авторы считают, что основной причиной сезонной изменчивости полусуточных волн приливов является влияние сезонных изменений стратификации на континентальном шельфе, а следующей причиной – сезонное изменение дрейфующего ледяного покрова в СЛО.

Представленные в настоящем исследовании новые результаты сезонной изменчивости полусуточных и суточных волн прилива в Баренцевом и Карском морях, полученные с применением новой методологии в обработке и гармоническом анализе многолетних рядов наблюдений за уровнем моря, позволяют существенно поднять уровень обеспечения безопасности судоходства и решить ряд хозяйственных задач на Северном морском пути.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Corkan R. H.* An annual perturbation in the range of tide // Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character. 1934. Vol. 144, iss. 853. P. 537–559. https://doi.org/10.1098/rspa.1934.0067
2. *Визе В. Ю.* Предисловие // Гидрология. Материалы к изучению приливов арктических морей СССР. Ленинград : Главсевморпуть, 1936. С. 5–7. (Труды Арктического института ; Т. 52, вып. 2 / И. В. Максимов).
3. *Визе В. Ю.* Потепление Арктики и приливо-отливы // Проблемы Арктики. 1939. Вып. 5. С. 37–42.
4. *Максимов И. В.* О зависимости элементов прилива от ледяного покрова моря // Ученые записки ВАМУ им. адм. С. О. Макарова. 1953. Вып. 4. С. 115–129.
5. *Дворкин Е. Н., Мандель С. З.* О влиянии ледяного покрова на изменчивость констант приливов // Труды ААНИИ. 1989. Т. 414. С. 76–85.
6. *Максимов И. В.* Сезонные колебания основных элементов прилива в морях Советской Арктики // Труды Арктического института. 1949. Т. 13. С. 5–19.
7. *Диесперова Р. А.* Приливы Северного Ледовитого океана // Труды ГОИН. Москва : Гидрометеоиздат, 1954. Вып. 19. С. 3–75.
8. *Каганский А. С.* Некоторые особенности изменчивости гармонических постоянных приливных колебаний уровня // Труды ГОИН. Москва : Гидрометеоиздат, 1965. Вып. 85. С. 84–90.
9. *Максимов И. В.* Основные приемы производства и камеральной обработки наблюдений над течениями в море. Москва ; Ленинград : Изд-во Главсевморпути, 1941. 332 с. (Труды Арктического института ; т. 155).
10. *Войнов Г. Н.* Приливные явления в Карском море. Санкт-Петербург : РГО, 1999. 109 с.
11. *Войнов Г. Н.* О новой интерпретации сезонной изменчивости приливов арктических морей России // Метеорология и гидрология. 2003. № 9. С. 59–70. EDN PVFRXD.
12. *Amin M.* On perturbations of harmonic constants in the Thames Estuary // Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. 1983. Vol. 73, iss. 3. P. 587–603. https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1983.tb03334.x
13. *Amin M.* Temporal variations of tides on the west coast of Great Britain // Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. 1985. Vol. 82, iss. 2. P. 279-299. https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.1985.tb05138.x
14. *Кулаков М. Ю., Легеньков А. П.* Волны Пуанкаре под ледяным покровом и на чистой воде // Труды ААНИИ. 1985. Т. 389. С. 59–70.
15. *Легеньков А. П.* Отражение волн Свердрупа от кромки льда // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1965. Т. 1, № 3. С. 327–334.
16. *Kowalik Z.* A study of the M_2 tide in the ice-covered Arctic Ocean // Modeling, Identification and Control. 1981. Vol. 2, no. 4. P. 201–223.
17. *Каган Б. А., Софьина Е. В.* Сезонная изменчивость приливной волны M_2 в Северном Ледовитом океане // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2009. Т. 2, № 4. С. 31–37. EDN KYGTKF.
18. *Huess V., Andersen O. B.* Seasonal variation in the main tidal constituent from altimetry // Geophysical Research Letters. 2001. Vol. 28, iss. 4. P. 567–570. https://doi.org/10.1029/2000gl011921
19. Two-layer tidal modelling of the Yellow and East China Sears with application to seasonal variability of the M_2 tide / S. K. Kang [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2002. Vol. 107, iss. C3. P. 6–1–6–18. https://doi.org/10.1029/2001JC000838
20. Seasonal variation of the M_2 tide / M. Müller [et al.] // Ocean Dynamics. 2014. Vol. 64. P. 159–177. https://doi.org/10.1007/s10236-013-0679-0

21. *Войнов Г. Н.* О сезонной изменчивости гармонических постоянных 1/4-суточных и 1/6-суточных волн приливов в Баренцевом и Белом морях // Метеорология и гидрология. 2007. № 4. С. 55–68. EDN KUHPYN.

22. *Май Р. И.* Линейные и нелинейные приливные явления в морях Европейской Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 3 (80). С. 115–125. EDN KUBBJX.

23. *Куликов М. Е., Медведев И. П., Кондрин А. Т.* Особенности сезонной изменчивости приливных колебаний уровня в морях российской Арктики // Метеорология и гидрология. 2020. № 6. С. 60–74. EDN IAZVFJ.

24. *Войнов Г. Н.* О гармоническом анализе приливов по нерегулярным многолетним наблюдениям за уровнем моря и течениями // Океанология. 2004. Т. 44. № 2. С. 172–178. EDN OWJSWT.

25. *Войнов Г. Н.* Гармонический анализ морских приливов по срочным наблюдениям за уровнем моря // Метеорология и гидрология. 2009. № 7. С. 79–91. EDN KVKYCH.

26. *Войнов Г. Н.* Методика контроля и редакции многолетних временных рядов уровня моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 4 (90). С. 51–61. EDN OYZPTR.

27. *Войнов Г. Н.* О качестве многолетних наблюдений за уровнем моря на стационарной сети в прибрежной зоне морей северо-запада и арктических морей России // Труды Государственного океанографического института. 2013. № 214. С. 223–236. EDN RUQHHR.

28. *Войнов Г. Н.* Способ приведения ежечасных наблюдений за уровнем моря к однородным рядам с помощью калибровки приливов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 2 (104). С. 68–80. EDN OSIIFV.

29. *Комчатов В. Ф., Лучков В. П.* Вековая морская береговая гидрометеорологическая сеть – основа изучения гидрологического режима шельфовой зоны морей РФ и обеспечения гидрометеорологической безопасности // Труды Государственного океанографического института. 2011. Вып. 213. С. 5–14. EDN PXRUYZ.

30. *Войнов Г. Н.* Приливные течения арктических морей // Труды Арктического и Антарктического научно-исследовательского института. 1988. Т. 128. 238 с.

31. *Войнов Г. Н., Наумов А. К.* Приливы в юго-западной части Карского моря. Результаты применения способа калибровки приливов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 4 (114). С. 98–115. EDN ZXPBCD.

32. FES2014 global ocean tides atlas: design and performance / F. H. Lyard [et al.] // Ocean Science. 2021. Vol. 17, iss. 3. P. 615–649. https://doi.org/10.5194/os-17-615-2021

Об авторах:

Войнов Геннадий Николаевич, заведующий лабораторией, Санкт-Петербургское отделение Государственного океанографического института им. Н. Н. Зубова (199397, Россия, г. Санкт-Петербург, ул. Беринга, д. 38); главный научный сотрудник, Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (199397, Россия, г. Санкт-Петербург, ул. Беринга, д. 38), доктор географических наук, **ORCID ID: 0000-0003-1657-049x**, **Scopus Author ID: 6602249564**, **ResearcherID: E-6141-2016**, **SPIN-код: 2049-5342**, voinovgn@mail.ru

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

Научная статья

УДК 551.46.06
EDN: IAADWK

Изменчивость характеристик вод в северо-восточной части Гренландского моря в зимний период 2019–2023 годов

Т. М. Максимовская [1, 2, ✉], А. В. Зимин [1], О. А. Атаджанова [1], А. А. Коник [1], Д. В. Моисеев [2]

[1] *Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия*
[2] *Мурманский морской биологический институт РАН, Мурманск, Россия*
✉ *maximovskaja.t@yandex.ru*

Поступила в редакцию 19.07.2024; одобрена после рецензирования 23.08.2024; принята к публикации 29.01.2025.

Аннотация
Цель. Выполнить анализ особенностей изменчивости характеристик вод в северо-восточной части Гренландского моря с акцентом на район Прикромочной фронтальной зоны в зимний период на основе результатов судовых измерений, а также оценить соответствие данных реанализа результатам контактных наблюдений – цель данного исследования.
Методы и результаты. В работе использовались результаты измерений температуры и солености вод в северо-восточной части Гренландского моря по данным экспедиционных исследований в зимний период 2019–2023 гг. Оценка аномалий температуры и солености атлантических вод выполнялась путем сопоставления данных *in situ* с климатическими данными *WOA*-2023. Для оценки качества реанализов привлекались данные из продуктов *MERCATOR PSY*4*QV*3*R*1, *CMEMS GLORYS*12*v*1 и *TOPAZ*5 на горизонтах 0–40 м. Сравнение осуществлялось с применением стандартных статистических методов. Установлено, что исследуемый фронтальный раздел между арктическими и атлантическими водами прослеживался на расстоянии до 80 км от ледовой кромки. Максимальные градиенты термохалинных характеристик в области Прикромочной ледовой зоны были зафиксированы в 2023 г. в условиях значительных положительных аномалий температуры поверхностных вод атлантического происхождения. Показано, что данные реанализов хорошо описывают температуру и соленость только в области атлантических вод.
Выводы. Результаты судовых наблюдений подтверждают существование устойчивых положительных аномалий температуры вод относительно климатических значений в поверхностном слое в зимний период в северо-восточной части Гренландского моря, что отражается на характеристиках градиентов гидрологических полей в области Прикромочной фронтальной зоны. Сравнение измеренных и модельных полей температуры и солености показало, что в последних отсутствуют наборы данных, достоверно описывающие термохалинные характеристики вод вблизи ледовой кромки.

Ключевые слова: температура воды, соленость воды, фронтальная зона, Прикромочная ледовая зона, *MERCATOR, GLORYS*12*v*1, *TOPAZ*5, судовые наблюдения, Гренландское море

Благодарности: работа выполнена в рамках тем государственного задания FMWE-2024-0028 и FMEE-2024-0016.

Для цитирования: Изменчивость характеристик вод в северо-восточной части Гренландского моря в зимний период 2019–2023 годов / Т. М. Максимовская [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 2. С. 146–159. EDN IAADWK.

Original article

Variability of Water Characteristics in the Northeastern Part of the Greenland Sea during the Winter Periods in 2019–2023

T. M. Maksimovskaya [1, 2, ✉], A. V. Zimin [1], O. A. Atadzhanova [1], A. A. Konik [1], D. V. Moiseev [2]

[1] *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[2] *Murmansk Marine Biological Institute, Russian Academy of Sciences, Murmansk, Russia*
✉ *maximovskaja.t@yandex.ru*

Abstract
Purpose. The paper aims to present the results of *in situ* measurements, analyze the features of variability of water characteristics in the northeastern part of the Greenland Sea with an emphasis on the Marginal Frontal Zone in winter based on the onboard measurement results, as well as to assess the agreement between the reanalysis data and the *in situ* observations.
Methods and Results. The results of temperature and salinity measurements performed during the expeditionary research in the northeastern part of the Greenland Sea in winter periods of 2019–2023 are used in the paper. The temperature and salinity anomalies of the Atlantic waters are assessed by comparing the *in situ* data with the *WOA*-2023 climatic data. To evaluate the reanalysis quality, the data from the *MERCATOR PSY*4*QV*3*R*1, *CMEMS GLORYS*12*v*1 and *TOPAZ*5 products for the 0–40 m depths are involved. The comparison is carried out using the standard statistical methods: descriptive statistics, spatial correlation analysis and discrepancy function method. It is found that the studied frontal section between the Arctic and Atlantic waters could be traced up to 80 km from the ice edge. The maximum gradients of thermohaline characteristics in the Marginal Frontal Zone were recorded in 2023 under conditions of the significant positive temperature anomalies of surface waters of the Atlantic origin. It is shown that the reanalysis data describe accurately temperature and salinity only within the Atlantic water region.
Conclusions. The results of *in situ* measurements confirm the existence of stable positive water temperature anomalies relative to the climatic values in the surface layer of the Greenland Sea northeastern part in winter, which influence the characteristics of hydrological field gradients in the Marginal Frontal Zone. Being compared, the temperature and salinity fields resulted from the observation and reanalysis data have shown that the latter lack the datasets which describe reliably the thermohaline characteristics of waters near the ice edge.

Keywords: water temperature, water salinity, frontal zone, Marginal Frontal Zone, *MERCATOR*, *GLORYS*12*v*1, *TOPAZ*5, onboard observations, Greenland Sea

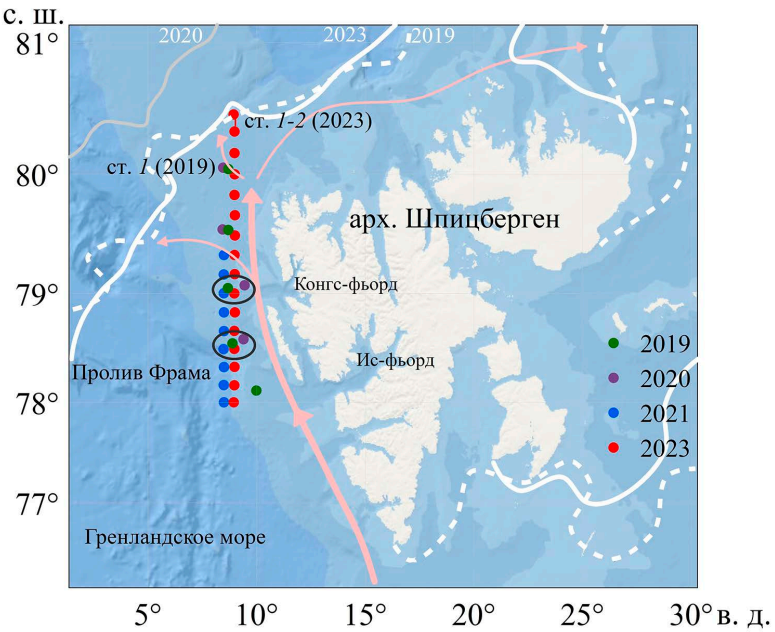
Acknowledgements: The study was carried out within the framework of state assignment themes FMWE-2024-0028 and FMEE-2024-0016.

For citation: Maksimovskaya, T.M., Zimin, A.V., Atadzhanova, O.A., Konik, A.A. and Moiseev, D.V., 2025. Variability of Water Characteristics in the Northeastern Part of the Greenland Sea during the Winter Periods in 2019–2023. *Physical Oceanography*, 32(2), pp. 174-186.

Введение

Северо-восточная часть Гренландского моря (пролив Фрама), прилегающая к арх. Шпицберген (рис. 1), характеризуется взаимодействием вод атлантического и арктического происхождения, а также подвержена влиянию талых вод, поступающих от берегов о. Западный Шпицберген. Через пролив Фрама осуществляется значительная часть водо- и теплообмена Арктического бассейна с Мировым океаном [1]. Норвежское течение, являющееся продолжением Северо-Атлантического течения и проходящее вдоль норвежского склона,

переносит на север в Северный Ледовитый океан теплые и соленые атлантические воды. В процессе движения Норвежское течение разделяется на две ветви. Одна из них поворачивает на восток в Баренцево море и продолжается как Нордкапское течение, вторая ветвь движется вдоль западной окраины Баренцева моря и склона арх. Шпицберген, становясь ядром Западно-Шпицбергенского течения (ЗШТ), которое разделяется на три ветви. Западное ответвление циркулирует главным образом в западном и юго-западном направлениях. Центральная ветвь ЗШТ движется в северном направлении над мелководным плато Ермака. Самая восточная, Шпицбергенская, ветвь продолжает движение над северным склоном арх. Шпицберген и циклонически циркулирует, погружаясь под опресненные и холодные арктические воды [2, 3].



Р и с. 1. Карта района исследования. Положение станций СТД-зондирования – цветные точки, области мониторинговых точек – черные эллипсы, положение течений – розовые стрелки, положение ледовой кромки в 2019 и 2023 гг. – сплошная и штриховая белые линии, положение ледовой кромки в 2020 г. – сплошная серая линия

F i g. 1. Map of research area. Position of CTD sensing stations are shown by colored dots, areas of monitoring points – by black ellipses, position of currents – by pink arrows, position of ice edge in 2019 and 2023 – by solid and dashed white lines, and position of ice edge in 2020 – by solid gray line

Прикромочная ледовая зона (ПЛЗ) определяется как переходная зона между свободным ото льда морем и плотным дрейфующим льдом и простирается от условной линии, где 15 % поверхности моря покрыто льдом, до положения изолинии 80%-ной концентрации ледового покрова [4]. Внутри или за пределами ПЛЗ обычно наблюдается Прикромочная фронтальная зона (ПрФЗ), существование которой обусловлено взаимодействием относительно распресненных холодных арктических вод, образующихся в результате таяния льда, и трансформированных атлантических вод в области, удаленной от ледовой

кромки на расстояние в несколько десятков километров [5]. Исследования, выполненные в ПЛЗ Баренцева моря весной 2023 г., показали, что ПрФЗ может находиться от ледовой кромки на расстоянии от единиц до сотен километров [6].

В районе ПрФЗ происходят сложные и разномасштабные процессы взаимодействия в системе океан – морской лед – атмосфера. Считается, что на изменчивость термохалинной структуры в районе к западу и северо-западу от архипелага Шпицберген существенное влияние могут оказывать атмосферные процессы [7]. В работе [8] рассматривается изменчивость положения ПЛЗ под влиянием динамики океана, связанной с вихревыми структурами, регистрируемыми в проливе Фрама по данным спутниковых радиолокационных наблюдений. Показано, что смещение ледовой кромки и интенсивность вихреобразования обусловливаются влиянием ветровых условий. В [9] обнаружено, что на изменчивость положения ледовой кромки, а соответственно и характеристики ПЛЗ, влияют приливные течения. При этом градиенты рельефа дна вызывают аномалии скорости приливных течений, что отражается на характеристиках прикромочной зоны независимо от интенсивности ветрового воздействия. Все упомянутые процессы влияют на параметры турбулентных потоков, их учет важен для качественного описания и прогнозирования гидрометеорологических условий в Арктике [10].

Глобальные модели океана, дополненные системами реанализа океанских данных, постоянно развиваются, а результаты их работы выкладываются в открытый доступ в виде оперативно дополняемых баз данных [11, 12]. В [13] отмечается, что основная причина ошибок океанских моделей при моделировании Арктического региона состоит в использовании параметризации подсеточных процессов, разработанных для средних широт. Создаваемые наборы пространственно-временных значений характеристик вод из этих баз часто используют, считая их при этом верифицированными, при решении прикладных задач, в том числе связанных с обнаружением фронтальных зон [14] или регистрацией изменений доступной потенциальной и кинетической энергии мезомасштабных вихрей [15]. При этом сопоставление судовых и модельных данных для рассматриваемого региона не проводится, что не всегда представляется корректным [16]. В работе [17] рассматриваются итоги океанографических наблюдений в Северном Ледовитом океане к северу от арх. Шпицберген. В частности, выполняется сравнение с климатическими данными из *Monthly Isopycnal/Mixed-layer Ocean Climatology* (*MIMOC*) с пространственным разрешением 0,5°. Было получено, что верхний слой вод атлантического происхождения по данным наблюдений был более теплым и соленым, чем было показано климатическими данными *MIMOC*. Оценка же качества воспроизведения океанскими базами данных характеристик поверхностных вод по повторяющимся судовым наблюдениям в северо-восточной части Гренландского моря в зимний период ранее не проводилась.

Таким образом, цель работы – выполнение анализа результатов уникальных судовых измерений за зимний период 2019, 2020, 2021 и 2023 гг., выявление особенности изменчивости характеристик вод в северо-восточной части Гренландского моря с акцентом на район ПрФЗ, а также оценка соответствия оперативно пополняемых океанических баз данных результатам наблюдений.

Данные и методы

В работе использовались данные визуальных наблюдений ледовой кромки и СТД-зондирований, полученные в ходе экспедиций Мурманского морского биологического института РАН на НИС «Дальние Зеленцы» в зимний период 2019, 2020, 2021 и 2023 гг. Измерения основных гидрологических параметров морской среды выполнялись методом СТД-профилирования с помощью СТД-зонда *SEACAT SBE* 19 *plus V*2. Исследования проводились на разрезах, расположенных на акватории к северо-западу от арх. Шпицберген (рис. 1) в следующие периоды: 20–21 ноября 2019 г., 6–7 ноября 2020 г., 23–25 ноября 2021 г. и 4–5 декабря 2023 г. Для верификации результатов визуальных наблюдений за кромкой льда, выполнявшихся с борта судна, использовались данные о положении ледяного покрова с пространственным разрешением 1/4°, подготовленные Бременским университетом [18]. В качестве границы положения ледовой кромки принималась изолиния, соответствующая 80%-ной концентрации льда. Отметим, что в относительной близости к ледовой кромке разрезы были выполнены лишь в 2019 и 2023 гг. В частности, в 2023 г. НИС «Дальние Зеленцы» удалось подойти вплотную к полю крупнобитого льда сплоченностью 7–8 баллов. При этом непосредственно СТД-зондирование выполнялось в области, где сплоченность не превышала 1–2 балла (визуальные наблюдения с борта судна) и почти отсутствовали риски потери зондирующего оборудования. Именно эти данные привлекались для описания характеристик вод в области ПрФЗ. В 2020 и 2021 гг. северные точки разрезов находились южнее ледовой кромки на 144 и 141 км соответственно, эти данные использовались для оценки межгодовой изменчивости гидрологических характеристик в указанном районе.

Для описания изменчивости гидрологических условий использовались данные двух мониторинговых групп станций, положение которых практически совпадало (рис. 1), выполненных в экспедициях 2019, 2020, 2021 и 2023 гг. На этих станциях для верхнего слоя (0–40 м) оценивалось отклонение результатов *in situ* от климатических значений температуры и солености, приведенных на сайте https://www.ncei.noaa.gov/access/world-ocean-atlas-2023/bin/woa23.pl из атласа *World Ocean Atlas* 2023 за тридцатилетний период 1991–2020 гг. с пространственным разрешением 1/4°.

Для сравнения результатов СТД-зондирования с данными оперативных океанских моделей использовались следующие продукты реанализа:

– *CMEMS GLORYS*12*v*1 (GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_030 / E.U. Copernicus Marine Service Information (CMEMS). Marine Data Store (MDS). https://doi.org/10.48670/moi-00021 (date of access: 05.02.2024));

– *MERCATOR PSY*4*QV*3*R*1 (GLOBAL_ANALYSISFORECAST_PHY_001_024 / Global Ocean Physics Analysis and Forecast. Marine Data Store (MDS). https://doi.org/10.48670/moi-00016 (date of access: 05.02.2024));

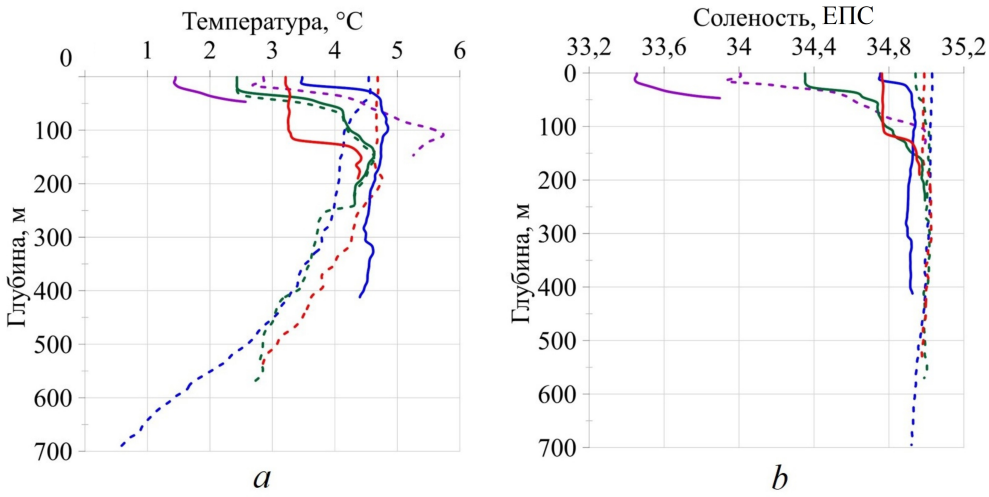
– *TOPAZ*5 (ARCTIC_ANALYSISFORECAST_PHY_002_001 / Arctic Ocean Physics Analysis and Forecast. Marine Data Store (MDS). https://doi.org/10.48670/moi-00001 (date of access: 05.02.2024)).

Выбор продуктов реанализа *GLORYS*12*v*1, *PSY*4*QV*3*R*1 и *TOPAZ*5 был обусловлен наличием высокого пространственного и временного разрешения данных для района исследования. Продукт *GLORYS*12*v*1 службы мониторинга

морской среды *Copernicus* является реанализом глобального океана с суточной дискретностью и пространственным разрешением 1/12°. Продукт *PSY*4*QV*3*R*1, оперативная система анализа и прогноза Мирового океана европейской группы, характеризуется аналогичным разрешением. Набор ежедневных данных *TOPAZ*5, использующий модель *HYCOM*, содержит информацию для Арктического региона с пространственным разрешением выходных данных 6,25 км. Количественное сравнение выполнялось по методике, подробно изложенной в [16], согласно которой формировались однотипные массивы с приведением данных продуктов и измерений к единым координатам, горизонтам и даты выполнения каждой из выбранных станций. Для сравнения были сформированы два массива: первый – для области мониторинговых точек района, находящегося под влиянием атлантических вод, и второй – для области ПрФЗ, где происходит взаимодействие арктических и атлантических вод. Далее проводилось сопоставление массивов по средневзвешенным значениям температуры и солености, функции расхождения, аномалии, коэффициенту корреляции. Для интерпретации функции расхождения (F) использовалась классификация, предложенная в [19]: $0 \le F < 1$ (хорошо), $1 \le F < 2$ (удовлетворительно) и $2 \le F$ (плохо).

Результаты и обсуждение

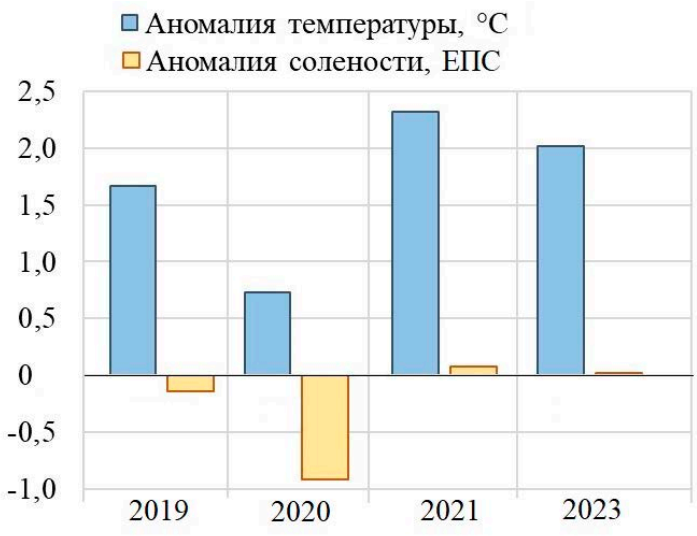
Для анализа межгодовой динамики температуры и солености на коротком интервале (2019–2023 гг.) были выбраны две мониторинговые области (рис. 1) – северная и южная – в пределах которых находились гидрологические станции, расположенные на максимально близком расстоянии друг от друга. Станции мониторинговых областей имели разброс глубин от 45 до 1000 м (рис. 2), поскольку находились на некотором отдалении друг от друга в области свала глубин. В целом на всех рассматриваемых станциях температура изменялась в диапазоне 0,5–5,8 °С, соленость – в диапазоне 33,4–35 ЕПС. Прослеживалось влияние холодных и опресненных вод, выносимых из Конгс-фьорда и Ис-фьорда о. Западный Шпицберген в верхнем 20-метровом слое на станциях, которые находились ближе к арх. Шпицберген. Наиболее восточное положение, соответственно более близкое к арх. Шпицберген, имели станции, выполненные в 2020 г. Здесь на горизонте 0 м наблюдались наименьшие значения температуры 1,45 °С и солености 33,45 ЕПС. Для южной группы станций были характерны средние значения температуры и солености в верхнем 40-метровом слое 4,2 °С и 34,8 ЕПС. В пределах северной группы станций аналогичные средние значения были меньше на 1,4 °С и 0,4 ЕПС. На станции из северной группы, выполненной в 2023 г., наблюдался пикноклин на глубине 120 м, существование которого было также обусловлено смешением вод ЗШТ с прибрежными шпицбергенскими водами на мелководье.



Р и с. 2. Вертикальные профили температуры и солености воды на мониторинговых станциях (сплошная линия – станции северной группы точек, штриховая – южной; зеленым цветом обозначены станции, выполненные в 2019 г., фиолетовым – в 2020 г., синим – в 2021 г., красным – в 2023 г.)

F i g. 2. Vertical profiles of water temperature and salinity at monitoring stations (stations of the northern group of points are marked with solid line, those of the southern group – by dotted line; stations completed in 2019 – by green line, in 2020 – by purple line, in 2021 – by blue line, and in 2023 – by red line)

Для выявления связи изменчивости термохалинных характеристик на рассматриваемых океанографических станциях с более крупномасштабными процессами на данном интервале времени использовались приземная температура воздуха на метеостанциях арх. Шпицберген и аномалии температуры и солености вод в мониторинговых областях, которые были рассчитаны относительно климатических, осредненных за 30-летний период, значений из *World Ocean Atlas*. Климатические значения температуры и солености рассчитывались как средние значения за 30-летний период в месяцы измерений (ноябрь, декабрь), осредненные для каждой из мониторинговых областей. Анализ аномалий приземной температуры воздуха на метеостанциях в населенных пунктах арх. Шпицберген показал значительное потепление в зимний период (после «нормального» периода 1960–2000 гг.) 2000–2021 гг. [20, 21]. Аномалии приземной температуры воздуха достигали 3–6 °C. Воды ЗШТ в мониторинговых областях в зимний период с 2019 по 2023 гг. характеризовались положительной аномалией температуры (рис. 3). Значение аномалии солености было близко к климатической норме в 2021 и 2023 гг. и отрицательным в 2019 и 2020 гг. (−0,1 и −0,9 соответственно). В 2020 г. наблюдались значительная отрицательная аномалия солености и низкая аномалия температуры. В этот период влияние оказывали прибрежные воды арх. Шпицберген, имеющие пониженные значения температуры и солености вследствие воздействия стока рек преимущественно ледникового и снегового питания и сезонного таяния.



Р и с. 3. Распределение аномалий температуры и солености в зимний период 2019–2023 гг. в мониторинговых областях
F i g. 3. Distribution of temperature and salinity anomalies in the monitoring areas during the winter periods in 2019–2023

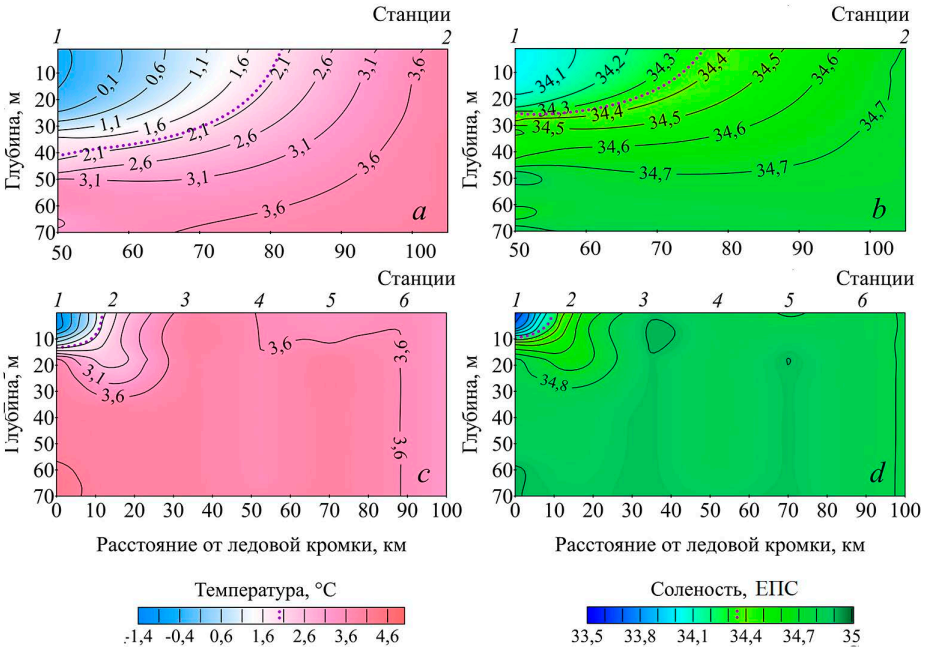
Сравнение данных *in situ* с данными продуктов реанализов в мониторинговых областях, расположенных преимущественно в атлантических водах, показало, что *PSY*4*QV*3*R*1 и *TOPAZ*5 наилучшим образом описывают температуру и соленость вод ЗШТ. Функция расхождения с данными *in situ* для всех продуктов в целом имела значения, близкие к нулю, что соответствовало «хорошему» результату сопоставления, а также отмечались высокие значимые коэффициенты корреляции (табл. 1). Статистическая значимость связи рядов измеренных и модельных данных определялась при уровне значимости 0,05. Ввиду того, что рассчитанный критерий Стьюдента изменялся в диапазоне 2–5 и был меньше критического значения (1,97–1,98), расхождения по среднему являлись значимыми. В среднем дисперсия температурных рядов измеренных данных составила 1 °С^2, а для данных реанализов – 0,8 °С^2. Дисперсия солености наблюдений *in situ* была равна 0,5 ЕПС^2, а у данных продуктов в два раза меньше – 0,25 ЕПС^2. Данные реанализа показали более сглаженные профили температуры и солености в рассматриваемых координатах, занижая значения реальной дисперсии ряда. Продуктом *GLORIS*12*v*1 температура и соленость вод были воспроизведены несколько хуже: средняя по ряду температура была завышена на 0,7 °С, соленость – на 0,3 ЕПС, однако коэффициент корреляции был достаточно высоким, функция расхождения попала в область «хороших» значений. В целом все три продукта показали хороший результат воспроизведения термохалинных характеристик в водах атлантического происхождения.

Таблица 1
Table 1

Статистические характеристики для сравнения данных на мониторинговых станциях, расположенных в водах ЗШТ
Statistical characteristics for comparing the data obtained at the monitoring stations located in the West Svalbard current waters

Продукт / Reanalysis	Среднее значение (*in situ*) / Average value (*in situ*)	Среднее значение (продукт) / Average value (reanalysis)	Аномалия / Anomaly	Функция расхождения / Cost function	Коэффициент корреляции / Correlation coefficient
Температура, °C / Temperature, °C					
*PSY*4*QV*3*R*1	3,54	3,49	0,05	0,05	0,80
*GLORIS*12*v*1	3,47	4,17	–0,70	0,69	0,79
*TOPAZ*5	3,53	3,44	0,09	0,09	0,90
Соленость, ЕПС / Salinity, PSU					
*PSY*4*QV*3*R*1	34,54	34,68	–0,14	0,24	0,95
*GLORIS*12*v*1	34,55	34,83	–0,28	0,58	0,91
*TOPAZ*5	34,58	34,75	–0,17	0,33	0,96

Отличия ПЛЗ от окружающих вод заключаются в наличии на поверхности тонкого распресненного слоя, образованного в результате таяния морского льда, а также в наличии конвекции и затухания ветровых волн и зыби [22]. В пределах этой области в северо-восточной части Гренландского моря в зимний период 2019 и 2023 гг. была зафиксирована ПрФЗ по данным контактного зондирования с борта судна. На рис. 4 показано вертикальное распределение температуры и солености на гидрологических разрезах. Измерения в 2019 и 2023 гг. выполнялись с различным шагом по пространству. Первая станция разреза, выполненного в 2019 г., расположена напротив залива Ис-фьорд на 10° в. д., остальные четыре станции разреза проходили вдоль 8,9° в. д. до 80° с. ш. В 2023 г. станции *CTD*-зондирования выполнялись вдоль меридиана (9° в. д.) с дискретностью 10 морских миль от 78° с. ш. до ледовой кромки (на 80° 30' с. ш.). Разрезы ориентированы вдоль Западно-Шпицбергенского течения, в северной части пересекают ПрФЗ и арктические воды. Нумерация станций начинается с северной станции разреза. Температура вод на разрезе 2019 г. изменялась в диапазоне −0,5 … 4,7 °C, соленость – 34–35 ЕПС. В 2023 г. диапазон изменчивости термохалинных характеристик составил –1,3 … 4,8 °C и 33,5–35 ЕПС. Образованный в ПЛЗ слой распресненных вод с отрицательной температурой был отделен пикноклином от подстилающих трансформированных атлантических вод на глубине 10–30 м (рис. 4). Фронтальный раздел, отражающий положение максимальных градиентов температуры и солености, повторял очертания пикноклина. На рис. 4 условная линия фронтального раздела проведена по ближайшим изолиниям гидрологических характеристик.



Р и с. 4. Вертикальное распределение температуры (слева) и солености (справа) в Прикромочной ледовой зоне на разрезе в 2019 г. (*a*, *b*) и 2023 г. (*c*, *d*). Фиолетовая пунктирная линия – изотерма и изохалина, вдоль которых проходят фронтальные разделы температуры и солености

F i g. 4. Vertical distribution of temperature (left) and salinity (right) in the Marginal Frontal Zone on the sections in 2019 (*a*, *b*) and 2023 (*c*, *d*). Purple dotted line denotes the isotherm and isohaline along which the frontal sections of temperature and salinity run

На разрезе, выполненном в 2019 г., холодные распресненные арктические воды (температура < 0 °С, соленость < 34 ЕПС) наблюдались на северной станции в верхнем 30-метровом слое, их подстилали более теплые и соленые воды Западно-Шпицбергенского течения (температура > 3 °С, соленость > 34,5 ЕПС). В период исследований горизонтальный градиент температуры между ст. *1* и *2* достигал 0,08 °С/км в верхнем 20-метровом слое и уменьшался до нулевых значений к горизонту 90 м, ниже температура выравнивалась в подстилающем теплом слое атлантических вод. Горизонтальный градиент солености в верхнем 20-метровом слое составлял 0,01 ЕПС/км, уменьшаясь до нуля к горизонту 46 м. Фронтальный раздел здесь находился между станциями на расстоянии 30 км от самой северной станции и 80 км от предполагаемой кромки льда по данным Бременского университета. Глубина залегания фронтальной зоны не превышала 70–80 м.

В 2023 г. арктические воды прослеживались в верхнем 10-метровом слое. Горизонтальный градиент температуры между ст. *1* и *3* достигал 0,15 °С/км на поверхности моря и уменьшался до нуля на глубине 30 м. Градиент солености уменьшался от 0,04 ЕПС/км на поверхности до нуля на глубине 20 м. Максимальные градиенты температуры и солености наблюдались между ст. *1* и *3* и составляли 0,24 °С/км и 0,07 ЕПС/км. Если проводить фронтальный раздел по этой линии, то он будет находиться в 7 км от поля крупнобитого льда сплоченностью 8 баллов. Глубина залегания фронтальной зоны не превышала 30 м.

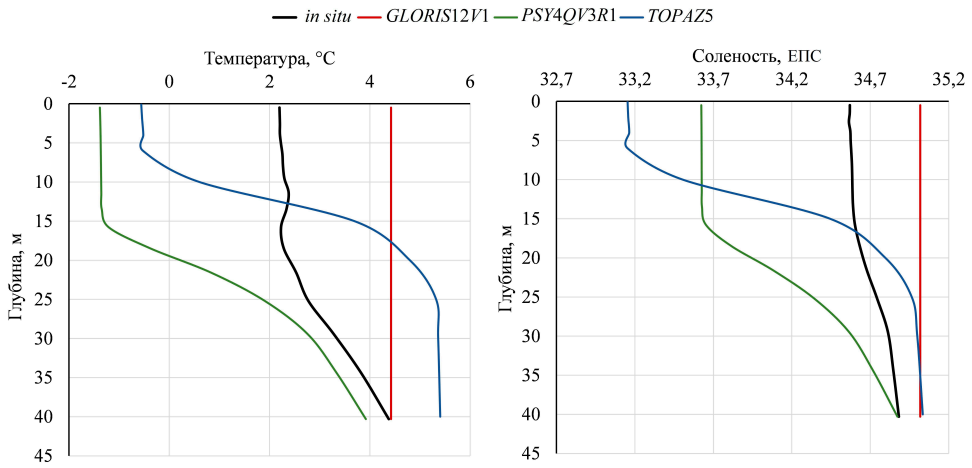
Сравнение результатов контактных измерений с данными продуктов реанализов выполнялось для станций из области распространения арктических вод Арктики и ПрФЗ. В 2019 г. во фронтальной зоне была только северная станция разреза (ст. *1*), в 2023 г. северная станция находилась в зоне поверхностных арктических вод, ст. *2* – во фронтальной зоне (рис. 1). Температура и соленость здесь были завышены моделями в среднем на 1–3 °С и 0,2–0,6 ЕПС. Коэффициент корреляции имел малые значения, но был статистически значим для всех сравниваемых пар рядов, кроме случая сравнения измеренной солености с данными продукта *TOPAZ*5. Функция расхождения имела «удовлетворительные» значения при использовании *PSY*4*QV*3*R*1 и *GLORIS*12*v*1. Региональный реанализ *TOPAZ*5 показал «хорошую» функцию расхождения при низких коэффициентах корреляции, что указывает на низкую способность моделей к воспроизведению тенденции изменчивости температуры и солености вод по вертикали (табл. 2).

Таблица 2
Table 2

Статистические характеристики для сравнения данных зоны арктических вод и Прикромочной фронтальной зоны
Statistical characteristics for comparing the data obtained in the Arctic waters zone and the Marginal Frontal Zone

Продукт / Reanalysis	Среднее значение (*in situ*) / Average value (*in situ*)	Среднее значение (продукт) / Average value (reanalysis)	Аномалия / Anomaly	Функция расхождения / Cost function	Коэффициент корреляции / Correlation coefficient
Температура, °С / Temperature, °С					
*PSY*4*QV*3*R*1	1,75	–0,81	3,12	1,39	0,54
*GLORIS*12*v*1	1,10	2,91	–1,20	1,01	0,62
*TOPAZ*5	0,63	2,07	-0,69	0,95	0,27
Соленость, ЕПС / Salinity, PSU					
*PSY*4*QV*3*R*1	34,44	33,66	0,78	1,79	0,54
*GLORIS*12*v*1	34,33	34,73	–0,40	1,00	0,65
*TOPAZ*5	34,25	34,17	0,08	0,22	0,38

На рис. 5 показаны профили температуры и солености воды на ст. *2* разреза 2023 г., расположенной в пределах Прикромочной фронтальной зоны. Данные реанализов *PSY*4*QV*3*R*1 и *TOPAZ*5 показали существенное занижение значений (> 2 °С и > 1 ЕПС) в верхнем 7–15-метровом слое. То есть по данным этих реанализов распространение арктических вод наблюдается на большем расстоянии, чем это было зафиксировано по данным зондирования. Продукт *GLORIS*12*v*1, напротив, показал профиль с более характерными для атлантических вод значениями (температура > 4 °С, соленость ≈ 35 ЕПС) и их распределением по глубине.



Р и с. 5. Вертикальное распределение температуры (слева) и солености (справа) по данным измерений *in situ* и реанализов *PSY*4*QV*3*R*1, *GLORIS*12*v*1 и *TOPAZ*5 на ст. *2* разреза в 2023 г.
F i g. 5. Vertical distribution of temperature (left) and salinity (right) based on the *in situ* measurement and *PSY*4*QV*3*R*1, *GLORIS*12*v*1 and *TOPAZ*5 reanalysis data at station *2* on section in 2023

Среднее значение дисперсии (1,7 °C^2) рядов температуры по данным измерений и реанализа отличалось на сотые доли градуса. Дисперсия солености по данным *in situ* составляла 0,4 ЕПС^2, по данным реанализов – 0,5 ЕПС^2. Область ПрФЗ отличалась высокой изменчивостью температуры и солености, что отражали данные продуктов реанализа, однако они не воспроизводили с достаточной точностью ширину, глубину залегания, положение фронтального раздела и значения градиентов температуры и солености вод фронтальной зоны. Функция расхождения температуры, рассчитанная для ПрФЗ по данным реанализа, имела в четыре раза меньшее значение, чем в мониторинговых областях, солености – в 2,6 раза. Максимальное отклонение модельной температуры от измеренной в ПрФЗ в 35 раз превышало аналогичное в водах ЗШТ, солености – в три раза. Это также отражает наличие значительных ошибок в воспроизведении моделями гидрологических параметров вблизи ледовой кромки.

Сравнение данных измерений *in situ* с данными продуктов *MERCATOR PSY*4*QV*3*R*1, *CMEMS GLORYS*12*v*1 и *TOPAZ*5 показало, что все три реанализа имеют хорошую согласованность значений температуры и солености в водах Западно-Шпицбергенского течения, а распресненные охлажденные арктические воды и фронтальная зона между ними (арктическими и атлантическими) воспроизводятся плохо.

Заключение

Зимние периоды рассматриваемых 2019–2023 гг. характеризовались в целом как «теплые», наблюдались положительные аномалии температуры воды от 0,7 °C в 2020 г. до 2,3 °C в 2021 г. Аномалия температуры воды, зафиксированная в 2023 г., превышала аналогичную в 2019 г. на 0,6 °C.

Фронтальный раздел в 2019 г. находился в 80 км от ледовой кромки, ПрФЗ наблюдалась в верхнем 30-метровом слое вод. В 2023 г. фронтальный раздел был зафиксирован на расстоянии 10 км от кромки льда, а ПрФЗ занимала верхний 10-метровый слой. Также более высокие градиенты температуры (0,08–

0,24 °С/км) на разрезе в 2023 г. относительно 2019 г. были обусловлены возросшей аномалией температуры Западно-Шпицбергенского течения.

Было показано, что термохалинные характеристики вод в области Прикромочной фронтальной зоны в северо-восточной части Гренландского моря в зимний период имеют сложную структуру, и при их описании в настоящий момент нельзя полностью опираться на данные глобальных океанографических моделей. Использование данных реанализа требует их тщательной верификации и взвешенного подхода. Только комплексный подход с учетом всех форм доступных гидрологических данных позволит получить достоверную информацию для оценки изменчивости гидрологических условий в Прикромочной фронтальной зоне.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Walczowski W., Piechura J.* Influence of the West Spitsbergen Current on the local climate // International Journal of Climatology. 2011. Vol. 31, iss. 7. P. 1088–1093. https://doi.org/10.1002/joc.2338
2. The East Greenland Current and its impacts on the Nordic Seas: observed trends in the past decade / B. Rudels [et al.] // ICES Journal of Marine Science. 2012. Vol. 69, iss. 5. P. 841–851. https://doi.org/10.1093/icesjms/fss079
3. *Koenig Z., Kolås E. H., Fer I.* Structure and drivers of ocean mixing north of Svalbard in summer and fall 2018 // Ocean Science. 2021. Vol. 17, iss. 1. P. 365–381. https://doi.org/10.5194/os-17-365-2021
4. On the Definition of Marginal Ice Zone Width / C. Strong [et al.] // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2017. Vol. 37, iss. 7. P. 1565-1584. https://doi.org/10.1175/JTECH-D-16-0171.1
5. *Родионов В. Б., Костяной А. Г.* Океанические фронты морей Северо-Европейского бассейна. М. : ГЕОС, 1998. 290 с.
6. *Максимовская Т. М., Зимин А. В., Моисеев Д. В.* Результаты океанографических исследований в прикромочной зоне Баренцева моря весной 2023 года // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2023. Т. 16, № 4. С. 87–93. EDN SKMGYP. https://doi.org/10.59887/2073-6673.2023.16(4)-7
7. Sea ice volume variability and water temperature in the Greenland Sea / V. Selyuzhenok [et al.] // The Cryosphere. 2020. Vol. 14, iss. 2. P. 477–495. https://doi.org/10.5194/tc-14-477-2020
8. *Петренко Л. А., Козлов И. Е.* Изменчивость прикромочной ледовой зоны и вихреобразования в проливе Фрама и у архипелага Шпицберген по данным спутниковых радиолокационных наблюдений в летний период // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 5. С. 631–649. EDN BZLYEJ. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2023-5-631-649
9. Evidence of Abrupt Transitions Between Sea Ice Dynamical Regimes in the East Greenland Marginal Ice Zone / D. M. Watkins [et al.] // Geophysical Research Letters. 2023. Vol. 50, iss. 15. e2023GL103558. https://doi.org/10.1029/2023GL103558
10. *Семенов В. А.* Современные исследования климата Арктики: прогресс, смена концепций, актуальные задачи // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57, № 1. С. 21–33. EDN CLCCMG. https://doi.org/10.31857/S0002351521010119
11. The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) system / C. J. Donlon [et al.] // Remote Sensing of Environment. 2012. Vol. 116. P. 140–158. https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.10.017
12. *Carton J. A., Chepurin G. A., Chen L.* SODA3: A New Ocean Climate Reanalysis // Journal of Climate. 2018. Vol. 31, iss. 17. P. 6967–6983. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0149.1
13. Взаимодействие атмосферы и океана в Северном Ледовитом океане по данным измерений в летнее-осенний период / И. А. Репина [и др.] // Российская Арктика. 2019. № 7. С. 49–61. EDN CGOUNO. https://doi.org/10.24411/2658-4255-2019-10075

14. *Ахтямова А. Ф., Травкин В. С.* Исследование фронтальных зон Норвежского моря // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 1. С. 67–83. EDN CCZAKX. https://doi.org/10.29039/0233-7584-2023-1-67-83

15. *Малышева А. А., Белоненко Т. В.* Изменение доступной потенциальной и кинетической энергии мезомасштабных вихрей в районе Капской котловины // Гидрометеорология и экология. 2023. № 73. С. 684–698. EDN YLYITW. https://doi.org/10.33933/2713-3001-2023-73-684-698

16. Сравнение результатов наблюдений, выполненных в Баренцевом море, с данными из глобальных океанологических баз / А. В. Зимин [и др.] // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2020. Т. 13, № 4. С. 66–77. EDN GYRKVS. https://doi.org/10.7868/S2073667320040061

17. Winter to summer oceanographic observations in the Arctic Ocean north of Svalbard / A. Meyer [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2017. Vol. 122, iss. 8. P. 6218-6237. https://doi.org/10.1002/2016JC012391

18. *Spreen G., Kaleschke L., Heygster G.* Sea ice remote sensing using AMSR-E 89 GHz channels // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2008. Vol. 113, iss. C2. C02S03. https://doi.org/10.1029/2005JC003384

19. *Eilola K., Markus Meier H. E., Almroth E.* On the dynamics of oxygen, phosphorus and cyanobacteria in the Baltic Sea; A model study // Journal of Marine Systems. 2009. Vol. 75, iss. 1–2. P. 163–184. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.08.009

20. Изменения температуры воздуха в Баренцбурге (Шпицберген) в XX–XXI вв. Обоснование введения новой климатической нормы / Т. К. Карандашева [и др.] // Российская Арктика. 2021. № 2 (13). С. 26–39. EDN DBFPQM. https://doi.org/10.24412/2658-4255-2021-2-26-39

21. *Ильющенкова И. А., Коржиков А. Я., Иванов Б. В.* Некоторые закономерности формирования экстремальных приземных температур воздуха в районе архипелага Шпицберген в холодный период года // Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69, № 2. С. 141–156. EDN LUDDYA. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2023-69-2-141-156

22. Распределение радионуклидов в ледовой прикромочной зоне Баренцева моря (по материалам экспедиции 2016 года) / Г. В. Ильин [и др.] // Труды Кольского научного центра РАН: Океанология. 2017. Т. 2, № 4. С. 101–111. EDN ZWMYZB.

Об авторах:

Максимовская Татьяна Михайловна, младший научный сотрудник, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (119053, Россия, г. Санкт-Петербург, 1-я Линия Васильевского острова, д. 30), **ORCID ID: 0000-0001-9136-6670**, **Scopus Author ID: 57735699200**, **ResearcherID: AAZ-6535-2020**, **SPIN-код: 3691-7586**, maximovskaja.t@yandex.ru

Зимин Алексей Вадимович, ведущий научный сотрудник, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (119053, Россия, г. Санкт-Петербург, 1-я Линия Васильевского острова, д. 30), доктор географических наук, **ORCID ID: 0000-0003-1662-6385**, **Scopus Author ID: 55032301400**, **ResearcherID: C-5885-2014**, **SPIN-код: 9833-3460**, zimin2@mail.ru

Атаджанова Оксана Алишеровна, старший научный сотрудник, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (119053, Россия, г. Санкт-Петербург, 1-я Линия Васильевского острова, д. 30), кандидат географических наук, **ORCID ID: 0000-0001-6820-0533**, **Scopus Author ID: 57188718743**, **ResearcherID: R-7835-2018**, **SPIN-код: 5016-2970**, oksanam07@list.ru

Коник Александр Александрович, научный сотрудник, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН (119053, Россия, г. Санкт-Петербург, 1-я Линия Васильевского острова, д. 30), кандидат географических наук, **ORCID ID: 0000-0002-2089-158X**, **Scopus Author ID: 57203864647**, **ResearcherID: AAB-7195-2020**, **SPIN-код: 5839-1738**, konikrshu@gmail.com

Моисеев Денис Витальевич, заместитель директора по науке, Мурманский морской биологический институт РАН (183038, Россия, г. Мурманск, ул. Владимирская, д. 17), кандидат географических наук, **ORCID ID: 0000-0003-0141-374X**, **Scopus Author ID: 35069960500**, **ResearcherID: C-1651-2015**, **SPIN-код: 2362-1359**, denis_moiseev@mmbi.info

Научная статья

УДК 551.465
EDN: RFHCOE

Исследование изменчивости верхнего квазиоднородного слоя в Баренцевом и Карском морях

А. А. Букатов, Е. А. Павленко ✉, Н. М. Соловей

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
✉ *ekk.pavlenko@yandex.ru*

Поступила в редакцию10.09.2024; одобрена после рецензирования 17.10.2024;
принята к публикации 29.01.2025.

Аннотация
Цель. Исследование пространственно-временной изменчивости верхнего квазиоднородного слоя в Баренцевом и Карском морях на климатическом масштабе – цель настоящей работы.
Методы и результаты. На основе данных реанализа *ORAS*5 о среднемесячных значениях потенциальной температуры и солености в узлах ~ 10-километровой сетки с неравномерным шагом по глубине до ~ 400 м за период 1958–2022 гг. была рассчитана потенциальная плотность вод. На основе сформированного массива плотности найдена толщина верхнего квазиоднородного слоя Баренцева и Карского морей. Для оценки этого слоя использовался пороговый критерий $\Delta\sigma = 0{,}03$ кг/м^3. Полученные результаты позволили выделить районы со значительной изменчивостью толщины верхнего квазиоднородного слоя.
Выводы. Анализ показал, что максимального развития верхний квазиоднородный слой достигает в феврале, марте, минимального – в июне, июле. Таким образом, наибольшие значения толщины этого слоя в рассматриваемых морях наблюдаются в период усиления осенне-зимней конвекции. В холодное полугодие (ноябрь – апрель) толщина верхнего квазиоднородного слоя в среднем по акватории Баренцева моря составляет 105 м, Карского – 23 м. Анализ межгодовой изменчивости среднегодовых значений толщины этого слоя показал наличие положительного климатического тренда за период 1958–2022 гг. в Баренцевом и Карском морях (рост толщины верхнего квазиоднородного слоя). Тенденция увеличения прослеживается как в холодное, так и в теплое полугодие. Тренд среднегодовой толщины верхнего квазиоднородного слоя в среднем для Баренцева моря составил 1,3 м/10 лет, для Карского 1,2 м/10 лет.

Ключевые слова: Баренцево море, Карское море, толщина верхнего квазиоднородного слоя, вертикальное перемешивание, линейный тренд, межгодовая изменчивость

Благодарности: работа выполнена в рамках темы государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2024-0001.

Для цитирования: *Букатов А. А., Павленко Е. А., Соловей Н. М.* Исследование изменчивости верхнего квазиоднородного слоя в Баренцевом и Карском морях // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 2. С. 160–170. EDN RFHCOE.

Original article

Investigation of the Upper Mixed Layer Variability in the Barents and Kara Seas

A. A. Bukatov, E. A. Pavlenko ✉, N. M. Solovei

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
✉ *ekk*.pavlenko@yandex.ru

Abstract
Purpose. The study is purposed at analyzing spatial and temporal climatic variability of the upper mixed layer in the Barents and Kara seas on a climatic scale.
Methods and Results. The potential water density is calculated based on the *ORAS*5 reanalysis data on the average monthly values of potential temperature and salinity at the nodes of a 10-km grid with an irregular step over vertical up to the 400 m depth for the period 1958–2022. The formed density array makes it possible to determine the upper mixed layer thickness in the Barents and Kara seas. A threshold criterion $\Delta\sigma = 0.03$ kg/m^3 is used for its evaluating. The obtained results permit to identify the areas notable for significant variability of the upper mixed layer thickness.
Conclusions. The analysis shows that the upper mixed layer maximum development falls on February and March, whereas the minimum one – on June and July. Thus, in the seas under consideration, the highest values of the upper mixed layer thickness are observed during the increased autumn-winter convection. In the cold half of a year (November – April), the upper mixed layer thickness averages 105 m in the Barents Sea, and 23 m – in the Kara Sea. The analysis of interannual variability of the average annual thickness values of these layers shows the presence of a positive climatic trend, i. e. a thickness increase in the upper mixed layers in the Barents and Kara seas in 1958–2022. The upward trend is observed both in the cold and warm halves of a year. The values of average annual thickness trends of the upper mixed layers in the Barents and Kara seas constitute 1.3 m/10 years and 1.2 m/10 years, respectively.

Keywords: Barents Sea, Kara Sea, upper mixed layer thickness, vertical mixing, linear trend, interannual variability

Acknowledgements: The study was carried out within the framework of theme of state assignment of FSBSI FRC MHI FNNN-2024-0001.

For citation: Bukatov, A.A., Pavlenko, E.A. and Solovei, N.M., 2025. Investigation of the Upper Mixed Layer Variability in the Barents and Kara Seas. *Physical Oceanography*, 32(2), pp. 187-196.

Введение

Верхний квазиоднородный слой (ВКС) формируется в результате термического и динамического взаимодействия на границе океана и атмосферы: поверхностного прогрева, охлаждения, ветро-волнового перемешивания, внутриводного обмена и т. д. [1]. Его состояние оказывает влияние на поток тепла от океана в атмосферу через ледяной покров и во многом определяет тепловой баланс поверхности Северного Ледовитого океана. Именно с толщиной ВКС, термохалинными параметрами и характеристиками подстилающего галоклина связывают образование и устойчивость ледяного покрова [2–5].

Значительное сокращение площади ледяного покрова в начале текущего столетия [5–10] явилось причиной того, что поверхностный слой стал более доступным для непосредственного воздействия ветра и солнечной радиации. Такое изменение условий окружающей среды не могло не сказаться на термо-

халинной структуре поверхностного слоя, которая в последние годы действительно претерпела значительные изменения. Исследование происхождения вод арктического поверхностного слоя и изменчивости его характеристик рассматривалось в ряде работ [5, 11–15]. Согласно современным представлениям, поверхностный слой формируется из вод речного стока, атмосферных осадков и вод атлантического и тихоокеанского происхождения [5, 7, 8, 16]. В работе [13] на основе анализа пространственно-временной изменчивости характеристик ВКС за 1979–2012 гг. сделан вывод об уменьшении его толщины за 30-летний период в шести регионах Арктики. В работе [5] на основе массива океанологических данных проведен расчет толщины и солености верхнего перемешанного слоя Арктического бассейна за зимний период 1950–2013 гг. Оценки пространственного распределения толщины ВКС в Карском море в августе – ноябре 2007 и 2008 гг., полученные по экспедиционным данным, приведены в работе [14].

Цель настоящей работы – изучить пространственно-временную изменчивость толщины ВКС в Баренцевом и Карском морях с использованием наиболее полного современного климатического массива океанографических данных.

Материалы и методика

В качестве исходных гидрологических данных использовались массивы реанализа среднемесячных значений потенциальной температуры и солености *ORAS*5 в узлах ~ 10-километровой сетки с неравномерным шагом по глубине до ~ 400 м за 1958–2022 гг. На их основе были сформированы массивы потенциальной плотности для Баренцева и Карского морей, с помощью которых рассчитывалась толщина ВКС. Область исследования ограничена координатами 65–80° с. ш., 16–102° в. д.

Существуют три основные группы методов расчета толщины ВКС: методы порогового критерия, градиентные методы и методы анализа кривизны профиля [13, 17]. В данной работе для оценки ВКС после нескольких тестовых расчетов был принят пороговый критерий, определяющий, на какой глубине потенциальная плотность воды больше ее поверхностной потенциальной плотности на величину $\Delta\sigma = 0{,}03$ кг/м^3, где

$$\Delta\sigma = \sigma(z) - \sigma(z_{\min}), \tag{1}$$

$\sigma(z)$ – потенциальная плотность на данной глубине z, $\sigma(z_{\min})$ – потенциальная плотность на поверхности [18, 19].

Для анализа межгодовой изменчивости перемешанного слоя были рассчитаны средние значения толщины ВКС в Баренцевом и Карском морях за холодное (ноябрь – апрель) и теплое (май – октябрь) полугодия. Найдены значения толщины этого слоя для западного (65–80° с. ш.; 16–36° в. д.) и восточного (65–80° с. ш.; 36–56° в. д.) районов Баренцева моря, а также для западного (65–80° с. ш.; 56–80° в. д.) и восточного (65–80° с. ш.; 80–103° в. д.) районов Карского моря.

Анализ результатов

Верхний квазиоднородный слой Баренцева и Карского морей формируется в результате перемешивания вод, поступающих из прилегающих бассейнов Атлантического и Северного Ледовитого океанов, а также вод материкового стока. Пространственное распределение толщины ВКС зависит от процессов образования и таяния льда, развития осенне-зимней конвекции, а также в значительной степени определяется рельефом дна [1].

На рис. 1 показан климатический внутригодовой ход осредненной по акваториям Баренцева и Карского морей толщины ВКС. Анализ показал, что максимального развития этот слой достигает в феврале, марте, минимального – в июне, июле. Увеличение толщины ВКС происходит с востока на запад. Таким образом, ее наибольшие значения в рассматриваемых морях наблюдаются в период развития осенне-зимней конвекции, возникающей вследствие увеличения плотности в поверхностном слое при понижении температуры воды и осолонении за счет ледообразования в верхних слоях моря.

В этот период ВКС рассматривается как слой воды, вовлеченный в процессы интенсивной осенне-зимней конвекции, который составляет в среднем по акватории Баренцева моря 105 м (от 65 м в ноябре до 125 м в феврале) (рис. 1, *a*). Полученные оценки для Баренцева моря меньше приведенных в работе [13], по результатам которой толщина ВКС в этом море в зимний период составляет 170 м.

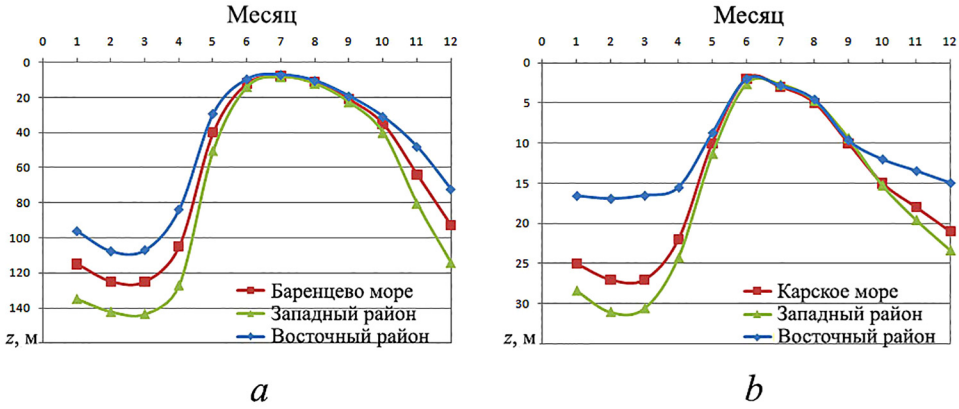
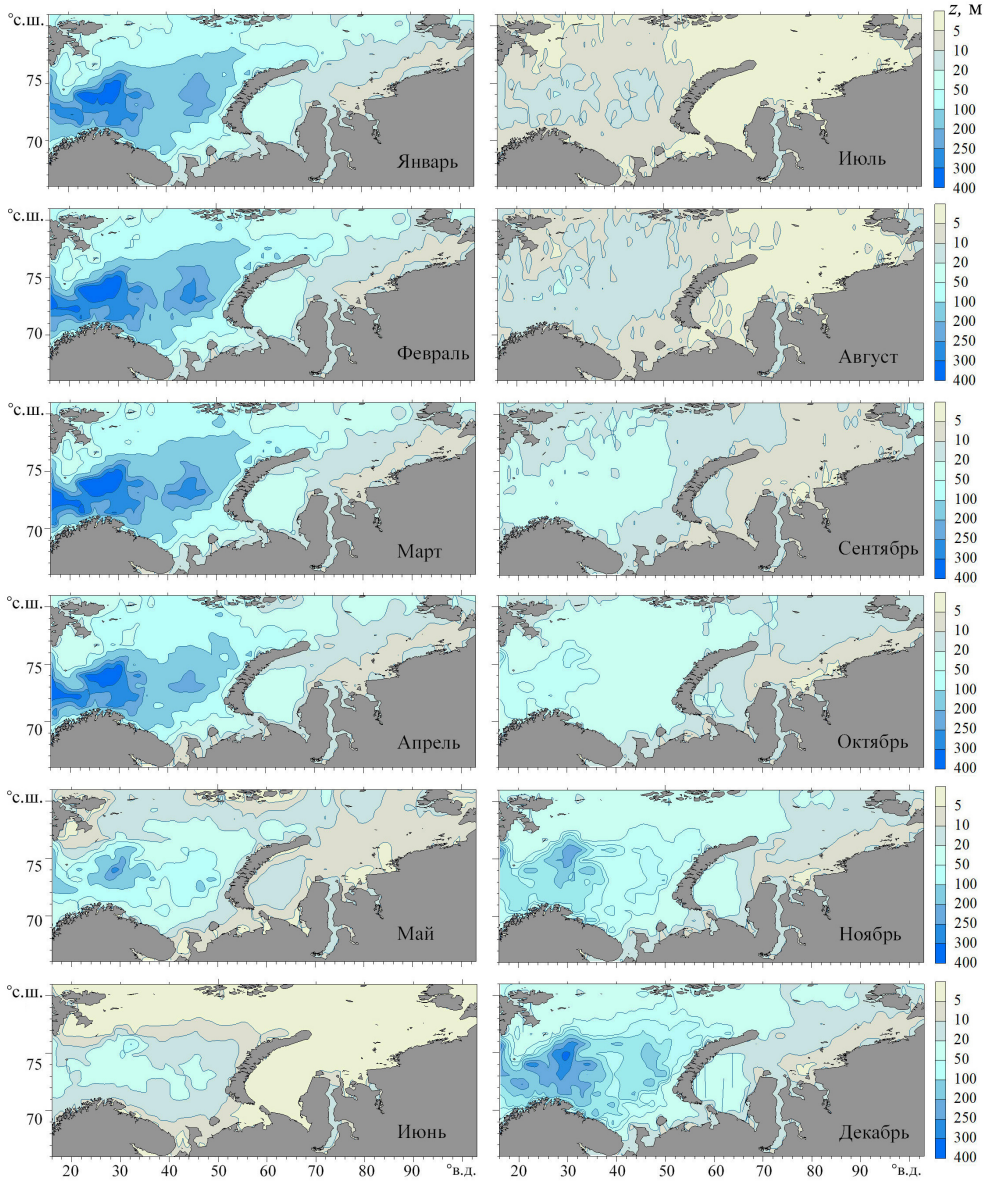


Рис. 1. Климатический внутригодовой ход толщины ВКС в Баренцевом (*a*) и Карском (*b*) морях
Fig. 1. Climatic intra-annual variation of UML thickness in the Barents (*a*) and Kara (*b*) seas

В холодное полугодие (ноябрь – апрель) наибольшая толщина ВКС (360–390 м) отмечается в наиболее глубоководных районах Баренцева моря (Западный желоб, Центральная котловина) с максимумом в феврале и марте (рис. 2). Это район распространения незамерзающих атлантических вод, где ветер и температура воздуха являются наиболее важными факторами, определяющими интенсивность стратификации. Зимой сильные ветры и низкие температуры могут вызвать перемешивание до глубин более 200 м [20].

[1] *Добровольский А. Д., Залогин Б. С.* Моря СССР. Москва : изд. МГУ, 1982. 192 с.

В мелководных районах Баренцева моря (Центральная банка, Гусиная банка, Северная Канинская банка, Мурманское поднятие) конвекция достигает дна раньше (ноябрь), чем в прилегающих глубоководных районах. В северной части моря конвективное перемешивание, обусловленное в основном осолонением при ледообразовании, проникает относительно неглубоко, толщина ВКС составляет 50–100 м (рис. 2).



Р и с. 2. Толщина (м) ВКС в Баренцевом и Карском морях
F i g. 2. UML thickness (m) in the Barents and Kara seas

В Карском море в холодный период года средняя толщина ВКС составляет 23 м (от 18 м в ноябре до 27 м в феврале и марте) (рис. 1, *b*). Ее максимум достигает ~ 130 м в марте в районе восточного берега арх. Новая Земля (рис. 2), куда проникают более теплые однородные воды Баренцева моря, которые выравнивают плотность по вертикали. Наименьшая толщина ВКС (до 10 м) наблюдается на Обь-Енисейском мелководье в области распространения речного плюма (рис. 2).

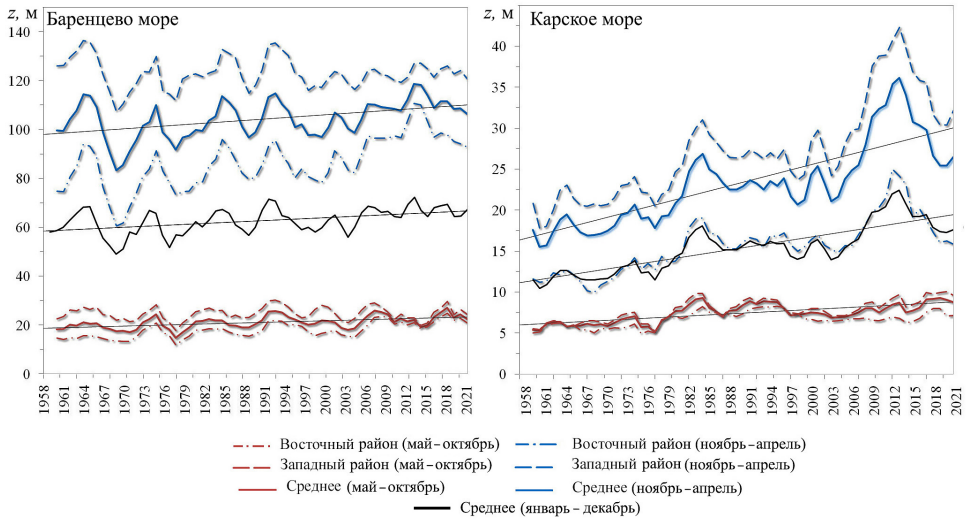
В теплый период года (май – октябрь) во время максимального распространения речных вод, таяния льдов и поверхностного прогрева плотность верхнего слоя значительно понижена. Наблюдается устойчивая стратификация, слой с максимальными значениями частоты плавучести поднимается к поверхности [21]. Для Карского моря осредненная по всей акватории толщина ВКС составляет 8 м (от 2 м в июне до 15 м в октябре) (рис. 1, *b*), для Баренцева моря – 21 м (от 8 м в июле до 40 м в октябре) (рис. 1, *a*). Полученные оценки для Баренцева моря выше приведенных в работе [13], согласно которой толщина ВКС в летний период в этом море составляет 18 м.

В теплый и холодный периоды года в Баренцевом море наибольшая толщина ВКС отмечена в глубоководных районах. В холодное полугодие в феврале – марте она достигает 270 м, в теплое к июлю по всему морю не превышает 23 м (рис. 2).

Толщина ВКС в Карском море весной составляет 20 м, максимум отмечен на юго-западе, у восточного берега арх. Новая Земля. К июню толщина ВКС практически во всех районах Карского моря не превышает 5 м. Исключением является Обская губа, для которой на протяжении всего летнего периода вследствие повышенного стока характерно выравнивание плотности по вертикали до глубин 20 м. Осенью толщина ВКС увеличивается по всей акватории рассматриваемых морей. Особенно это заметно в юго-западной части Баренцева моря, где проходят воды Нордкапского течения, имеющие высокую соленость и температуру. При своем движении на восток эти воды сравнительно быстро охлаждаются и опускаются вниз, что приводит к сглаживанию разницы в плотности между слоями [21–23].

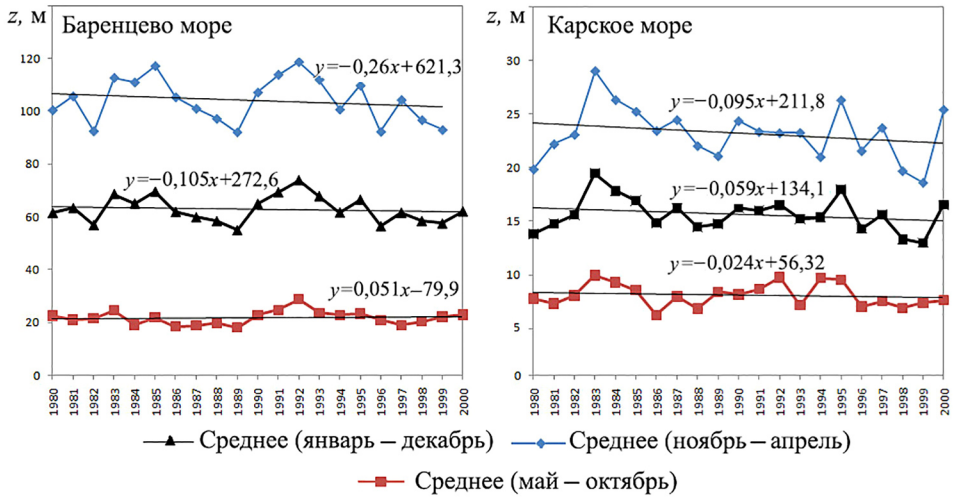
Межгодовая изменчивость толщины ВКС в Баренцевом и Карском морях в холодное и теплое полугодия показана на рис. 3. В указанных морях толщина этого слоя изменяется синхронно, коэффициент корреляции между среднегодовыми значениями толщины составляет 0,62. Тренд среднегодовой толщины ВКС для Баренцева моря составил 1,3 м/10 лет, для Карского 1,2 м/10 лет. Тренд толщины ВКС для Баренцева и Карского морей в холодное полугодие составил 1,9 м/10 лет и 2,1 м/10 лет, в теплое полугодие 0,7 м/10 лет и 0,4 м/10 лет соответственно.

Анализ результатов показал, что в середине 60-х гг. прошлого века наблюдалось увеличение толщины ВКС до 72 м в Баренцевом море и до 14 м в Карском (рис. 3). Известно, что в 50-е – начале 60-х гг. в Арктике отмечены большие положительные аномалии температуры воздуха, которые сопровождались усиленным таянием снега и льда и увеличением материкового стока [24]. Это способствовало накоплению пресных вод и увеличению толщины ВКС в данный период.



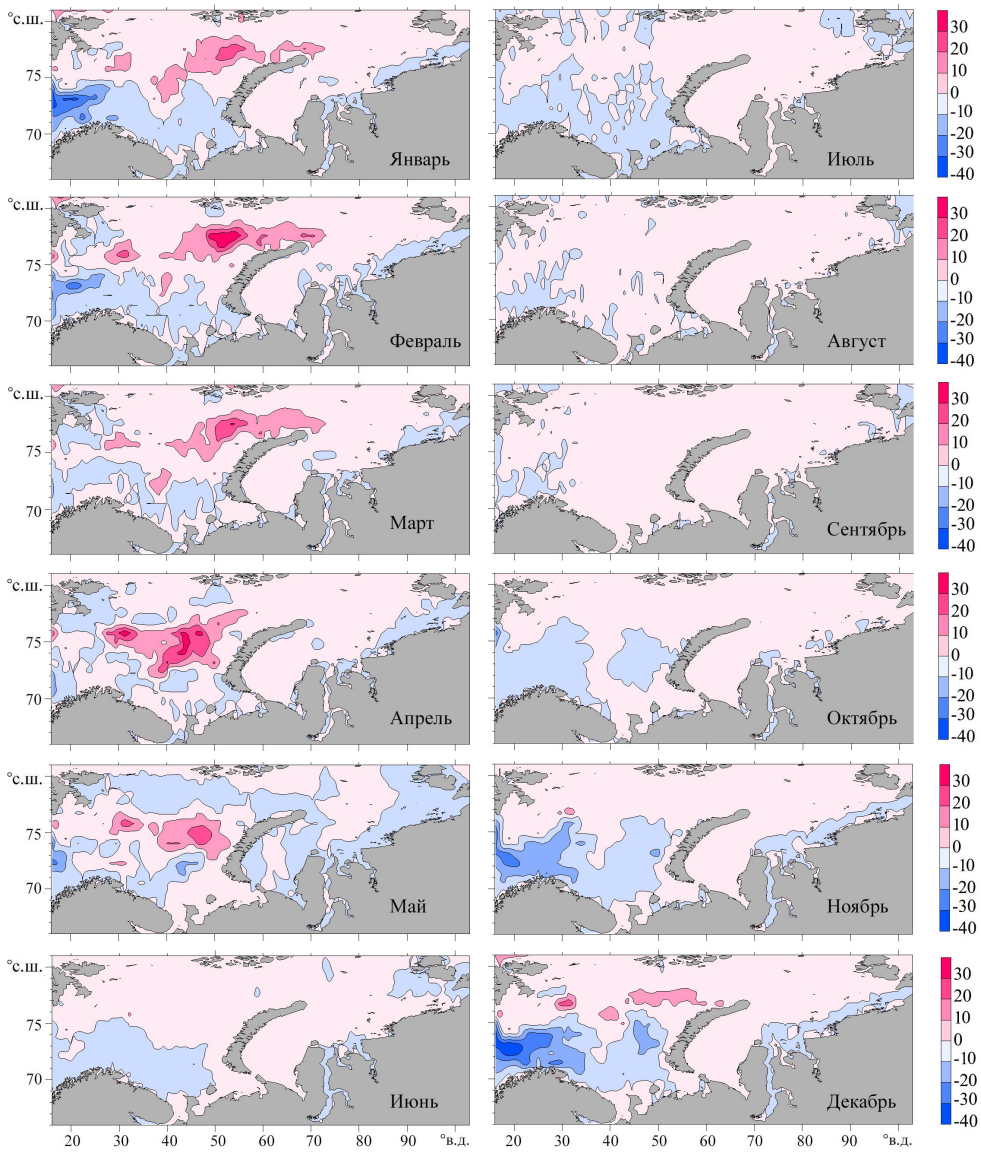
Р и с. 3. Межгодовая изменчивость толщины ВКС, трехлетнее скользящее среднее и линейный тренд за 1958–2022 гг. для Баренцева и Карского морей
F i g. 3. Interannual variability of UML thickness, three-year moving average and linear trend for the Barents and Kara seas in 1958–2022

Наименьшая за весь период исследования толщина поверхностного слоя отмечена в конце 60-х – начале 70-х гг., она составляет 45 и 10 м в Баренцевом и Карском морях соответственно. Этот период совпадает по времени с великой соленостной аномалией в Северной Атлантике, которая в основном является результатом выноса через пролив Фрама морских льдов и пресной воды из Арктического бассейна [24].



Р и с. 4. Межгодовая изменчивость толщины ВКС и линейный тренд за 1980–2000 гг. для Баренцева и Карского морей
F i g. 4. Interannual variability of UML thickness and linear trend for the Barents and Kara seas in 1980–2000

Период с конца 70-х до начала 2000-х гг. характеризуется отрицательными трендами толщины ВКС (рис. 4), что согласуется с выводами, полученными в работе [13]. С начала 2000-х гг. отмечается рост толщины перемешанного слоя в Арктическом бассейне вследствие ослабления атлантической термохалинной циркуляции и интенсивных летних потеплений в Арктике в 1990–2000-е гг. [5, 24].



Р и с. 5. Распределение коэффициентов линейного тренда (м/10 лет) толщины ВКС за 1958–2022 гг.

F i g. 5. Distribution of the linear trend coefficients (m/10 years) of UML thickness for 1958–2022

Сезонные изменения трендов толщины ВКС в Баренцевом и Карском морях имеют региональные особенности (рис. 5). В наиболее динамически активном западном районе Баренцева моря, куда поступает устойчивый поток атлантических вод, наблюдаются наибольшие отрицательные тренды изменения толщины ВКС, ее уменьшение прослеживается во все месяцы года. В январе оценки линейного тренда достигают –32 м/10 лет.

Наибольшие положительные тренды (42 м/10 лет, февраль) отмечены в центральном и северо-восточном районах Баренцева моря в холодное полугодие. В Карском море на фоне общей устойчивой тенденции к увеличению толщины ВКС в районе шельфовой зоны отмечены отрицательные значения трендов.

Заключение

На основе современного массива океанографических данных *ORAS*5 за длительный период 1958–2022 гг. исследована климатическая изменчивость толщины ВКС в Баренцевом и Карском морях.

Анализ построенных средних многолетних полей толщины ВКС для акваторий рассматриваемых морей позволил установить, что максимального вертикального развития ВКС достигает в феврале, марте, минимального – в июне, июле. Таким образом, наибольшие значения толщины ВКС в рассматриваемых морях наблюдаются в период развития осенне-зимней конвекции. В холодное полугодие (ноябрь – апрель) толщина ВКС в среднем по акватории Баренцева моря составляет 105 м, Карского моря – 23 м.

В теплый период года (май – октябрь) во время максимального распространения речных вод, таяния льдов и поверхностного прогрева водная толща хорошо стратифицирована по глубине, слой максимальных значений частоты плавучести поднимается к поверхности. Осредненная по всем акваториям толщина ВКС составляет 21 м для Баренцева моря, 8 м – для Карского.

Отличие значений толщины ВКС и их географического распределения в рассматриваемых морях можно объяснить различием основных воздействующих гидрологических и атмосферных факторов, формирующих пространственно-временную структуру ВКС: водообмена с соседними океанами, ледовых процессов, колебаний речного стока, атмосферных процессов, поверхностного прогрева и охлаждения, ветро-волнового перемешивания.

Тенденции увеличения толщины ВКС в евразийской части Арктического бассейна отмечены с начала 1970-х гг. В период 1950–1970 гг., когда отмечались минимальные значения толщины поверхностного слоя, наблюдались экстремально низкие значения арктической и североатлантической осцилляций, отрицательные аномалии величины речного стока в моря российской Арктики. В то же время начиная с 1990-х гг. наблюдаются увеличение положительных значений индекса арктической осцилляции с одновременным увеличением положительных аномалий величины речного стока, а также существенные отрицательные аномалии площади ледяного покрова Арктики.

Анализ межгодовой изменчивости среднегодовых значений толщины ВКС в Баренцевом и Карском морях показал также наличие положительного климатического тренда в 1958–2022 гг., т. е. рост толщины ВКС. Тенденция

увеличения толщины ВКС прослеживается как в холодное, так и в теплое полугодие. Величина тренда среднегодовой толщины ВКС для Баренцева моря составил 1,3 м/10 лет, для Карского 1,2 м/10 лет. В холодное полугодие скорость роста толщины ВКС для Баренцева и Карского морей составила 1,9 м/10 лет и 2,1 м/10 лет, в теплое полугодие 0,7 м/10 лет и 0,4 м/10 лет соответственно.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Luchin V. A.* Intra-annual variability of the mixed layer parameters in the Okhotsk Sea // Izvestiya TINRO. 2018. Vol. 195, iss. 4. P. 170–183. https://doi.org/10.26428/1606-9919-2018-195-170-183
2. *Aagaard K., Coachman L. K.* Toward an ice-free Arctic Ocean // Eos, Transactions American Geophysical Union. 1975. Vol. 56, iss. 7. P. 484–486. https://doi.org/10.1029/EO056i007p00484
3. *Rudels B., Anderson L. G., Jones E. P.* Formation and evolution of the surface mixed layer and halocline of the Arctic Ocean // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1996. Vol. 101, iss. C4. P. 8807–8821. https://doi.org/10.1029/96JC00143
4. *Захаров В. Ф.* Морские льды в климатической системе. Санкт-Петербург : Гидрометеоиздат, 1996. 213 с.
5. Interannual variability of parameters of the Arctic Ocean surface layer and halocline / E. Cherniavskaia [et al.] // Arctic and Antarctic Research. 2020. Vol. 66, iss. 4. P. 404–426. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-4-404-426
6. Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа / И. Е. Фролов [и др.]. Санкт-Петербург : Наука, 2007. 135 с.
7. Arctic sea ice decline: Faster than forecast / J. Stroeve [et al.] // Geophysical Research Letters. 2007. Vol. 34, iss. 9. L09501. https://doi.org/10.1029/2007GL029703
8. *Kwok R., Rothrock D. A.* Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958–2008 // Geophysical Research Letters. 2009. Vol. 36, iss. 15. L15501. https://doi.org/10.1029/2009gl039035
9. Климатические изменения термических условий Карского моря за последние 40 лет / И. Д. Ростов [и др.] // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65, № 2. С. 125–147. https://doi.org/10.30758/0555-2648-2019-65-2-125-147
10. Моря российской Арктики в современных климатических условиях. Санкт-Петербург : ААНИИ, 2021. 360 с.
11. *Macdonald R. W., Harner T., Fyfe J.* Recent climate change in the Arctic and its impact on contaminant pathways and interpretation of temporal trend data // Science of the Total Environment. 2005. Vol. 342, iss. 1–3. P. 5–86. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2004.12.059
12. Аномальные изменения термохалинной структуры Северного Ледовитого океана / И. Е. Фролов [и др.] // Доклады Академии наук. 2009. Т. 429, № 5. С. 688–690. EDN KYGOOB.
13. *Peralta-Ferriz C., Woodgate R. A.* Seasonal and interannual variability of pan-Arctic surface mixed layer properties from 1979 to 2012 from hydrographic data, and the dominance of stratification for multiyear mixed layer depth shoaling // Progress in Oceanography. 2015. Vol. 134. P. 19–53. https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.12.005
14. *Власенков Р. Е., Смирнов А. В., Макштас А. П.* Оценка потенциального прогрева поверхностного слоя морей Карского и Лаптевых в 2007 и 2008 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 2 (85). С. 35–39. EDN NAVNPR.
15. Mixing, heat fluxes and heat content evolution of the Arctic Ocean mixed layer / A. Sirevaag [et al.] // Ocean Science. 2011. Vol. 7, iss. 3. P. 335–349. https://doi.org/10.5194/os-7-335-2011

16. *Bukatov A. A., Pavlenko E. A., Solovei N. M.* River Runoff Influence on the Density Stratification of the Russian Arctic Seas // Processes in GeoMedia – Volume VI / Ed. T. Chaplina. Cham : Springer, 2023. P. 523–536. (Springer Geology Series). https://doi.org/10.1007/978-3-031-16575-7_47

17. *Смирнов А. В., Кораблев А. А.* Взаимосвязь между характеристиками перемешанного слоя и потоками тепла на границе раздела океан – атмосфера в Северо-Европейском бассейне // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 3 (86). С. 79–88. EDN NDLAGL.

18. Influences of the ocean surface mixed layer and thermohaline stratification on Arctic Sea ice in the central Canada Basin / J. M. Toole [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2010. Vol. 115, iss. C10. C10018. https://doi.org/10.1029/2009JC005660

19. *Jackson J. M., Williams W. J., Carmack E. C.* Winter sea-ice melt in the Canada Basin, Arctic Ocean // Geophysical Research Letters. 2012. Vol. 39, iss. 3. L03603. https://doi.org/10.1029/2011gl050219

20. Система Баренцева моря / Под ред. академика А. П. Лисицына. Москва : ГЕОС, 2021. 672 с. EDN NXXCXU.

21. *Букатов А. А., Павленко Е. А., Соловей Н. М.* Особенности пространственно-временной изменчивости частоты Вяйсяля – Брента в Баренцевом и Карском морях // Процессы в геосредах. 2018. № 3. С. 1004–1013. EDN YPOVXN.

22. *Букатов А. А., Соловей Н. М., Павленко Е. А.* Региональные особенности плотностной стратификации вод и характеристик внутренних волн в арктических морях // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 6. С. 779–796. EDN WVSPOB.

23. *Ivanov V. V., Frolov I. E., Filchuk K. V.* Transformation of Atlantic Water in the north-eastern Barents Sea in winter // Arctic and Antarctic Research. 2020. Vol. 66, iss. 3. P. 246–266 (in Russian). https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-246-266

24. Влияние Арктики на формирование аномалий солености в Северо-Западной Атлантике и Северо-Европейском бассейне / А. Е. Вязилова [и др.] // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 3 (105). P. 39–50. EDN VCYGQZ.

Об авторах:

Букатов Антон Алексеевич, ведущий научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-1165-8428**, **ResearcherID: P-6733-2017**, **Scopus Author ID: 7004175272**, **SPIN-код: 7790-4651**, newisland@list.ru

Павленко Екатерина Анатольевна, младший научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0001-9146-5708**, **Scopus Author ID: 57222031207**, **SPIN-код: 3047-6419**, ekk.pavlenko@yandex.ru

Соловей Неля Михайловна, младший научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0003-3359-0345**, **Scopus Author ID: 14059043600**, **SPIN-код: 4078-4270**, nele7@mail.ru

Научная статья

УДК 551.466
EDN: WCIPJM

Многолетняя динамика среднегодовых высот волн в Балтийском море

А. Н. Соколов [1, 2, ✉], Б. В. Чубаренко [1]

[1] *Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва, Россия*
[2] *Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград, Россия*
✉ *tengritag@gmail.com*

Поступила в редакцию 01.10.2024; одобрена после рецензирования 16.10.2024;
принята к публикации 29.01.2025.

Аннотация
Цель. Цель исследования – выявить временные интервалы с 50-х гг. XX в., когда среднегодовые высоты волн в Балтийском море имели тенденции к росту или снижению, оценить статистическую значимость потенциальных временных трендов, а также определить характер статистической связи среднегодовых высот волн на Балтике с североатлантическим колебанием.
Методы и результаты. Для анализа было выбрано несколько точек, расположенных в различных частях Балтийского моря, данные о среднегодовых высотах волн в которых охватывали временные интервалы длительностью несколько десятков лет и были получены инструментальными методами (одна точка), по натурным наблюдениям (две точки) и по результатам моделирования (шесть точек). Временные серии среднегодовых высот волн в этих точках были разделены на временные отрезки условной монотонности с преимущественными тенденциями к росту или снижению. Оценка скоростей изменения высоты волн на каждом из отрезков и статистической значимости потенциальных временных трендов проводилась непараметрическими методами. Оказалось, что в большинстве случаев тренды на рассматриваемых временных отрезках статистически значимы на уровне 90% и более, а скорости изменения по тренду могут составлять от 5 до 20 мм/год. Статистическая связь среднегодовых высот волн с североатлантическим колебанием оценивалась с помощью корреляционного анализа Пирсона и Спирмена. Коэффициенты корреляции между индексами североатлантического колебания и среднегодовыми высотами волн оказались статистически значимыми на уровне 90% и более. Их численные значения в рамках межгодовой изменчивости составили 0,3–0,6, между скользящими пятилетними средними 0,4–0,8.
Выводы. Фазы роста и снижения высот волн в Балтийском море чередуются, а продолжительность каждой из фаз составляет ~ 20 лет. Временные тренды для каждой из фаз статистически значимы, по крайней мере в некоторых точках моря. Корреляционная связь между индексом североатлантического колебания и среднегодовыми высотами волн статистически значима, но не высока. Такая корреляция может объяснить ~ 30–65% изменения волновых характеристик.

Ключевые слова: Балтийское море, значительная высота волны, *NAO* индекс, временной тренд, статистическая значимость, коэффициент корреляции

Благодарности: работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (тема № FMWE-2024-0025).

Для цитирования: *Соколов А. Н., Чубаренко Б. В.* Многолетняя динамика среднегодовых высот волн в Балтийском море // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 2. С. 171–184. EDN WCIPJM.

Original article

Long-Term Dynamics of the Annual Average Wave Heights in the Baltic Sea

A. N. Sokolov [1, 2, ✉], B. V. Chubarenko [1]

[1] *Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[2] *Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia*
✉ *tengritag@gmail.com*

Abstract
Purpose. The paper is purposed at revealing the time periods since the mid-20th century when the annual average wave heights in the Baltic Sea tended to increase or decrease, at assessing the statistical significance of potential time trends, as well as at analyzing the statistical relationship between annual average wave heights in the Baltic Sea and the North Atlantic Oscillation.
Methods and Results. The analysis is based on several points located in different parts of the Baltic Sea, in which the data on annual average wave heights cover the time intervals of several decades and are obtained by the instrumental methods (one point), from the field observations (two points) and modeling results (six points). The time series of annual average wave heights at these points are divided into the time segments of conditional monotony with predominant tendencies towards growth or decline. The rates of change in wave heights at each segment and the statistical significance of potential time trends are assessed using the non-parametric techniques. In the majority of cases, the trends within the segments under consideration are found to be statistically significant at the 90% level or more, and the rates of change in the trend can range from 5 to 20 mm per year. The statistical relationship between annual average wave heights and the North Atlantic Oscillation is evaluated using the Pearson and Spearman correlation analysis. The correlation coefficients between the North Atlantic Oscillation indices and the annual average wave heights are statistically significant at the 90% level or more. Their numerical values within the interannual variability range constitute 0.3–0.6 and those between the five-year moving averages – 0.4–0.8.
Conclusions. The increasing and decreasing phases in wave heights in the Baltic Sea alternate, at that each phase lasts ~ 20 years. The time trends for each phase are statistically significant at least at some points in the sea. The correlation between the North Atlantic Oscillation index and the annual average wave heights is statistically significant but not high. Such correlation can account for ~ 30–65% of the variations in wave characteristics.

Keywords: Baltic Sea, significant wave height, *NAO* index, time trend, statistical significance, correlation coefficient

Acknowledgments: The work was carried out within the framework of state assignment of IO RAS (theme FMWE-2024-0025).

For citation: Sokolov, A.N. and Chubarenko, B.V., 2025. Long-Term Dynamics of the Annual Average Wave Heights in the Baltic Sea, *Physical Oceanography*, 32(2), pp. 197-210.

Введение

Можно считать, что визуальные наблюдения ветроволновой обстановки на Балтике с ее письменной фиксацией проводятся на судах и в различных частях побережья с начала XIX в. [1], т. е. с того времени, когда появилась известная шкала Бофорта для оценки силы ветра и высоты волнения, признанная впоследствии Всемирной метеорологической организацией [1]. При визуальных

[1] The Beaufort Scale of Wind Force (Technical and Operational Aspects): Report submitted by the President of the Commission for Maritime Meteorology to the WMO Executive Committee at its twenty-second session. Geneva : WMO, 1970. 22 p. (Reports on Marine Science Affairs ; No. 3).

наблюдениях человек интуитивно концентрирует свое внимание на относительно больших волнах, не обращая внимание на мелкие, т. е. оценивает не высоту индивидуальных волн, а некое общее состояние моря [2, с. 49–50]). Очевидно, что такие оценки достаточно субъективны и не очень точны. Инструментальные измерения с точной фиксацией параметров волнения начались в Балтийском море лишь в 70-х гг. прошлого века [3]. Современные волнографы позволяют определить как характеристики индивидуальных волн, проходящих через точку установки прибора, так и статистические параметры волнения, которые можно соотнести со шкалой Бофорта.

Одной из самых важных статистических характеристик волнения является так называемая «значительная» высота волны (*significant wave height, SWH*), определяемая как средняя высота одной трети самых высоких волн из зарегистрированных в данной точке. Именно этот параметр опытный наблюдатель зрительно оценивает как «высоту» волны. Далее в работе будет идти речь именно о «значительных» высотах волн и мы будем использовать аббревиатуру *SWH*.

Исследованию параметров волнового режима Балтийского моря посвящено много работ [4]. Однако основное внимание авторы большинства из них уделяют пространственному распределению *SWH*. Временная изменчивость анализируется в гораздо меньшем количестве работ [1, 5–9].

Параметры волнового режима Балтийского моря непосредственно связаны с глобальными процессами циркуляции атмосферы, в частности с циклонической активностью. Известно [10, с. 11–12], что на траектории и интенсивность атмосферных вихрей над Атлантикой и Европой в значительной степени влияет так называемое североатлантическое колебание (*North Atlantic Circulation, NAO*). Типичное состояние атмосферы над Северной Атлантикой характеризуется Азорским максимумом и Исландским минимумом. Если эти экстремумы ярко выражены (между ними существует большой перепад давления), мы имеем дело с положительной фазой *NAO*, в противном случае – с отрицательной. Для количественной оценки явления используется индекс *NAO*, среднемесячные значения которого с января 1950 г. по настоящее время публикуются Центром прогноза климата США [2].

Работы, посвященные анализу связи североатлантического колебания с высотами волн в различных акваториях, появились в 90-х гг. прошлого века. Так, в работе [11] рассматривается зависимость в период 1962–1988 гг. между *SWH* в Северной Атлантике и градиентом давления между Азорским максимумом и Исландским минимумом. Отмечается наличие статистической связи как между среднегодовыми, так и между среднемесячными значениями сравниваемых величин. Здесь же впервые делается предположение, что с североатлантическим колебанием прежде всего связана межгодовая изменчивость *SWH*, а не многолетние тренды. Это предположение для региона Северной Атлантики и Северного моря далее развивается в работах [12–14], причем отмеча-

[2] Near Real-Time Ocean / Atmosphere. Monitoring, Assessments, and Prediction / Chief ed. W. Shi, eds. M. L'Heureux, E. LaJoie. U.S. Department of Commerce, 2025. 87 p. (Climate Diagnostics Bulletin ; February 2025). URL: https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/CDB/CDB_Archive_pdf/CDB.monthly_color.pdf (date of access: 25.03.2025).

ется, что среднегодовые *SWH* лучше коррелируют с индексами *NAO*, усредненными за зимние месяцы (с декабря по март), чем среднемесячные *SWH* и среднемесячные индексы *NAO* между собой.

Остановимся кратко на работах, посвященных исследованию связи североатлантического колебания и высот волн в Балтийском море. В работе [7] на основе данных моделирования за 44 года (1958–2001) указывается, что связь имеет место, но никаких численных значений не приводится. В работе [5] отмечается корреляция с коэффициентом 0,61 между среднегодовыми *SWH* у эстонского побережья за период 1966–2006 гг. и индексами *NAO*, усредненными за период август – февраль. В то же время в работе [15], где рассматривается связь среднегодовых *SWH* у побережья Польши за период 1958–2002 гг. со среднегодовыми индексами *NAO*, а также среднемесячных *SWH* со среднемесячными индексами *NAO*, автор приходит к выводу, что связь хотя и существует, но является достаточно слабой.

В работах [16, 17] рассматривались только штормовые события. Связь среднегодовых или среднемесячных *SWH* с индексами *NAO* не анализировалась. Было выявлено существование корреляционной связи на уровне 30–50% между количеством штормовых событий на Балтике (с *SWH* > 2 м) и индексом *NAO*.

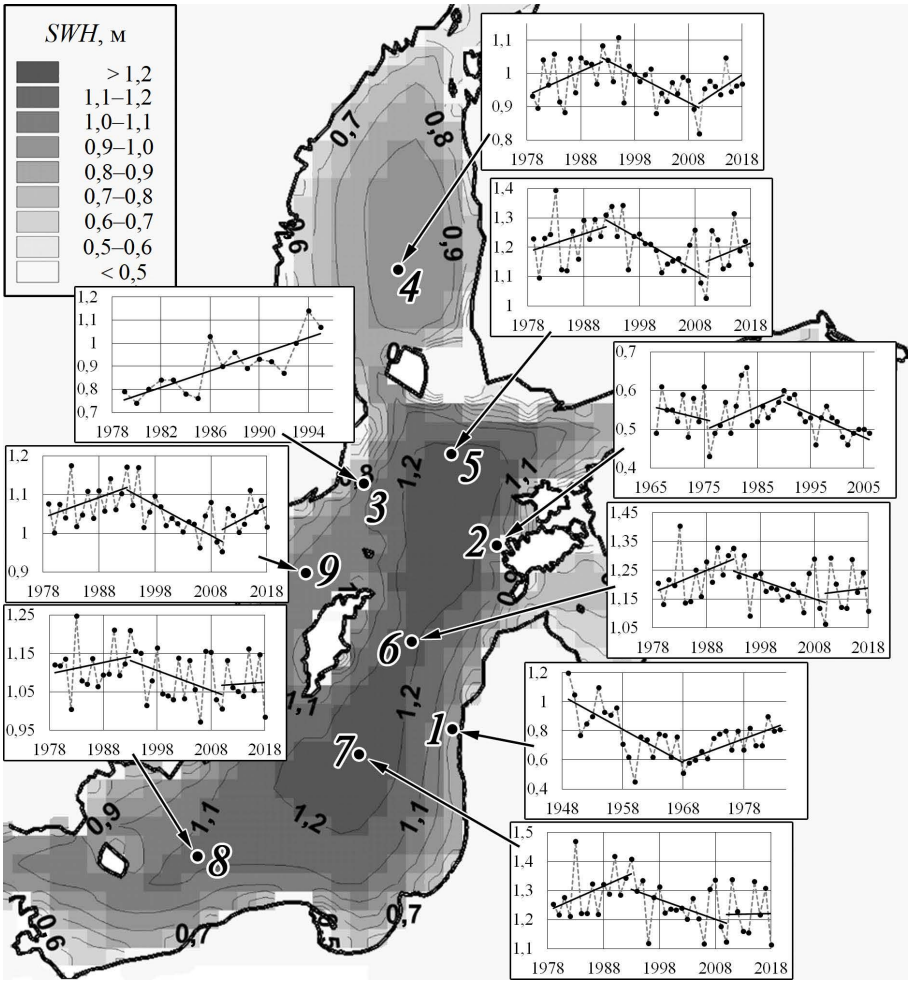
В работе [18] анализируются результаты моделирования волновой обстановки у южного побережья Швеции за 62 года (1959–2021). Отмечается, что межгодовая изменчивость среднегодовых энергий и направлений распространения волн находится в существенной корреляционной связи с зимними индексами *NAO* (усредненными за декабрь – март). Количественно статистическая связь измеряется коэффициентом корреляции Спирмена, который для различных точек в прибрежной зоне составляет 0,5–0,7.

Как видно по краткому обзору опубликованных работ, существование корреляционной связи параметров волнового режима на Балтике и *NAO* не вызывает сомнений, однако ряд вопросов остается открытым. К таким вопросам прежде всего можно отнести следующие: какой из вариантов усреднения индексов *NAO* показывает наилучшую корреляцию с параметрами волнения и какова степень влияния *NAO* на параметры волнения в рамках межгодовой и многолетней изменчивости.

В предыдущих работах авторов [8, 9] рассматривались параметры волнового режима Балтийского моря по результатам численного моделирования за период 1979–2018 гг., были выявлены временные тенденции изменения *SWH* в тех или иных областях и оценена статистическая значимость этих тенденций. Цель настоящего исследования – охватить период с 50-х гг. XX в. по 20-е гг. XXI в., выявить временные интервалы, когда среднегодовые *SWH* на Балтике имели тенденции к росту или снижению, оценить их статистическую значимость, а также попытаться определить характер статистической связи среднегодовых *SWH* с индексом *NAO*.

Материалы и методы

Данные, использованные для анализа. Рассмотрим динамику высот волн в Балтийском море. Расположение точек и временные серии среднегодовых *SWH*, использованные для анализа, показаны на рис. 1. Градации серого отражают информацию о пространственном распределении средних *SWH* (за период 1979–2018 гг.). Данные о временных сериях среднегодовых *SWH* в точках *1, 2* и *3* взяты из литературных источников [1, 5, 6], в точках *4–9* – являются результатами, полученными авторами. Рассмотрим более подробно методику получения данных для каждой из представленных на рис. 1 точек.



Р и с. 1. Многолетняя динамика высот волн в Балтийском море. Цветом и изолиниями показаны средние *SWH* в Балтийском море по данным численного моделирования за период 1979–2018 гг. [8, 9]. Белыми цифрами выделены точки, использованные для исследования. На врезках – временные серии среднегодовых *SWH* для каждой из точек и линейные аппроксимации для участков, которые можно считать условно монотонными при зрительном анализе

F i g. 1. Long-term dynamics of wave heights in the Baltic Sea. Color and isolines show the average *SWH* in the Baltic Sea based on numerical simulating data for 1979–2018 [8, 9]. White numerals highlight the points used in the study. Insets show the time series of annual average *SWH* for each point and the linear approximations for the areas that can be considered supposedly monotonic in visual analysis

Высоты волн у побережья Латвии в районе Лиепаи (точка *1* на рис. 1) оценивались по результатам визуальных наблюдений. В работе [6] представлены данные о среднегодовых *SWH*, полученных таким методом за период 1949–1984 гг. Эти материалы легли в основу построения временной серии на врезке для точки *1*. Для эстонских берегов (точка *2*) использовались результаты, представленные в работе [5]. Автор исследования проводил расчеты по полуэмпирической модели, основанной на зависимости высоты волн от длины их разгона. Для учета ветрового воздействия использовались данные метеостанции *Vilsandi*, расположенной вблизи западной оконечности о. Сааремаа. Расчеты среднегодовых *SWH* в этом районе были выполнены для периода 1966–2006 гг. Точка *3* отражает результаты пионерских инструментальных измерений *SWH* на Балтике, выполненных волновым регистратором *Almagrundet*, установленным в нескольких десятках километров от побережья Швеции. Результаты, описанные в работе [1], охватывают период 1979–1995 гг., они легли в основу построения временной серии для точки *3*.

Временные серии для точек *4–9* получены авторами с помощью спектральной волновой модели *MIKE* 21 *SW* [3] за 40-летний период 1979–2018 гг. Неструктурированная расчетная сетка охватывала все Балтийское море. Размер стороны треугольных элементов сетки изменялся от 2–3 до 10–15 км. Открытых границ модель не имела. Шаг по времени при выполнении расчетов регулировался моделью исходя из выполнения условия устойчивости, но не превышал 10 мин. Для учета ветрового воздействия использовались открытые данные реанализа *ERA-Interim* [4] на пространственной сетке в 1° по широте и долготе с временным шагом 6 ч. Калибровка и верификация модели проводились путем сравнения результатов расчетов с данными волновых буев, расположенных в различных частях Балтийского моря. Подробные сведения о настройках, калибровке и верификации модели, использованной для расчетов, приведены в [8, 9]. Выбор местоположения точек *4–9* из всего массива данных был обусловлен тем, что по модельным расчетам за период 1979–2018 гг. в них были получены максимальные значительные высоты волн для разных субрегионов Балтийского моря.

Анализ временной изменчивости среднегодовых высот волн. Анализ динамики среднегодовых *SWH* проводился путем исследования их временных серий в перечисленных выше точках Балтийского моря. Каждая из рассматриваемых временных серий подвергалась обработке, включающей три этапа.

На первом этапе зрительно выявлялись временные интервалы, когда зависимость среднегодовых *SWH* от времени условно можно было считать линейной. Аппроксимирующие их линейные функции показаны в виде отрезков прямых линий на врезках. Далее для каждого из выявленных интервалов с использованием непараметрического подхода определялся угловой коэффициент линейной аппроксимирующей функции (*Sen's slope* [19]) и оценивалась статистическая значимость потенциального временного тренда по критерию Манна –

[3] Spectral Wave Modelling. MIKE 21 Spectral Waves : [site]. URL: https://www.dhigroup.com/technologies/mikepoweredbydhi/mike-21-spectral-waves (date of access: 21.07.2024).

[4] ECMWF Reanalysis-Interim (ERA-Interim) : [datasets]. URL: https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era-interim (date of access: 12.07.2020).

Кендалла [20, 21]. Статистический анализ выполнялся в *Excel* с помощью надстройки *Real Statistics* [5] для уровня статистической значимости $\alpha = 0{,}1$ (90% вероятности). На последнем этапе статистические показатели для разных пространственных точек сравнивались и делались выводы о динамике среднегодовых *SWH* на том или ином временном интервале.

Оценка связи среднегодовых *SWH* с индексом *NAO*. Анализировалась корреляция временных серий среднегодовых *SWH* с временными сериями индекса *NAO* для всех точек, показанных на рис. 1. Значения индекса *NAO*, использованные в данной работе, представляют собой нормализованную разность давлений между метеостанциями Гибралтар и Рейкьявик (Исландия), они рассчитываются по методике из работы [22], а их среднемесячные значения доступны в открытой базе данных Центра прогноза климата США, опубликованной в Интернете [6]. Эти среднемесячные значения и являлись исходными данными для анализа связи *NAO* с высотой волны на Балтике.

В настоящем исследовании рассматривались как среднегодовые значения индекса *NAO*, так и его значения, усредненные для различных сочетаний месяцев с октября по март. Особое внимание холодным месяцам уделялось в связи с тем, что зимние процессы взаимодействия океана и атмосферы оказывают наибольшее влияние на циркуляцию атмосферы в последующие месяцы календарного года [23, 24; 10, с. 23]. Например, наиболее часто встречается усреднение индекса *NAO* для зимних месяцев, имеющее аббревиатуру *JFM* (январь, февраль, март), которое хорошо коррелирует с различными метеорологическими параметрами [25, 26]. В работах встречаются различные варианты усреднения за период октябрь – март [7] [27, 28].

Оценка связи осуществлялась путем расчета коэффициентов корреляции (КК) Пирсона и Спирмена [8]. Кроме того, была выполнена оценка статистической значимости рассчитанных коэффициентов корреляции для уровня $\alpha = 0{,}1$. Статистический анализ выполнялся в *Excel* с помощью надстройки *Real Statistics* [5].

Результаты и обсуждение

Анализ временной изменчивости среднегодовых *SWH*. Зрительный анализ (врезки на рис. 1) показывает, что участки снижения и роста среднегодовых *SWH* в Балтийском море чередуются. С 1950 г. до конца 60-х – начала 70-х гг. прошлого века наблюдается тенденция к снижению. Скорости снижения составляют от 5 (точка *2*) до 23 (точка *1*) мм/год. Данных, относящихся к этому периоду, очень мало, и получены они в основном методом визуальных

[5] Real Statistics Resource Pack software (Release 8.9.1) : computer program / developer Charles Zaiontz. 2023. URL: https://www.real-statistics.com (date of access: 20.07. 2024).

[6] URL: https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/nao.shtml (date of access: 20.03.2005).

[7] North Atlantic Oscillation (NAO) : [dataset] / Climatic Research Unit, University of East Anglia. URL: https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/nao/values.htm (date of access: 28.07.2024).

[8] Математическая статистика / Под ред. В. С. Зарубина, А. П. Крищенко. Москва : Издательство МГТУ имени Н. Э. Баумана, 2001. С. 240.

наблюдений. Поэтому результаты достаточно субъективны и не очень надежны.

С конца 60-х – начала 70-х гг. наблюдается тенденция к росту среднегодовых *SWH*, что подтверждается временными сериями во всех точках. Темпы роста составляют от 6 (точка *9*) до 17 (точка *3*) мм/год. Здесь данных уже существенно больше. Они получены как визуальными, так и более объективными методами – с помощью инструментальных измерений и математического моделирования.

С начала 90-х гг. прошлого века и примерно до 2010 г. снова проявляется тенденция к снижению среднегодовых *SWH*. Такой вывод основывается как на результатах расчетов авторов (точки *4–9*), так и на результатах моделирования из работы [5] для точки *2*. Скорости снижения изменяются от 4 мм/год для точки *8* до 13 мм/год для точки *5*. Предположительно с 2010 г. снова начинается фаза роста, однако, поскольку охватываемый данными период ограничивается 2018 г., делать выводы о темпах роста некорректно: период слишком короткий для анализа.

Таблица 1
Table 1

Скорость изменения среднегодовых *SWH* для тех периодов, когда временные тренды можно считать статистически значимыми на уровне α = 0,1 (90% вероятности)
Rate of the annual average *SWH* change for the periods when the time trends can be considered statistically significant at level α = 0.1 (90% probability)

Точка / Point	Период / Period	Тренд значим при α = 0,1 / Trend is significant at α = 0.1	Значение тренда, мм/год / Trend value, mm/year
1	1949–1968	да / yes	–23,0
	1968–1985	да / yes	15,0
2	1966–1976	нет / no	–
	1976–1990	да / yes	7,5
	1990–2006	да / yes	–6,0
3	1979–1995	да / yes	17,0
4	1979–1992	нет / no	–
	1992–2010	да / yes	–8,6
	2010–2018	нет / no	–
5	1979–1992	да / yes	6,9
	1992–2010	да / yes	–13,0
	2010–2018	нет / no	–
6	1979–1993	да / yes	8,8
	1993–2010	да / yes	–9,5
	2010–2018	нет / no	–
7	1979–1993	да / yes	9,0
	1993–2010	да / yes	–8,3
	2010–2018	нет / no	–
8	1979–1993	нет / no	–
	1993–2010	да / yes	–4,2
	2010–2018	нет / no	–
9	1979–1993	да / yes	5,9
	1993–2010	да / yes	–7,6
	2010–2018	нет / no	–

Подводя итог, можно предположить, что фазы роста и снижения среднегодовых *SWH* на Балтике имеют продолжительность ~ 20 лет: с 1950 по 1970 г. – снижение, с 1970 по 1990 г. – рост, с 1990 по 2010 г. – снижение. Темпы изменения среднегодовых *SWH* пространственно разнятся и могут составлять ~ 5–20 мм/год.

Кроме расчетов темпов изменения среднегодовых *SWH* были выполнены оценки статистической значимости временных трендов для каждого из рассматриваемых временных интервалов. Расчеты выполнялись для уровня $\alpha = 0{,}1$. Статистическая значимость потенциального временного тренда оценивалась непараметрическим методом Манна – Кендалла [20, 21], а значение тренда – по формуле Сена (*Sen's slope*) [19]. Результаты расчетов представлены в табл. 1.

Период до середины 70-х гг. показан в табл. 1 лишь точками *1* (побережье Балтики у Лиепаи, визуальные наблюдения) и *2* (западная оконечность о. Сааремаа; модель, основанная на длине разгона волн). Видно, что для периода снижения *SWH* с 1950 г. до начала – середины 70-х гг. тренд в точке *1* статистически значим, в точке *2* – нет. Отсутствие статистической значимости в точке *2* объясняется, прежде всего, очень коротким временным отрезком, охватываемым данными (10 лет потенциального снижения в период 1966–1976 гг.). Для периода роста с 70-х по 90-е гг. имеются данные во всех рассматриваемых точках. Почти везде тренд статистически значим. Исключения составляют точки *4* (Ботническое море) и *8* (Борнхольмский бассейн). С начала 90-х гг. снова наблюдается тенденция к снижению *SWH*, которая статистически значима во всех точках, охватываемых данными (все точки, кроме *1* и *3*). Для периода после 2010 г. наблюдается слабая тенденция к росту *SWH* и тренды статистически не значимы в связи с коротким временным интервалом, охватываемым данными (8 лет до 2018 г.).

Оценка связи среднегодовых *SWH* с индексом *NAO*. Для оценки связи выполнялись расчеты коэффициентов корреляции между временными сериями среднегодовых *SWH* и индексов *NAO*, усредненных на различных временных интервалах. Временные серии не разбивались на отрезки условной монотонности, как при анализе трендов, а бралась вся имеющаяся в точке временная серия целиком. Результаты корреляционного анализа представлены в табл. 2. Уровень статистической достоверности приведенных КК различается: для минимальных величин КК *p*-значение (*p-value*) не превышает 0,1 (т. е. вероятность существования статистической связи более 90%), для относительно высоких КК (~ 0,5 и более) *p*-значение составляет 0,001 и менее (99,9% вероятности).

Из табл. 2 видно, что для каждой из временных серий имеется хотя бы один вариант усреднения индексов *NAO*, при котором связь со среднегодовыми *SWH* является статистически значимой на уровне $\alpha = 0{,}1$. Наибольшие значения КК выделены жирным шрифтом и составляют 0,3–0,6. Чаще всего (во всех случаях, кроме точки *2*) наибольшие значения КК соответствуют пе-

риоду усреднения индекса *NAO* с января по март (*JFM*). Этот результат совпадает с практикой использования данного интервала усреднения в научных исследованиях. Например, на сайте Центра прогноза климата США именно этому типу усреднения, как никакому другому, посвящена отдельная страница [9].

Таблица 2
Table 2

Коэффициенты корреляции Пирсона и Спирмена, статистически значимые для уровня α = 0,1 (90% вероятности)
Pearson and Spearman correlation coefficients statistically significant at level α = 0.1 (90% probability)

Точка / Point	Период / Period	КК / CC	Y	*JFM*	*ONDJFM*	*DJFM*	*NDJFM*
1	1949–1976	Пирсона (П.) / Pearson (P.)	–	**0,31**	–	–	–
		Спирмена (С.) / Spearman (S.)	–	**0,29**	–	–	–
2	1966–2006	П. / P.	0,29	-	0,29	**0,29**	–
		С. / S.	0,33	-	0,32	**0,34**	–
3	1979–1995	П. / P.	–	**0,56**	–	–	–
		С. / S.	–	**0,58**	0,48	–	0,47
4	1979–2018	П. / P.	0,41	**0,60**	0,31	–	–
		С. / S.	0,33	**0,53**	–	–	–
5	1979–2018	П. / P.	0,40	**0,60**	0,41	0,32	0,34
		С. / S.	0,40	**0,51**	0,37	0,31	0,30
6	1979–2018	П. / P.	0,32	**0,54**	0,33	–	–
		С. / S.	0,35	**0,49**	0,29	–	–
7	1979–2018	П. / P.	0,29	**0,51**	0,29	–	–
		С. / S.	0,34	**0,47**	–	–	–
8	1979–2018	П. / P.	–	**0,40**	–	–	–
		С. / S.	–	**0,39**	–	–	–
9	1979–2018	П. / P.	0,34	**0,53**	0,37	0,28	0,28
		С. / S.	0,35	**0,47**	0,37	0,30	0,27

Примечание. В столбце «Y» указаны КК между среднегодовыми *SWH* и среднегодовыми индексами *NAO*. Остальные столбцы содержат значения КК между среднегодовыми *SWH* и индексами *NAO*, усредненными для различных сочетаний холодных месяцев года: *O* – октябрь, *N* – ноябрь, *D* – декабрь, *J* – январь, *F* – февраль, *M* – март.

Note. The «Y» column indicates the CCs between the annual average *SWH* and the annual average *NAO* indices. The remaining columns contain the CC values between the annual average *SWH* and the *NAO* indices averaged for different combinations of cold months of a year: *O* – October, *N* – November, *D* – December, *J* – January, *F* – February, *M* – March.

Итак, расчеты показали, что межгодовые вариации *NAO* и среднегодовых *SWH* находятся в статистически значимой корреляционной связи. Второй момент, который важно было выяснить, какая статистическая связь более существенна – для годовых данных или данных с большим временным осреднением. С целью такой проверки дополнительно были рассчитаны КК между

[9] URL: https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/pna/JFM_season_nao_index.shtml (date of access: 20.03.2005).

скользящими пятилетними средними для индексов *NAO* и среднегодовых *SWH*. Расчеты проводились во всех точках для тех случаев усреднения индексов *NAO*, которые дали наибольшие значения КК при анализе межгодовой изменчивости. Результаты сравнения корреляционной связи представлены в табл. 3.

Таблица 3
Table 3

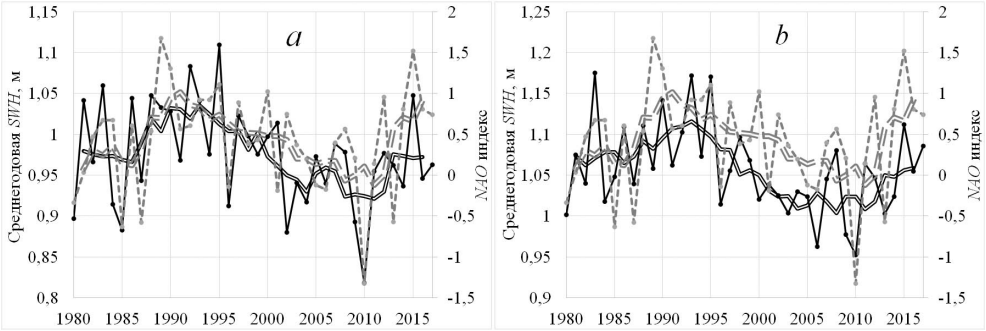
Коэффициенты корреляции Пирсона и Спирмена между ежегодными значениями индекса *NAO* и среднегодовыми *SWH*, а также между их скользящими пятилетними средними
Pearson and Spearman correlation coefficients between the *NAO* index annual values and the *SWH* annual average values, as well as between their five-year moving averages

Точка / Point	Период / Period	КК / CC	Ежегодные значения / Annual values	Пятилетние средние / Five-year averages
1	1949–1976	Пирсона (П.) / Pearson (P.)	**0,31**	0,22
	(*JFM*)	Спирмена (С.) / Spearman (S.)	0,29	**0,38**
2	1966–2006	П. / P.	0,29	**0,36**
	(*DJFM*)	С. / S.	0,34	**0,41**
3	1979–1995	П. / P.	0,56	**0,71**
	(*JFM*)	С. / S.	0,58	**0,72**
4	1979–2018	П. / P.	0,60	**0,83**
	(*JFM*)	С. / S.	0,53	**0,82**
5	1979–2018	П. / P.	0,60	**0,76**
	(*JFM*)	С. / S.	0,51	**0,73**
6	1979–2018	П. / P.	0,54	**0,65**
	(*JFM*)	С. / S.	0,49	**0,58**
7	1979–2018	П. / P.	0,51	**0,58**
	(*JFM*)	С. / S.	0,47	**0,51**
8	1979–2018	П. / P.	0,40	**0,54**
	(*JFM*)	С. / S.	0,39	**0,50**
9	1979–2018	П. / P.	0,53	**0,73**
	(*JFM*)	С. / S.	0,47	**0,71**

Примечание. В столбце «Период» указан использованный вариант усреднения индекса *NAO*.
Note. The “Period” column specifies the option used for averaging the *NAO* index.

Из табл. 3 видно, что во всех случаях, кроме КК Пирсона для точки *1*, КК для пятилетних средних больше, чем для годовых данных, т. е. межгодовые вариации *SWH* статистически менее значимо связаны с аналогичными вариациями *NAO*, чем более долгопериодные. Что касается пространственного распределения, обращает на себя внимание тот факт, что КК для точек в открытом море выше, чем для точек вблизи побережья. Кроме того, по-видимому, связь *SWH* с североатлантическим колебанием увеличивается с юга на север: самые высокие КК рассчитаны для точек *3*, *4*, *5* и *9*, причем для самой северной точки *4* в Ботническом море связь самая сильная.

Связь *SWH* и *NAO* по годам, а также влияние пятилетнего усреднения на КК иллюстрирует рис. 2. Точки *4* и *9* выбраны в связи с тем, что для них разница между годовыми и пятилетними КК максимальна, 0,2 или выше.



Р и с. 2. Осредненные среднегодовые *SWH* и индекс *NAO* с января по март (*JFM*) за период 1980–2017 гг. в точках *4* (*a*) и *9* (*b*). *SWH*: среднегодовые значения – тонкая сплошная линия, скользящее пятилетнее среднее – двойная сплошная линия; индекс *NAO* (*JFM*): ежегодный – штриховая линия, скользящее пятилетнее среднее – двойная штриховая линия

F i g. 2. Annual average *SWH* and *NAO* index averaged from January to March (*JFM*) for 1980–2017 at points *4* (*a*) and *9* (*b*). *SWH*: annual average values are indicated by a thin solid line, and 5-year moving average – by a double solid line; *NAO* index (*JFM*): annual value is indicated by a dashed line, and 5-year moving average – by a double dashed line

Из рис. 2 видно, что в значительной степени колебания среднегодовых *SWH* повторяют колебания годовых индексов *NAO*, что подтверждают и достаточно высокие КК для их межгодовых вариаций. Если сравнивать скользящие средние, то легко заметить, что до начала 90-х гг. наблюдается рост как индексов *NAO*, так и среднегодовых *SWH*. С начала 90-х гг. примерно до 2010 г. имеет место снижение как среднегодовых *SWH*, так и индексов *NAO*. Наконец, после 2010 г. наблюдаются тенденции к росту обоих параметров. Анализируя результаты, представленные на рис. 2 и в табл. 3, можно заключить, что индексы *NAO* и среднегодовые *SWH* коррелируют как в рамках межгодовой изменчивости, так и на более длительных временных интервалах.

Принимая во внимание коэффициент детерминации (квадрат величины коэффициента корреляции), показывающий в общем виде, какую часть изменчивости анализируемой переменной (характеристика волнения) можно объяснить с помощью регрессионной модели ее зависимости от фактора *NAO*, приходим к выводу, что в нашем случае влияние *NAO* может объяснить ~ 30–65% изменчивости волновых характеристик как в рамках межгодовой динамики, так и на более продолжительных временных отрезках.

Авторы данной работы не делают попытки физического объяснения механизма воздействия *NAO* на высоту волн в Балтийском море. В работе оценена связь и, главное, проведена оценка ее статистической значимости, что позволяет, опираясь на эти оценки, обсуждать возможные механизмы связи (или заявлять о их незначительности).

Выводы

1. Тенденции к росту и снижению среднегодовых *SWH* в Балтийском море чередуются. Продолжительность каждой из фаз условной монотонности составляет ~ 20 лет. За период с середины XX в. до 20-х гг. XXI в. тенденции сменились три раза.

2. Отмеченные тенденции являются статистически значимыми на уровне $\alpha = 0{,}1$ (90% вероятности) по крайней мере в некоторых точках моря. Скорости изменения среднегодовых *SWH* малы и могут составлять 5–20 мм/год в зависимости от пространственного положения точек.

3. Корреляционная связь между индексом *NAO* и среднегодовыми высотами волн статистически значима на уровне как минимум 90% вероятности, но не высока. Этим влиянием можно объяснить ~ 30–65% изменения волновых характеристик как в рамках межгодовой изменчивости, так и на более продолжительных временных отрезках.

4. Предпочтительным вариантом усреднения индекса *NAO*, обеспечивающим наибольшую корреляцию со среднегодовыми *SWH*, в большинстве случаев является усреднение с января по март (*JFM*).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Trends and extremes of wave fields in the north-eastern part of the Baltic Proper / B. Broman [et al.] // Oceanologia. 2006. Vol. 48. P. 165–184.
2. Режим, диагноз и прогноз ветрового волнения в океанах и морях / Под ред. Е. С. Нестерова. Москва : Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации, 2013. 292 с.
3. *Tuomi L., Kahma K. K., Pettersson H.* Wave hindcast statistics in the seasonally ice-covered Baltic Sea // Boreal Environment Research. 2011. Vol. 16, iss. 6. P. 451–472.
4. *Soomere T.* Numerical simulations of wave climate in the Baltic Sea: a review // Oceanologia. 2023. Vol. 65, iss. 1. P. 117–140. https://doi.org/10.1016/j.oceano.2022.01.004
5. *Suursaar Ü., Kullas T.* Decadal variations in wave heights near the Cape Kelba, Saaremaa Island, and their relationships with changes in wind climate // Oceanologia. 2009. Vol. 51, iss. 1. P. 39–61. https://doi.org/:10.5697/oc.51-1.039
6. *Soomere T.* Extending the observed Baltic Sea wave climate back to the 1940s // Journal of Coastal Research. 2013. Vol. 65, sp. iss. 2. P. 1969–1974. https://doi.org/10.2112/SI65-333.1
7. *Cieślikiewicz W., Paplińska-Swerpel B., Soares C. G.* Multi-Decadal Wind Wave Modelling over the Baltic Sea // Coastal Engineering : Proceedings of the 29th International Conference. Lisbon, Portugal : World Scientific Publishing Company, National Civil Engineering Laboratory, 2005. P. 778–790. https://doi.org/10.1142/9789812701916_0062
8. *Соколов А. Н., Чубаренко Б. В.* Временна́я изменчивость параметров ветровых волн в Балтийском море за период 1979–2018 годов по результатам численного моделирования // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36, № 4. С. 383–395. EDN SGVSPH. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2020-4-383-395
9. *Sokolov A., Chubarenko B.* Baltic sea wave climate in 1979–2018: Numerical modelling results // Ocean Engineering. 2024. Vol. 297. 117088. https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2024.117088
10. *Нестеров Е. С.* Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. Москва : ООО «Триада», 2013. 127 с. EDN UYJKZB.
11. *Bacon S., Carter D. J. T.* A connection between mean wave height and atmospheric pressure gradient in the North Atlantic // International Journal of Climatology. 1993. Vol. 13, iss. 4. P. 423–436. https://doi.org/10.1002/joc.3370130406
12. *Bauer E.* Interannual changes of the ocean wave variability in the North Atlantic and in the North Sea // Climate Research. 2001. Vol. 18, iss. 1–2. P. 63–69. https://doi.org/10.3354/cr018063
13. *Woolf D. K., Challenor P. G., Cotton P. D.* Variability and predictability of the North Atlantic wave climate // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2002. Vol. 107, iss. C10. 3145. https://doi.org/10.1029/2001JC001124

14. *Dodet G., Bertin X., Taborda R.* Wave climate variability in the North-East Atlantic Ocean over the last six decades // Ocean Modelling. 2010. Vol. 31, iss. 3–4. P. 120–131. https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2009.10.010

15. *Różyński G.* Long-term evolution of Baltic Sea wave climate near a coastal segment in Poland; its drivers and impacts // Ocean Engineering. 2010. Vol. 37, iss. 2–3. P. 186–199. https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2009.11.008

16. *Surkova G. V., Arkhipkin V. S., Kislov A. V.* Atmospheric circulation and storm events in the Baltic Sea // Open Geosciences. 2015. Vol. 7, iss. 1. 20150030. https://doi.org/10.1515/geo-2015-0030

17. Long-term Statistics of Storms in the Baltic, Barents and White Seas and Their Future Climate Projections / S. Myslenkov [et al.] // Geography, Environment, Sustainability. 2018. Vol. 11, iss. 1. P. 93–112. https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-11-1-93-112

18. Spatial and temporal wave climate variability along the south coast of Sweden during 1959–2021 / A. Adell [et al.] // Regional Studies in Marine Science. 2023. Vol. 63. 103011. https://doi.org/10.1016/j.rsma.2023.103011

19. *Sen P. K.* Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's Tau // Journal of the American Statistical Association. 1968. Vol. 63, iss. 324. P. 1379–1389. https://doi.org/10.1080/01621459.1968.10480934

20. *Mann H. B.* Nonparametric Tests Against Trend // Econometrica. 1945. Vol. 13, iss. 3. P. 245–259. https://doi.org/10.2307/1907187

21. *Kendall M. G.* Rank Correlation Methods. London : Charles Griffin, 1975. 202 p.

22. *Jones P. D., Jonsson T., Wheeler D.* Extension to the North Atlantic oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland // International Journal of Climatology. 1997. Vol. 17, iss. 13. P. 1433–1450. https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(19971115)17:13%3C1433::AID-JOC203%3E3.0.CO;2-P

23. *Hurrell J. W.* Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation // Science. 1995. Vol. 269, iss. 5224. P. 676–679. https://doi.org/10.1126/science.269.5224.676

24. *Rodwell M. J., Rowell D. P., Folland C. K.* Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate // Nature. 1999. Vol. 398. P. 320–323. https://doi.org/10.1038/18648

25. *Post E., Stenseth N. C.* Climatic Variability, Plant Phenology, and Northern Ungulates // Ecology. 1999. Vol. 80, iss. 4. P. 1322–1339. https://doi.org/10.1890/0012-9658(1999)080[1322:CVPPAN]2.0.CO;2

26. *D'Odorico P., Yoo J. C., Jaeger S.* Changing Seasons: An Effect of the North Atlantic Oscillation? // Journal of Climate. 2002. Vol. 15, iss. 4. P. 435–445. https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<0435:CSAEOT>2.0.CO;2

27. *Kolstad E. W., O'Reilly C. H.* Causal oceanic feedbacks onto the winter NAO // Climate Dynamics. 2024. Vol. 62, iss. 5. P. 4223–4236. https://doi.org/10.1007s00382-024-07128-y

28. *Zhang W., Jiang F.* Subseasonal Variation in the Winter ENSO-NAO Relationship and the Modulation of Tropical North Atlantic SST Variability // Climate. 2023. Vol. 11, iss. 2. 47. https://doi.org/10.3390/cli11020047

Об авторах:

Соколов Андрей Николаевич, старший научный сотрудник, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Атлантическое отделение (236022, Россия, г. Калининград, пр. Мира, д. 1); доцент, Балтийский федеральный университет имени Иммануила Канта (236016, Россия, г. Калининград, ул. А. Невского, д. 14), кандидат технических наук, доцент, **ResearcherID: B-4523-2017**, **Scopus Author ID: 56998131000**, **ORCID ID: 0000-0002-7593-9739**, **SPIN-код: 2884-6132**, tengritag@gmail.com

Чубаренко Борис Валентинович, заведующий лабораторией, ведущий научный сотрудник, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Атлантическое отделение (236022, Россия, г. Калининград, пр. Мира, д. 1), кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, **ResearcherID: I-6118-2016**, **Scopus Author ID: 6507102508**, **ORCID ID: 0000-0001-7988-1717**, **SPIN-код: 2691-5872**, chuboris@mail.ru

Научная статья

УДК 556
EDN: TGBETI

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

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

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

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

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

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

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

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

Original article

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

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

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

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

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

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

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

Введение

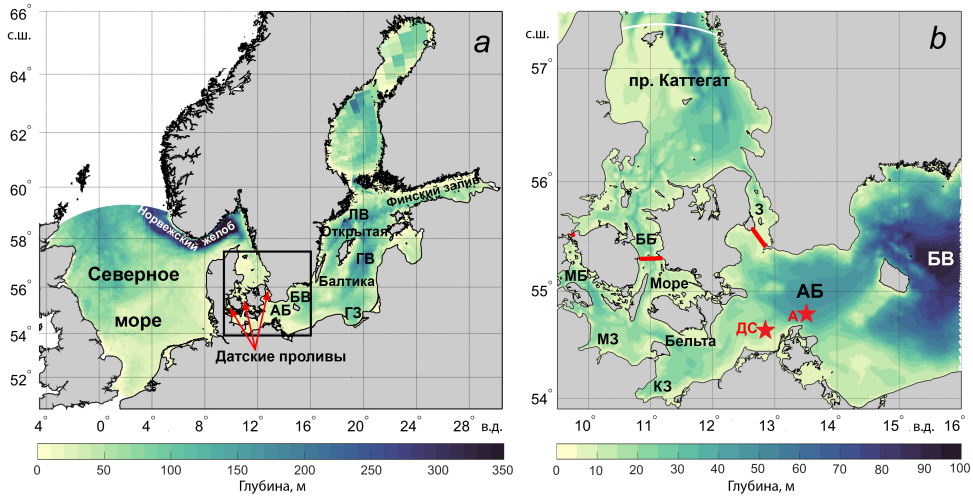
Большими балтийскими затоками (ББЗ) называют нерегулярные внедрения в Балтийское море продолжительностью 6–29 сут экстремально больших объемов североморских вод, от 90 до 258 км^3, которые проникают в глубоководные районы открытой Балтики (рис. 1), оказывая благоприятное влияние на экологическое состояние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

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

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

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

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



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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Данные и методы

Описание модели

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

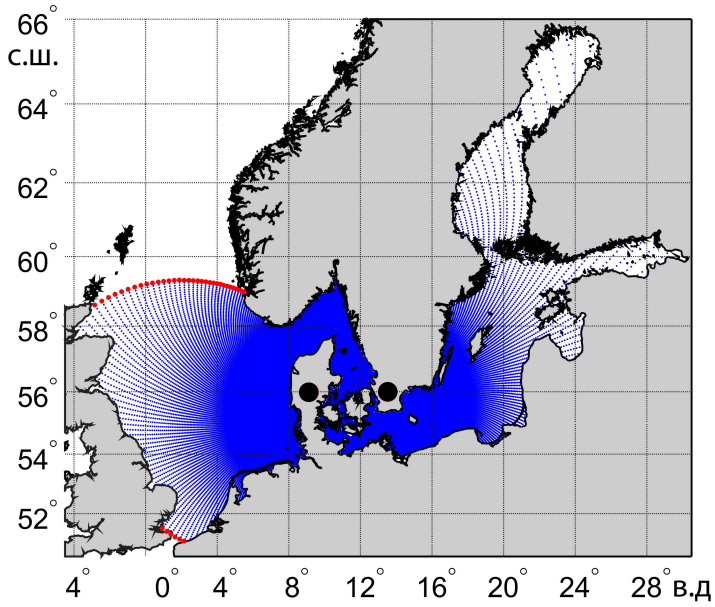
В основе *INMOM* лежит полная система нелинейных примитивных уравнений гидродинамики океана в сферических координатах в приближениях гидростатики и Буссинеска. В качестве вертикальной координаты используется безразмерная величина $\sigma = (z - \zeta)/(H - \zeta)$, где z – обычная вертикальная координата;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

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

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

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

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



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

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

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

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

Начальные и граничные условия

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

---

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Затем рассчитывался суммарный коэффициент корреляции:

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

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

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

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

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

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

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

Лагранжевы траектории рассчитывались при помощи уравнения адвекции

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

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

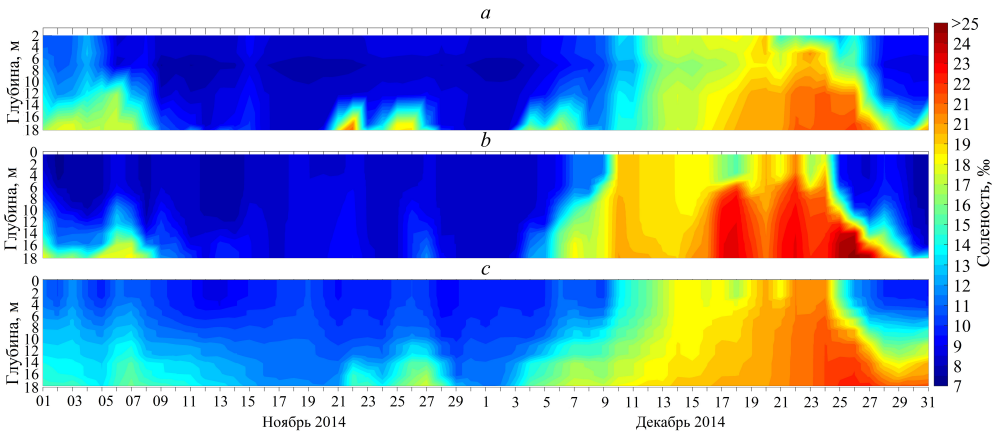
где u и v – это угловые компоненты скорости течений, рассчитанные с помощью модели *INMOM* в предпоследнем σ-слое по глубине; φ и λ обозначают широту и долготу соответственно. Угловые скорости используются для упрощения уравнения движения на сфере. Значения скорости внутри ячеек сетки рассчитывались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

Результаты и обсуждение

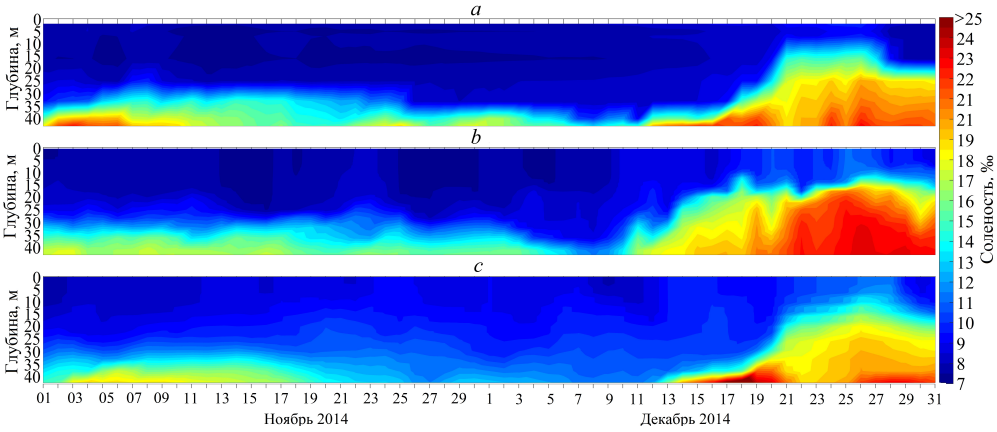
Сравнение измеренных и рассчитанных по модели INMOM и реанализу BSPAF значений солености и течений

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

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



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



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

Таблица 1
Table 1

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Таблица 2
Table 2

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

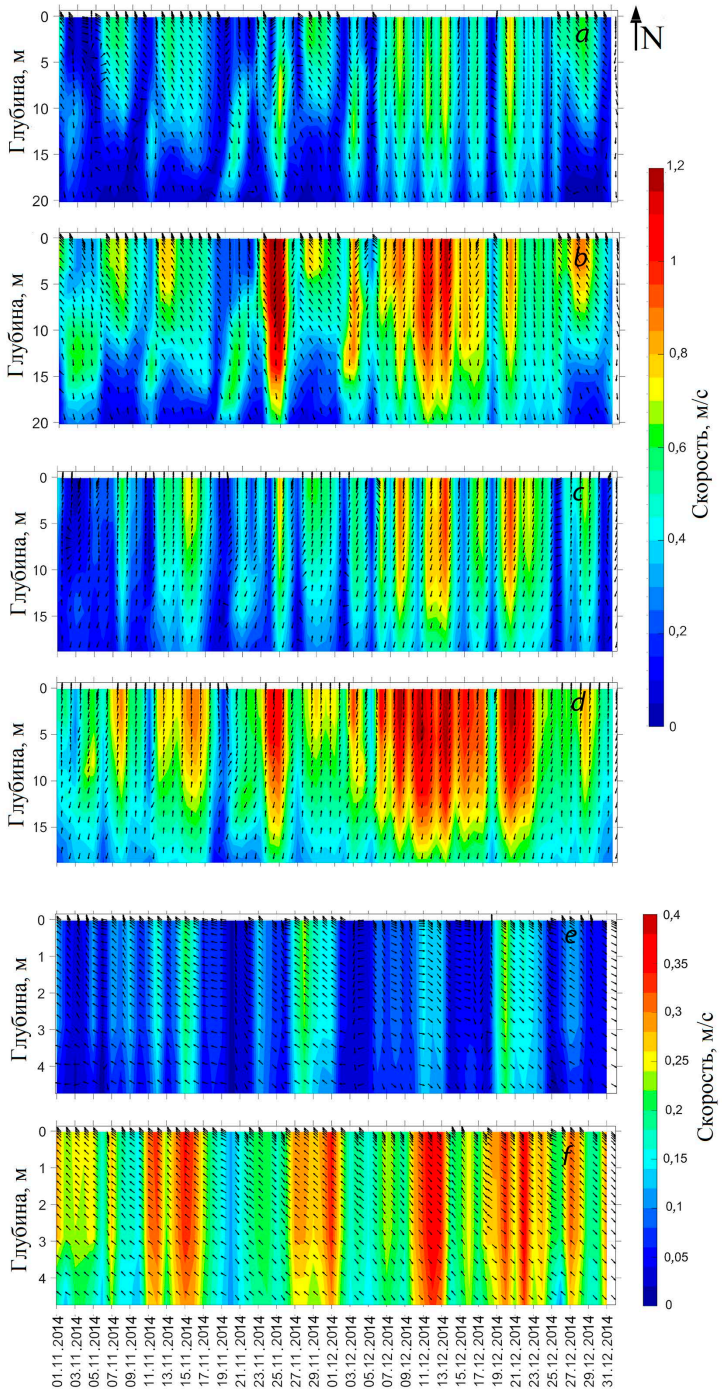
Особенности изменчивости течений в Датских проливах в период формирования ББЗ по результатам моделирования

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

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

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

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

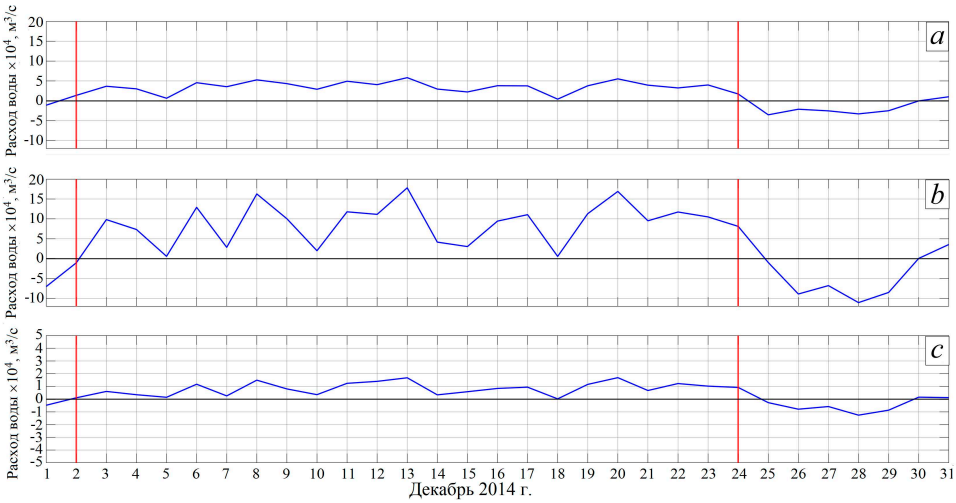


Р и с. 5. Временной ход среднесуточных (*a*, *c*, *e*) и максимальных за сутки (*b*, *d*, *f*) векторов скорости течений на разных горизонтах, рассчитанных по модели *INMOM*, в проливах Зунд (*a*, *b*), Большой Бельт (*c*, *d*) и Малый Бельт (*e*, *f*) с 01.11.2014 по 31.12.2014 (см. рис. 1, *b*)

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

Оценки транспорта вод через Датские проливы во время ББЗ

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



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

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

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

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

Таблица 3
Table 3

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

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

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

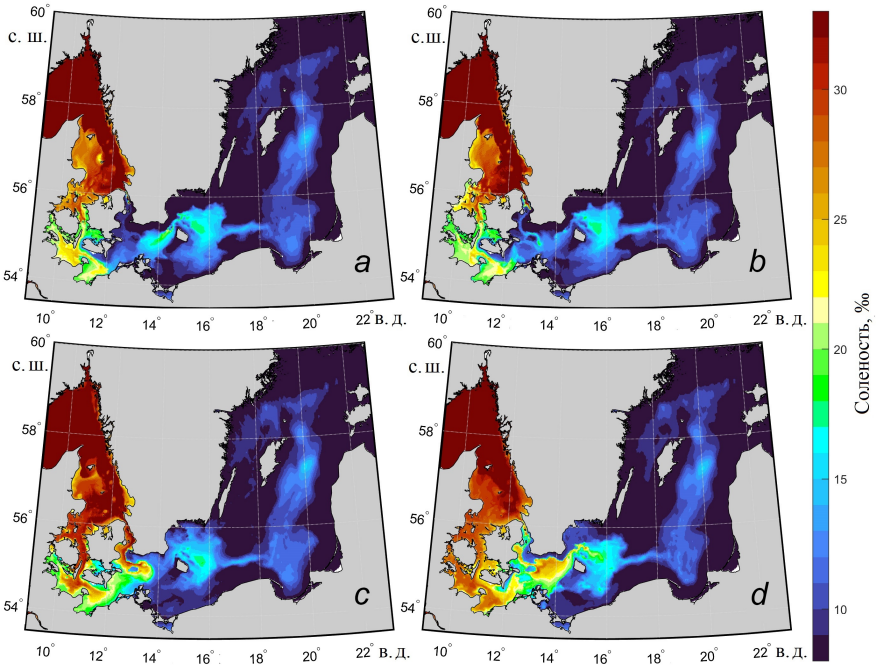
Поля придонной солености в основные периоды ББЗ

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

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

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

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



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

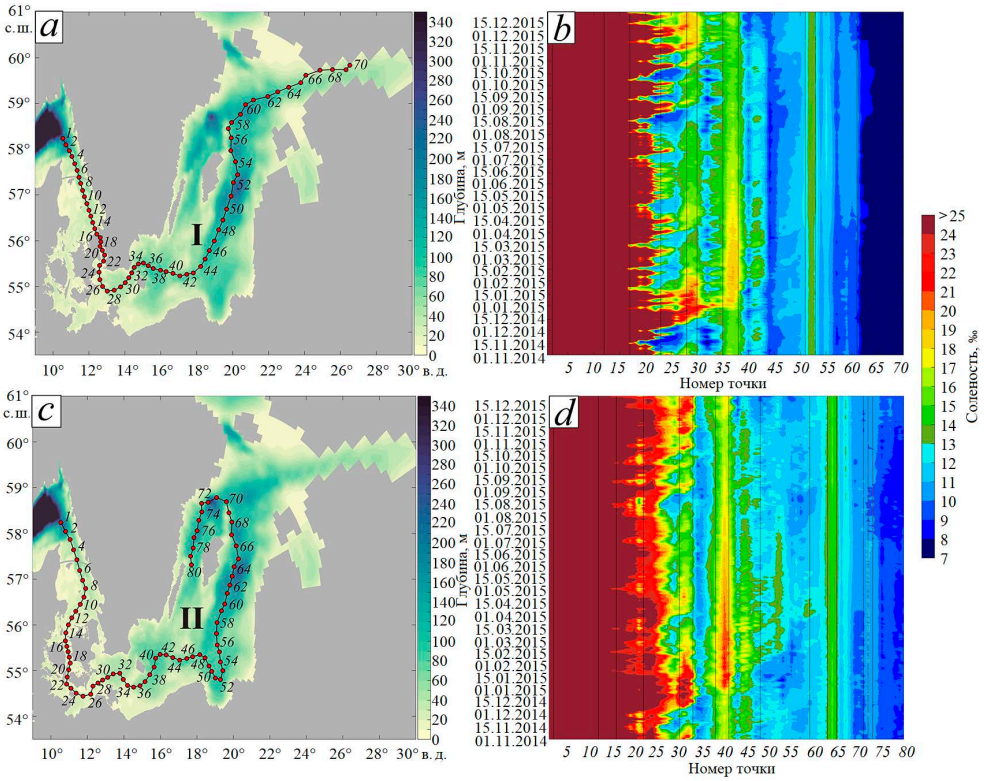
F i g. 7. Bottom salinity in four periods of the 2014 MBI formation: *a* – period of the Baltic water outflow on 16.11.2014; *b* – period preceding the inflow on 01.12.2014; *c* – main period of inflow on 12.12.2014; *d* – post-inflow period on 29.12.2014

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

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

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

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



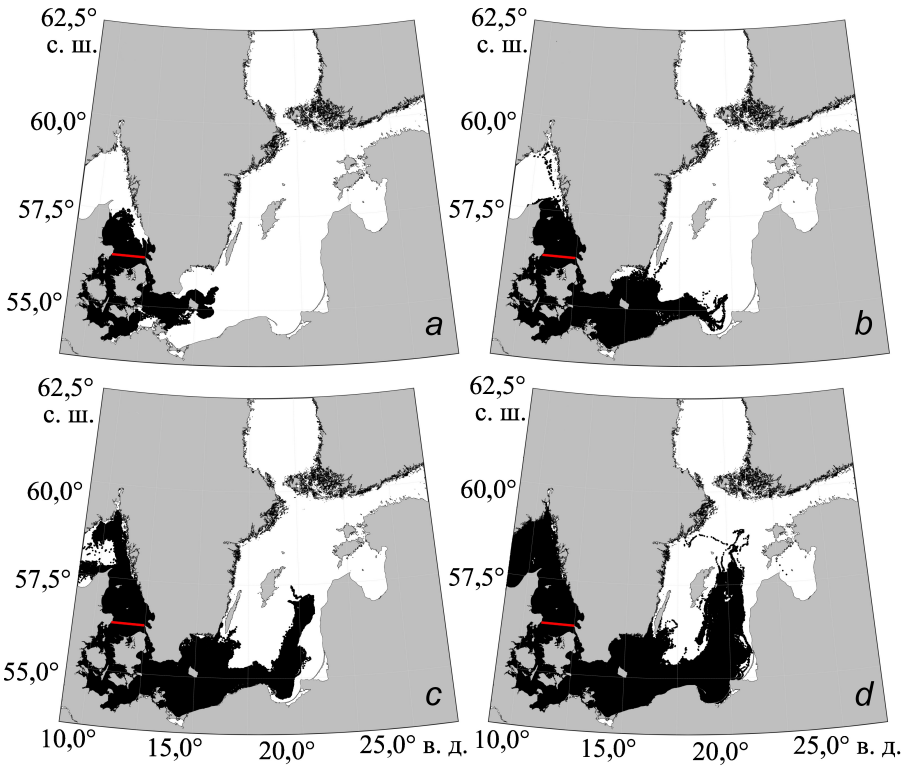
Р и с. 8. Временна́я изменчивость солености воды в слое над дном, по данным модели *INMOM*, на двух разрезах: I (*a*, *b*) и II (*c*, *d*) – с 1 ноября 2014 г. по 31 декабря 2015 г.
F i g. 8. Temporal variability of water salinity in the layer above the bottom on two sections: I (*a*, *b*) и II (*c*,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

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

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

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

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



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

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

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

Выводы

Результаты проведенного исследования позволяют сделать следующие основные выводы:

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

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

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

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

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

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

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

27. *Brydon D., Sun S., Bleck R.* A new approximation of the equation of state for seawater, suitable for numerical ocean models // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1999. Vol. 104, iss. C1. P. 1537–1540. https://doi.org/10.1029/1998JC900059

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Об авторах:

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

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

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

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

Научная статья

УДК 551.46
EDN: RQUBHJ

Гранулометрические характеристики донных наносов сублиторальной области Южного берега Крыма в районе Лименской бухты

А. В. Багаев ✉, К. И. Гуров, С. А. Нуриев

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
✉ *a.bagaev1984@gmail.com*

Поступила в редакцию 18.07.2024; одобрена после рецензирования 12.09.2024;
принята к публикации 29.01.2025.

Аннотация
Цель. Получение современных точных сведений об особенностях рельефа дна и гранулометрическом составе донных наносов на участке Южного берега Крыма в районе Лименской бухты – цель настоящей работы.
Методы и результаты. Отбор проб поверхностного слоя донных наносов (0–5 см) осуществлялся в сентябре 2022 г. с помощью дночерпателя Петерсона. Для исследования гранулометрического состава донных наносов применялся метод декантации и рассеивания. Гидроакустические исследования подводного рельефа проводились с борта маломерных судов Морского гидрофизического института и Черноморского гидрофизического подспутникового полигона в 2022 и 2023 гг. Использовался прибор *Lowrance Elite FS*7 со встроенным однолучевым эхолотом (200 кГц) для определения глубины места, гидролокатором бокового обзора (455/800 кГц), а также с приемником глобальной спутниковой навигационной системы для определения координат. Отмечено, что в настоящее время дно моря в прибрежной части и в сублиторальной окрестности Лименской бухты покрыто осадочным материалом неоднородного состава с неравномерным распределением по пространству. В самой мелководной части (0–10 м) распространены валунно-галечные формы наносов, активно перемещаемые в результате штормового воздействия и антропогенной деятельности.
Выводы. Преобладание гравийной фракции в западной и восточной частях исследованного полигона объясняется обвальным типом берегов. На более глубоких участках (10–15 м) акватории Лименской бухты дно покрыто в основном хорошо сортированными песчаными наносами. На глубинах более 20 м возрастает доля илистой фракции, что согласуется с исследованными ранее особенностями общей динамики фракций наносов на данном участке. Расшифровка результатов гидроакустического сканирования поверхности в прибрежной зоне позволила очертить границы валунно-галечной области и оценить преобладающие размеры на различных участках дна.

Ключевые слова: Черное море, сублитораль, Лименская бухта, донные наносы, гранулометрический состав, рельеф дна

Благодарности: работа выполнена в рамках темы государственного задания ФГБУН ФИЦ МГИ FNNN-2024-0016 «Прибрежные исследования». Авторы благодарят Е. М. Лемешко, В. В. Никишина, С. В. Щербаченко, Л. В. Вержевскую, В. А. Кальпу, Е. А. Котельянец за помощь в организации и проведении экспедиционных исследований.

Для цитирования: *Багаев А. В., Гуров К. И., Нуриев С. А.* Гранулометрические характеристики донных наносов сублиторальной области Южного берега Крыма в районе Лименской бухты // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 2. С. 213–228. EDN RQUBHJ.

Original article

Granulometric Characteristics of Bottom Sediments in the Sublittoral Region of the Southern Coast of Crimea in the Area of Limenskaya Bay

A. V. Bagaev ✉, K. I. Gurov, S. A. Nuriev

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
✉ *a.bagaev1984@gmail.com*

Abstract
Purpose. The purpose of the study consists in obtaining modern accurate data on the bottom relief features and the granulometric composition of bottom sediments in the Limenskaya Bay region of the Southern coast of Crimea.
Methods and Results. The samples of the bottom sediments surface layer (0–5 cm) were taken using the Peterson grab sampler in September 2022. The granulometric composition of bottom sediments was studied using the decantation and scattering method. The hydroacoustic research of underwater relief was performed from the small vessels of Marine Hydrophysical Institute and the Black Sea hydrophysical subsatellite polygon in 2022 and 2023. The instrument *Lowrance Elite FS*7 including the built-in single-beam echo sounder (200 kHz) for determining the sea depth, the side-scan sonar (455/800 kHz) and the global satellite navigation system receiver for defining the coordinates was applied. It is noted that at present, the sea bottom in the coastal part and in the Limenskaya Bay sublittoral is covered with the unevenly distributed sedimentary material of heterogeneous composition. In the shallowest part (0–10 m), the boulder-pebble forms of sediments are widespread, their active movement is a result of storm impact and anthropogenic activity.
Conclusions. The predominance of gravel fraction in the western and eastern parts of the studied area is explained by the landslide type of the coast. In the deeper parts (10–15 m) of Limenskaya Bay, the bottom is covered mainly with the well-sorted sand sediments. At the depths exceeding 20 m, the proportion of silt fraction increases, which is consistent with the previously studied features of general dynamics of sediment fractions in this region. Having been deciphered, the results of bottom relief hydroacoustic scanning in the coastal zone made it possible to outline the boundaries of boulder-pebble area, as well as to estimate the predominant sizes at various parts of the bottom.

Keywords: Black Sea, sublittoral, Limenskaya Bay, bottom sediments, granulometric composition, bottom relief

Acknowledgements: The study was carried out within the framework of state assignment of FSBSI FRC MHI on theme FNNN-2024-0016 «Coastal research». The authors are grateful to E. M. Lemeshko, V. V. Nikishin, S. V. Shcherbachenko, L. V. Verzhevskaya, V. A. Kalpa and E. A. Kotelyanets for their assistance in organizing and conducting expeditionary research.

For citation: Bagaev, A.V., Gurov, K.I. and Nuriev, S.A., 2025. Granulometric Characteristics of Bottom Sediments in the Sublittoral Region of the Southern Coast of Crimea in the Area of Limenskaya Bay. *Physical Oceanography*, 32(2), pp. 238-252.

Введение

Донные отложения – один из наиболее информативных элементов природной среды береговой зоны моря. Они накапливают загрязняющие вещества, поступающие в море, позволяют охарактеризовать наличие и развитие негативных биогеохимических процессов, происходящих как в самих отложениях, так и в водной толще [1]. Поверхностный слой донных наносов наиболее динамически активен, его состояние определяется как быстрыми синоптическими процессами на границе атмосфера – море, так и более медленными процессами седиментогенеза на границе море – дно.

Именно поверхностный слой наносов на пляже и в приурезовой зоне моря определяет рекреационную привлекательность побережья, а на более глубоководных участках важен при мониторинге экологического состояния прибрежной зоны и при оценке геоморфологических характеристик участка побережья при планировании строительства [2, 3].

Южный берег Крыма (ЮБК) – уникальный регион, отличающийся ландшафтной структурой и разнообразием биоценозов [4]. Вдоль его побережья сосредоточено большое количество объектов рекреационной инфраструктуры – санаторно-курортных и оздоровительных комплексов [2, 3, 5], а его берега характеризуются высокой плотностью застройки.

Исследование метеорологических, гидрологических, гидрохимических и оптических характеристик вод ЮБК в целом и Лименской бухты в частности проводится в течение длительного периода времени [6–10] на Черноморском гидрофизическом подспутниковом полигоне (ЧГПП), в том числе благодаря расположению в акватории бухты стационарной океанографической платформы Морского гидрофизического института (МГИ) РАН [11].

Несмотря на большой интерес к изучению прибрежных районов ЮБК, детальных исследований особенностей современного строения рельефа дна в береговой и прибрежной зонах, а также гранулометрического состава донных наносов в акватории Лименской бухты не проводилось. Основные сведения о гранулометрическом составе донных наносов Лименской бухты датируются серединой и второй половиной XIX в. и представлены в работах [1, 2, 3], а основные факторы, контролирующие поступление терригенного материала в акваторию залива, отражены в работах [12, 13]. Среди новейших исследований, посвященных гранулометрическому составу донных наносов и их динамике в акватории Лименской бухты и прилегающих районов ЮБК, можно отметить работы [14–16]. Однако, основываясь на данных о скоростях осадконакопления в прибрежных районах Крыма [17, 18], можно предположить, что сведения о структуре наносов, полученные ранее, сильно устарели, не отображают реальной картины и требуют обновления. Получение новых данных позволит более детально изучить особенности формирования донных наносов в условиях антропогенной нагрузки.

Целью настоящей работы является получение современных точных сведений об особенностях рельефа дна и гранулометрическом составе донных наносов на участке Южного берега Крыма в районе Лименской бухты.

Характеристика района исследований

Исследуемая область представляет собой акваторию размером 0,8 × 4 км и включает в себя прибрежный (глубины 1–10 м) и сублиторальный (глубины 10–40 м) участки шельфа ЮБК в окрестности Лименской бухты между пгт Кацивели и пос. Симеиз. Лименская бухта, или (как ее еще называют) Голубой

---

[1] *Зенкович В. П.* Морфология и динамика советских берегов Черного моря. Т. 1. Москва : Изд-во АН СССР, 1958. 188 с.

[2] *Зенкович В. П.* Основы учения о развитии морских берегов. Москва : Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.

[3] Геология шельфа УССР. Среда. История и методика изучения. Киев : Наукова думка, 1982. 180 с.

залив, – относительно мелководная бухта, ограниченная с запада м. Кикинеиз, с востока – подножием горы Кошка.

Район Лименской бухты относится к тектонической структуре антиклинория западной части ЮБК [4]. В целом весь ЮБК от пос. Морское на востоке до урочища Батилиман на западе имеет сходное строение. Узкая прибрежная полоса сложена глинистыми и песчаными отложениями таврической серии и средней юры. Она прорезана многочисленными оврагами и балками, проводящими воду поверхностного стока лишь в периоды паводков. С севера ее ограничивают очень крутые и часто обрывистые склоны Главной гряды, сложенные карбонатными породами верхней юры [19]. Геологическое строение бухты характеризуется сложным сочетанием складчатых и разломных осадочных пород, включая юрские и меловые известняки, песчаники и сланцы [5]. В исследуемом районе находятся наиболее значительные в западной части ЮБК выходы эффузивных пород. При сравнительно легкой разрушаемости пород, складывающих побережье, и при крутом уклоне эрозионные процессы достигают значительной эффективности, что выражается в высокой степени развития овражной системы. Овраг р. Лименки представляет собой почти постоянный водоток, питаемый не только поверхностным стоком, но и расположенными по краям оврага ключами [20]. Воды бухты принимают также очищенные коммунальные стоки пгт Кацивели, пгт Голубой залив и аквапарка «Голубой залив» [21].

Для береговой области ЮБК характерно мелкобухтовое строение, что обусловлено разной степенью сопротивляемости пород размыву и наличием глыбовых навалов. Характерные черты Южного берега Крыма – крутые уклоны подводного склона и его приглубость [3]. Подводный склон Черного моря в районе Лименской бухты представляет собой пологую равнину с уклоном на юго-восток, местами с валунами и подводными скалами. На ЮБК в районах, где дно сложено крупным перемещаемым материалом, уклоны в первые десять метров глубины составляют 0,04–0,06. На участках, осложненных наличием глыбовых навалов, уклоны дна достигают 0,08–0,1. В местах развития пород таврической серии и наличия абразионной террасы уклоны уменьшаются до 0,03–0,04 [1].

Особенности океанологических характеристик Лименской бухты в прошлом и настоящем тесно связаны с ее геологическим строением. Дно залива покрыто толстым слоем четвертичных наносов. Осадочные отложения бухты дают ценные сведения о прошлых изменениях уровня моря, климата и циркуляции океана. Современный состав донных наносов в Лименской бухте характеризуется смесью песка, ила и гравийно-ракушечного материала. В прибрежной зоне они были представлены среднезернистыми песками с включением ракушечного материала и известнякового гравия, в мористой части полигона – алеврито-пелитовыми илами [15]. Причина такой неоднородности распределения фракций гранулометрического состава состоит в изменении условий седиментации взвешенного вещества, а основным источником материала наносов являются абразия берегов и вдольбереговой транспорт наносов во время интенсивных штормов [15].

---

[4] Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. Москва : Недра, 1969. 576 с.

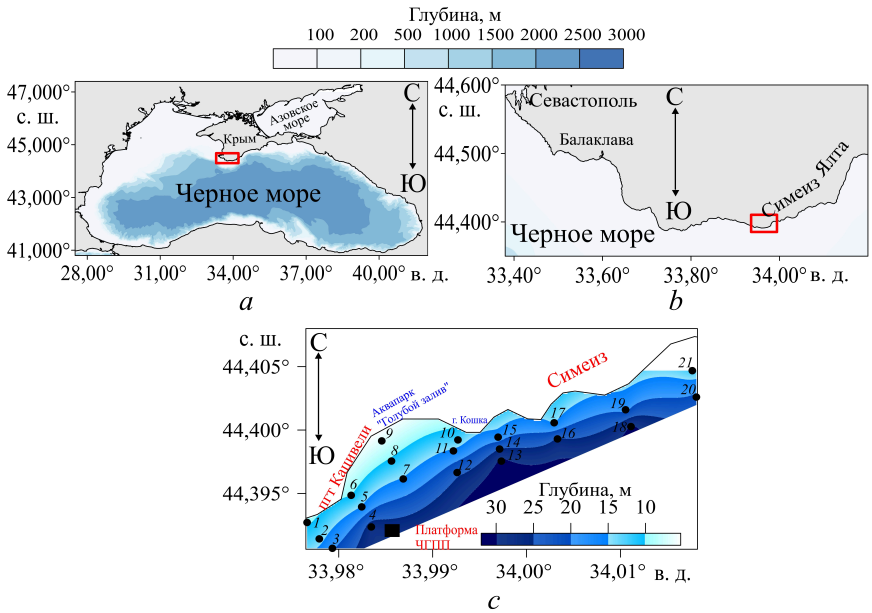
[5] Современные осадки и скорости осадконакопления в голоцене на черноморском шельфе УССР / Е. Ф. Шнюков [и др.] // Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей : Труды Международного симпозиума. Киев : Наукова думка, 1984. Ч. 1. С. 122–130.

В работе [16] для акватории Лименской бухты показано, что в процессе штормового воздействия крупнозернистый материал накапливается в прибрежной зоне в районах мысов, среднезернистые фракции аккумулируются в центральной мелководной части залива, а мелкозернистый материал выносится в мористую часть акватории и накапливается за счет ослабления гидродинамической активности. В целом основное перераспределение фракций происходит в течение первых 6 ч шторма и ограничивается изобатой 20 м. Основными факторами, регулирующими перемещение материала, являются глубина и уклон дна.

В работе [22] уровень антропогенной нагрузки на ЮБК в целом отмечен как экстремальный. На берегах Лименской бухты, в частности, проводится обустройство и отсыпка пляжей, построен аквапарк, идет строительство подводного выпуска очистных сооружений пгт Кацивели, ранее была уложена труба в районе пос. Голубой залив.

Материалы и методы

Отбор проб поверхностного слоя донных наносов (0–5 см), используемых для анализа в данной работе, осуществлялся в сентябре 2022 г. с помощью дночерпателя Петерсона с площадью охвата 0,025 м^2. Схема станций отбора проб показана на рис. 1. Для исследования гранулометрического состава донных наносов применялся комбинированный ситовой анализ (метод декантации и рассеивания), который выполнялся с помощью набора сит с отверстиями 10; 7; 5; 2,5; 2; 1; 0,5; 0,25; 0,1; 0,05 мм. Сведения об отборе проб донных наносов и общее описание их состава приведены в табл. 1.



Р и с. 1. Положение района исследований (показано красными прямоугольниками) на картах Черного моря (*a*) и Южного берега Крыма (*b*), схема станций отбора проб донных наносов в акватории Лименской бухты и прилегающего участка ЮБК (*c*)

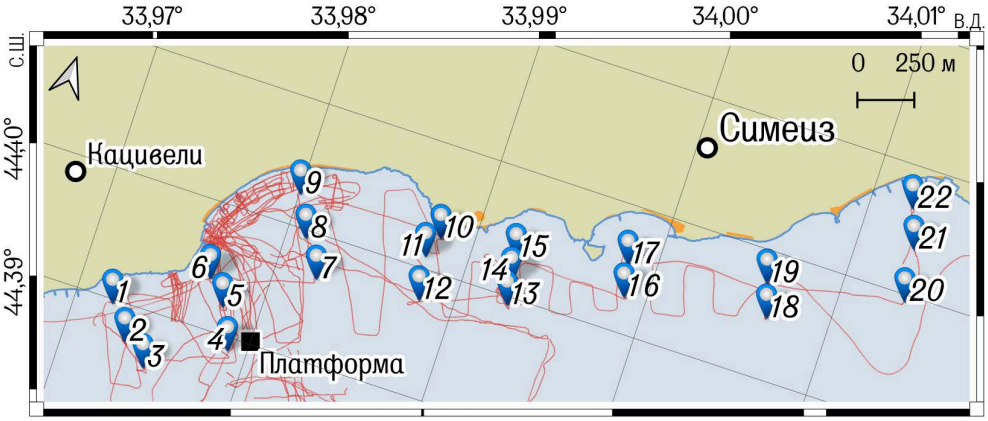
F i g. 1. Location of study area (shown in red rectangles) on the maps of the Black Sea (*a*) and the Southern coast of Crimea (*b*), and scheme of bottom sediments sampling stations in the Limenskaya Bay and the adjacent area of the Crimea Southern coast (*c*)

Таблица 1
Table 1

Общее описание поверхностного (0–5 см) слоя донных наносов Лименской бухты и прилегающего участка ЮБК (отбор проб 8 сентября 2022 г.)
General description of the surface layer (0–5 cm) of bottom sediments in the Limenskaya Bay and the adjacent area of SCC (sampling on September 8, 2022)

Номер станции / Sation number	Глубина, м / Depth, m	Характеристика донных наносов / Charateristics of bottom sediments
1	9	Крупнозернистый и мелкозернистый гравий / Coarse- and fine-grained gravel
2	13	Крупнозернистый и мелкозернистый гравий с ракушей / Coarse- and fine-grained gravel with shells
3	20	Крупнозернистая ракуша с крупным песком (15%) / Coarse-grained shells with coarse sand (15%)
4	28	Крупнозернистая ракуша с мелкозернистым песком (33%) / Coarse-grained shell with fine-grained sand (33%)
5	15	Мелкозернистый (42%) и среднезернистый (31%) песок / Fine- (42%) and medium-grained (31%) sand
6	10	Мелкозернистый песок / Fine-grained sand
7	15	Крупнозернистый песок и мелкая ракуша (26%) / Coarse-grained sand and small shells (26%)
8	11	Крупнозернистый (67%) и среднезернистый (21%) песок / Coarse- (67%) and medium-grained (21%) sand
9	7	Мелкозернистый гравий (48%) и крупный песок (15%) / Fine-grained gravel (48%) and coarse sand (15%)
10	12	Мелкозернистый песок (59%) со среднезернистым песком (18%) и алевритом (13%) / Fine-grained sand (59%) with medium-grained sand (18%) and aleurite (13%)
11	16	Мелкозернистый песок (54%) с алевритом (25%) / Fine-rained sand (54%) with aleurite (25%)
12	24	Алеврит (66%) с мелкозернистым песком (23%) / Aleurite (66%) with fine-grained sand (23%)
13	31	Крупная ракуша (35%) и крупнозернистый песок (15%) / Large shells (35%) and coarse-grained sand (15%)
14	25	Мелкозернистый песок / Fine-grained sand
15	17	Крупнозернистый и среднезернистый гравий / Coarse- and medium-grained gravel
16	26	Крупнозернистый и среднезернистый гравий / Coarse- and medium-grained gravel
17	15	Крупнозернистый песок (62%) и мелкая ракуша (26%) / Coarse-grained sand (62%) and small shells (26%)
18	31	Мелкозернистый песок (55%) с алевритом (40%) / Fine-grained sand (55%) with aleurite (40%)
19	19	Крупнозернистый и среднезернистый песок с мелким гравием (15%) / Coarse- and medium-grained sand with fine gravel (15%)
20	21	Мелкозернистый и среднезернистый гравий с крупным песком (19%) / Fine- and medium-grained gravel with coarse sand (19%)
21	12	Крупная ракуша (24%) и мелкозернистый песок (18%) с алевритом (23%) и пелитом (20%) / Coarse shells (24%) and fine-grained sand (18%) with aleurite (23%) and pelite (20%)

Гидроакустическое исследование подводного рельефа проводилось с борта маломерных судов МГИ и ЧГПП в 2022 и 2023 гг. Использовался прибор *Lowrance Elite FS*7 со встроенным однолучевым эхолотом (200 кГц) для определения глубины места, гидролокатором бокового обзора (ГБО) (455/800 кГц), а также с приемником глобальной спутниковой навигационной системы для определения координат. Район работ и треки судов показаны на рис. 2, информация о датах исследования и длине треков приведена в табл. 2. Запись данных о глубине выполнялась с горизонтальным разрешением 0,75 м с погрешностью до 3 м. Точность определения глубины ~ 5 см. Ширина полосы сканирования ГБО до 60 м, мощность луча ГБО позволяла определять неровности дна до 40 м глубины.



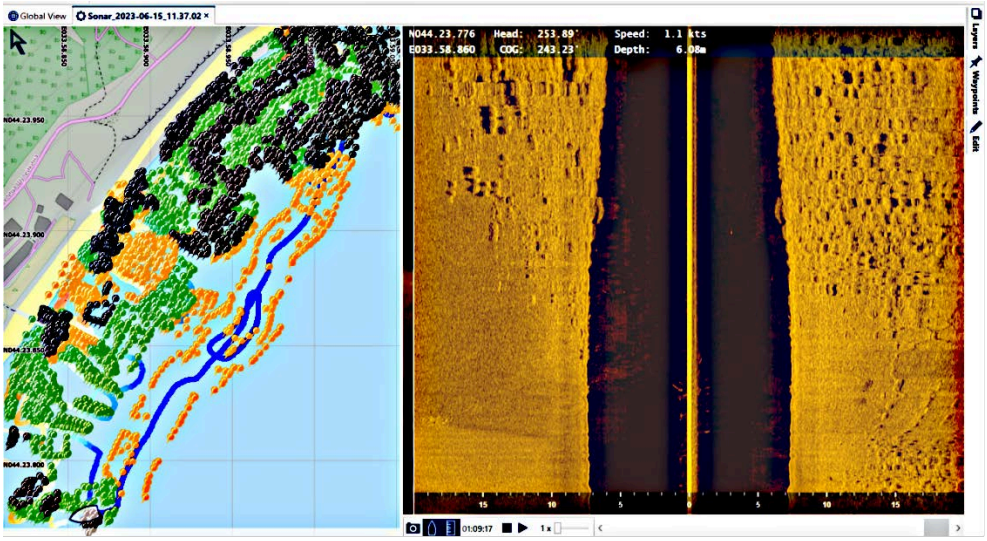
Р и с. 2. Схема района исследований. Синими маркерами показаны места отбора проб донных наносов, красной линией – треки гидроакустических исследований рельефа, оранжевые полигоны вдоль берега – муниципальные пляжи, черный квадрат – расположение океанографической платформы ЧГПП

F i g. 2. Scheme of the study area. Blue markers show the sites of bottom sediments sampling, red line – the tracks of relief hydroacoustic scanning, orange polygons along the coast are the municipal beaches, and black triangle is location of the BSHSP oceanographic platform

Таблица 2
Table 2

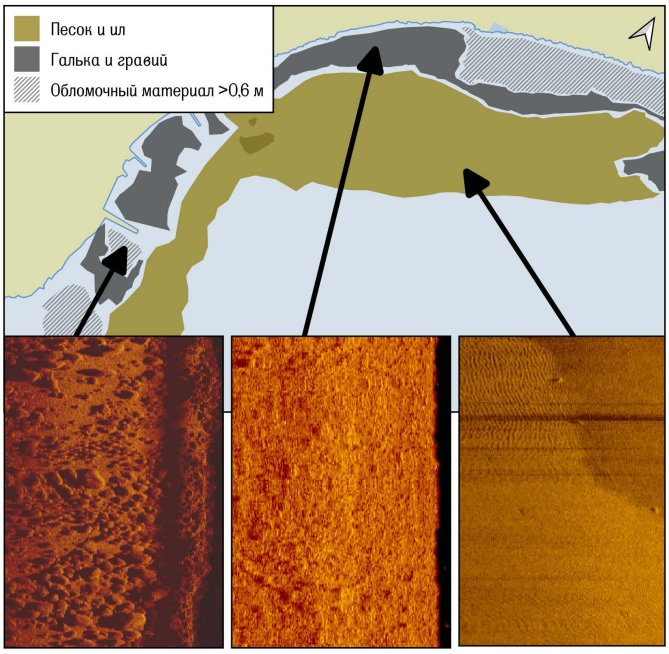
Характеристики экспедиционных гидроакустических исследований
Characteristics of expeditionary hydroacoustic studies

Дата / Date	Число точек / Number of points	Длина, м / Length, m	Дата / Date	Число точек / Number of points	Длина, м / Length, m
18.08.2022	3397	2548	14.06.2023	8001	6001
19.08.2022	8088	6066	15.06.2023	6648	4986
07.09.2022	16638	12479	18.07.2023	3670	2753
08.09.2022	32995	24746	20.07.2023	8699	6524



Р и с. 3. Пример анализа данных ГБО в ПО *ReefMaster*: слева – типы отложений, справа – визуализация временной развертки данных ГБО, отчетливо видна граница грубообломочных и песчаных отложений

F i g. 3. Example of SSS data analysis using the *ReefMaster* software: left – types of deposits, right – visualization of the SSS data scanning in time; boundary between the coarse and sandy deposits is clearly seen



Р и с. 4. Пример построения полигонов с различными типами наносов в ГИС *QGIS*. Данные из экспедиции 14–15.06.2023. На врезках показаны фрагменты эхограмм ГБО, соответствующие идентифицированным типам участков дна

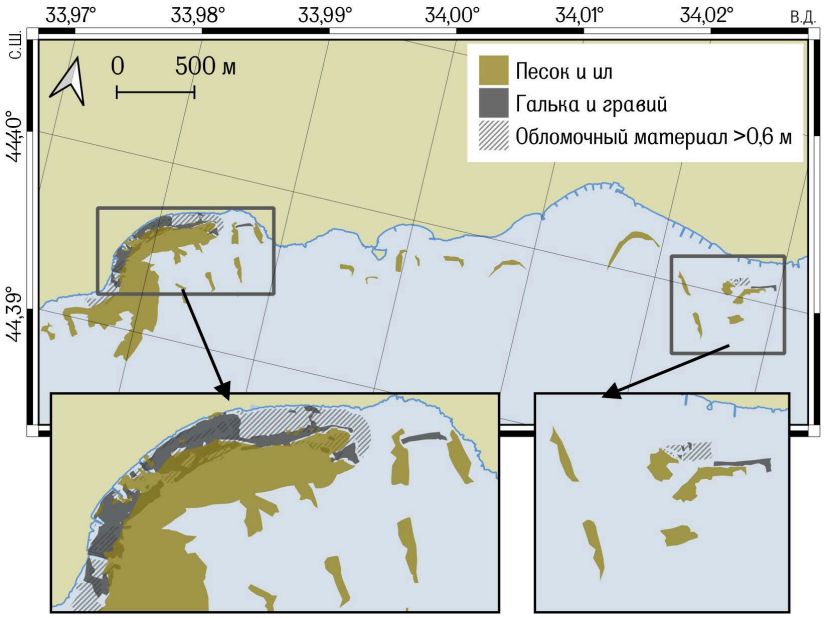
F i g. 4. Example of constructing the polygons with different types of sediments using *QGIS*. The data are from the expedition in 14–15.06.2023. Insets show the fragments of SSS echograms corresponding to the identified types of bottom sections

Постобработка и анализ данных проводились с помощью ГИС *QGIS*, языка программирования *Python* и приложения *ReefMaster*. Исходные данные с эхолота в формате *sqlite database* (.sl3) загружались в программу *ReefMaster* (рис. 3). Далее на основе анализа изображений, полученных в ходе гидроакустической съемки, вручную создавалось облако точек с координатами границ донных отложений (валуны, галька, песок/ил). После определения границ в программе *ReefMaster* их координаты экспортировались в файл векторного формата (*.shp*). Затем эти координаты и тип осадков переносились в *QGIS* и по ним в полуавтоматическом режиме строились полигоны, ограничивающие области с относительно однородными наносами. Были выделены три типа наносов по крупности: крупнообломочный материал и валуны (> 0,6 м), крупная галька и гравий (< 0,6 м) и песчано-илистый материал (< 0,1 м) (рис. 4).

Результаты и обсуждение

Несмотря на неравномерное покрытие района исследований галсами гидроакустического сканирования, в результате анализа данных ГБО удалось построить набор полигонов, достаточно подробно определяющих положение полей донных наносов в Лименской бухте и ее окрестности.

Как показано на рис. 5, донные наносы в прибрежной области (80–100 м по нормали от уреза воды до глубин 10–15 м) представляют собой поля крупного обломочного материала (> 0,6 м в диаметре) различной сплоченности, частично перемежающегося более мелкой фракцией гальки и гравия, частично перекрытого песчаными наносами. На мелководье грубообломочные отложения служат субстратом для макрофитов.



Р и с. 5. Литологическая схема поверхности дна Лименской бухты и прилегающей сублиторали. На врезке слева показана Лименская бухта, справа – район м. Опасный

F i g. 5. Lithological scheme of the bottom surface in the Limenskaya Bay and the adjacent sublittoral. The inset left part shows the Limenskaya Bay, its right part – the Cape Opasny region

Возле м. Кикинеиз, напротив устья р. Лименки и возле м. Опасный преобладает крупный обломочный материал, а в глубине Лименской бухты на этих же глубинах чаще встречается более мелкая галечная фракция. На расстоянии 90–120 м от берега (глубины 15–20 м) крупные поля обломочного материала напротив м. Кикинеиз резко переходят в песчаные, а в вогнутой части побережья иногда перемежаются с гравием и галькой (рис. 5). По мере удаления от берегов на глубинах более 25 м доминирующее распространение получают пески различной крупности. Причем (как будет показано ниже) с нарастанием глубин уменьшается их зернистость и увеличивается доля алевритового материала.

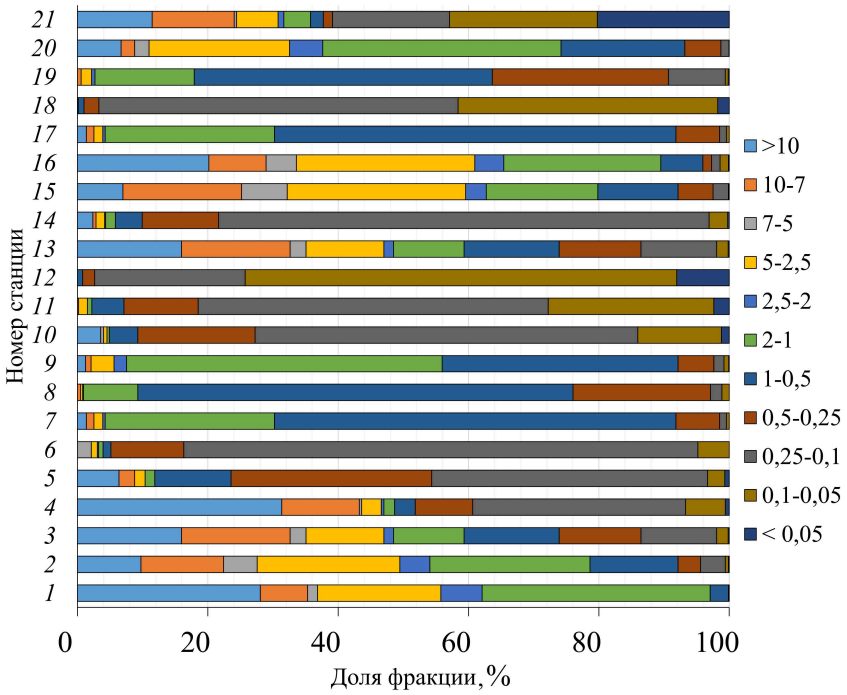
Как видно из рис. 5, полигоны, ограничивающие области расположения наносов различной крупности, в некоторых областях дна расположены с перекрытием. Чаще всего это объясняется незначительным перемещением наносов за время между экспедициями (например, в западной и восточной частях Лименской бухты). Небольшие перекрытия также обусловлены ошибками в определении координат (± 3 м).

Наиболее существенные изменения наблюдались с восточной стороны от м. Кикинеиз, в межбунном пространстве в районе городского пляжа пгт Кацивели и к востоку от него, где относительно пологий искусственный пляж сменяется узкой полоской валунов у основания каменистого клифа. Это объясняется поступлением обломочного материала под действием эрозионных процессов в период паводково-селевого стока р. Лименки в Лименской бухте [23].

Кроме того, интерес представляет перекрытие различных полей осадочного материала в межбунном пространстве между средней и восточной буной. Возможно, это объясняется антропогенным влиянием в виде подсыпки пляжа привозным материалом, а также влиянием штормового волнения.

Гранулометрический состав донных наносов

Полученные результаты гранулометрического анализа проб поверхностного слоя донных наносов Лименской бухты подтверждают представленную в работе [15] неоднородность распределения материала. В мелководной части Лименской бухты до глубины 15 м преобладает песчаный материал (средняя доля 76%) с включениями гравийного и ракушечного материала вблизи берега на глубинах до 6 м (рис. 6). У западного (ст. *5, 6*) и восточного (ст. *10, 11*) берегов бухты преобладает фракция мелкозернистого песка (0,25–0,1 мм) с включениями среднезернистого песка (0,5–0,25 мм), а в центральной части бухты (ст. *7, 8, 9*) преобладает крупнозернистый песок (1–0,5 мм) с включением мелкого гравия и ракушечного детрита (2–1 мм) (рис. 6). К западу от м. Кикинеиз доля песчаной фракции сокращается (< 40%), а к востоку в направлении пос. Симеиз увеличивается (до 80%). Для песчаного материала в акватории Лименской бухты отмечается хорошая степень сортировки (1,3–1,4).



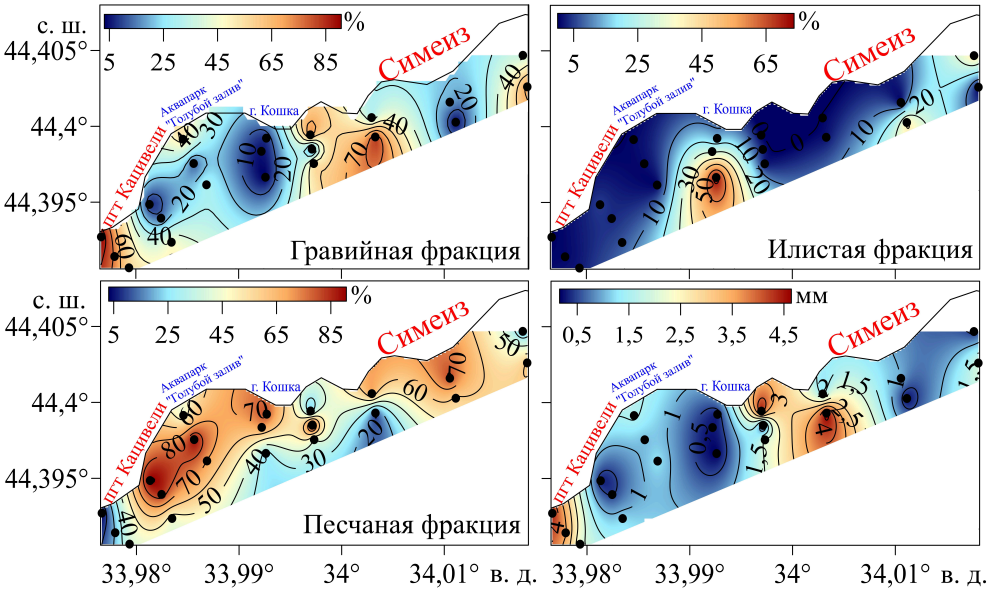
Р и с. 6. Гистограммы распределения процентного содержания размерных фракций в пробах наносов на участке ЮБК между пгт Кацивели и пос. Симеиз

F i g. 6. Bar charts of distribution of the percentage content of size fractions in the sediments samples taken between the settlements Katsiveli and Simeiz at the Southern coast of Crimea

Повышенная доля гравийной фракции также отмечается вблизи берега к западу от м. Кикинеиз (59–97%) и к востоку на мористом участке между г. Кошка и скалой Дива (30–80%) (рис. 7). Повышенная доля гравийной фракции на этом участке объясняется обвальным типом берега, который сложен из крупных валунов и глыб, а также вкладом автохтонной компоненты, представленной включениями крупной ракуши и ракушечного детрита на станциях с глубинами более 20 м. Это подтверждается результатами промеров дна на указанном участке (рис. 5), а также повышенными значениями медианного диаметра частиц (2–4 мм в западной части и 1,5–4 мм в восточной) и плохой сортировкой материала (S_0 = 2,1–5,9 в западной части и 2,2–3,6 в восточной) (рис. 7).

Илистая фракция в отобранных пробах представлена незначительно. В среднем доля мелкозернистой фракции составила всего 11%, из которых 9% – крупноалевритовый материал, 2% – мелкоалевритовый и пелитовый. Территориально минимальная доля илистого материала отмечена в районе м. Кикинеиз (0,1–0,5%), на мелководных станциях в Лименской бухте (0,5–0,7%) и на участке к востоку от г. Кошка (0,1–0,5%) (рис. 7). Максимальная доля илистой фракции (41–74%) отмечается в мористой части исследуемого участка, глубже изобаты 21 м. Это согласуется с результатами работ [14, 16], в которых отмечено, что динамика мелкозернистого материала ограничивается изобатой 10 м, а максимальные значения достигаются, начиная с изобаты 20 м. Такая низкая доля илистой фракции в поверхностном слое наносов даже

в сравнении с данными, описанными в работе [14], объясняется в первую очередь глубиной отбора проб. В среднем глубина отбора в 2022 г. составила 18 м, в 2012 г. – 25 м. Повышенная доля мелкозернистого илистого материала у восточного берега Лименской бухты, как и повышенные значения мелкозернистой фракции песка в этом районе связаны с абразионным характером берега в центральной части бухты и особенностями динамики фракций наносов на этом участке.

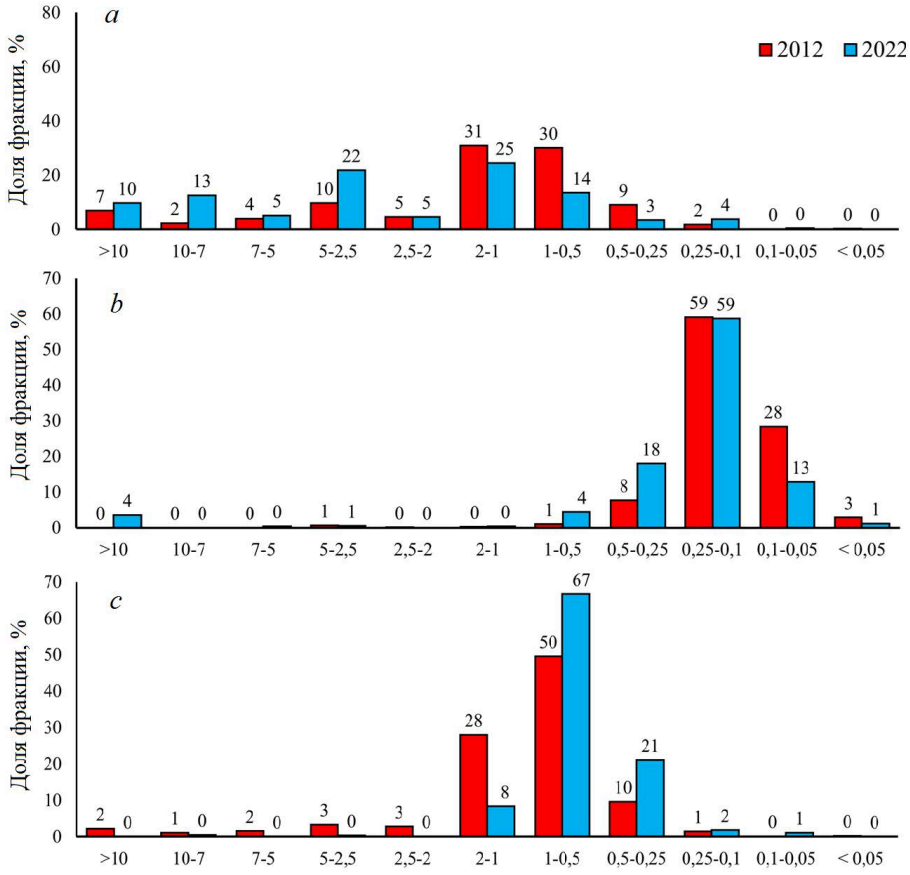


Р и с. 7. Пространственное распределение гранулометрических фракций (%) и медианного диаметра частиц (мм) в поверхностном слое донных наносов на участке ЮБК между пгт Кацивели и пос. Симеиз

F i g. 7. Spatial distribution of particle size fractions (%) and median particle diameter (mm) in the surface layer of bottom sediments between the settlements Katsiveli and Simeiz at the Southern coast of Crimea

Для отдельных станций (ст. *2, 8, 10*) в акватории Лименской бухты дополнительно проведено сравнение гранулометрического состава наносов с результатами предыдущих исследований в этом районе. Отмечено, что результаты анализа гранулометрического состава на выбранных станциях хорошо согласуются, а существенных изменений в структуре пространственного распределения наносов не отмечается (рис. 8). Для ст. *2*, расположенной в западной части исследуемого участка в районе м. Кикинеиз, сохраняется преобладание гравийной фракции различной крупности с включениями крупного песка, а коэффициент корреляции данных двух лет составил 0,71. Расхождения в соотношениях фракций на этом участке объясняются активными гидродинамическими процессами на участке свала глубин 10–15 м, а также интенсивным поступлением крупного гравия и гальки из береговой зоны. Это подтверждается результатами работы [16], в которой исследовалась динамика донных наносов Лименской бухты с использованием методов численного моделирования. Для ст. *8*, расположенной в центральной части бухты, соотношения данных еще

выше (коэффициент корреляции 0,90). Доминирующие фракции крупного и среднего песка сохраняются, а доля мелкого гравия сократилась. Это указывает на незначительное перераспределение материала на данном участке. Особенности накопления песчаных фракций в центральной части бухты подтверждаются результатами модельных расчетов динамики наносов под влиянием штормового воздействия [16]. Для ст. *10*, расположенной у подножия г. Кошка в восточной части бухты, изменения гранулометрического состава минимальны (коэффициент корреляции 0,94). Изменение преобладающей фракции мелкого песка составляет десятые доли процента (58,7% в 2011 г. и 59,1% в 2022 г.). Уменьшение доли алевритовой фракции с 28 до 13% и увеличение доли крупного песка с 8 до 18% объясняется расположением станции в 2022 г. ближе к берегу, а также незначительным перераспределением фракций в результате литодинамических процессов. В работе [16] отмечается, что в ходе штормовых воздействий, имеющих место в данном регионе, фракции мелкозернистого песка и алеврита в восточной части Лименской бухты могут смещаться за пределы изобаты 14 м.



Р и с. 8. Сравнение фракций гранулометрического состава донных наносов Лименской бухты на ст. *2* (*a*), *8* (*b*), *10* (*c*) с данными 2012 г. [14]

F i g. 8. Comparison of the fractions of granulometric composition of bottom sediments in the Limenskaya Bay at stations *2* (*a*), *8* (*b*) and *10* (*c*) with the data obtained in 2012 [14]

Заключение

В работе выполнено описание уточненной карты гранулометрического состава поверхности донных наносов в сублиторальной части шельфа Южного берега Крыма в окрестностях Лименской бухты. Гранулометрический состав донных наносов критически важен при диагностике экологического состояния береговой зоны и оценке геоморфологических характеристик участка побережья для планирования рекреационного строительства и укрепления берегов.

Полученные данные показали, что в настоящее время дно моря в прибрежной части и в сублиторальной окрестности Лименской бухты покрыто осадочным материалом неоднородного состава с неравномерным распределением по пространству. В самой мелководной части (0–10 м) наиболее часто встречаются валунно-галечные формы наносов, активно перемещаемые под влиянием штормовых воздействий и антропогенной деятельности. При этом для количественной оценки изменений рельефа дна, вызванных активным ветроволновым воздействием, требуются дополнительные высокоточные съемки. На более глубоких участках (5–15 м) акватории Лименской бухты дно покрыто в основном хорошо сортированными песчаными наносами. В западной и восточной частях исследованного полигона преобладает гравийная фракция, что объясняется обвальным типом берегов. Здесь же отмечено повышение вклада крупной ракуши и ракушечного детрита. На глубинах более 20 м повышается доля илистой фракции, что согласуется с выявленными ранее особенностями общей динамики фракций наносов на исследуемом участке. Сравнение полученных результатов с данными предыдущих исследований показало, что в центральной части бухты и в районах мысов долевое содержание фракций остается сходным, а изменения соотношения песчано-гравийного материала могут быть обусловлены литодинамическими процессами в береговой зоне и перераспределением материала. Полученные результаты не противоречат более ранним исследованиям, выполненным в данном районе.

В методическом плане представленная работа показала, что данные эхолокации могут быть использованы для исследования осадочного материала на участках дна, где отбор проб дночерпателем невозможен из-за обилия валунов и скальных обломков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Егоров В. Н.* Теория радиоизотопного и химического гомеостаза морских экосистем. Севастополь, 2019. 356 с. EDN HNMPDC. https://doi.org/10.21072/978-5-6042938-5-0

2. Современное состояние береговой зоны Крыма / Под ред. Ю. Н. Горячкина. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2015. 252 с. EDN URTTZY.

3. *Горячкин Ю. Н., Долотов В. В.* Морские берега Крыма. Севастополь : ООО «Колорит», 2019. 256 с. EDN ARVKTY.

4. Оценка уровня антропогенных нагрузок на прибрежные зоны и экотоны Черноморского побережья Украины / В. И. Беляев [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2001. № 1. С. 55–63. EDN VRVPNW.

5. *Gurova Y. S., Gurov K. I., Orekhova N. A.* Characteristics of Bottom Sediments in the Coastal Areas of the Crimean Peninsula // Land. 2022. Vol. 11, iss. 11. 1884. https://doi.org/10.3390/land11111884

6. *Блатов А. С., Иванов В. А.* Гидрология и гидродинамика шельфовой зоны Черного моря. Киев : Наукова думка, 1992. 244 с.

7. *Горячкин Ю. Н., Репетин Л. Н.* Штормовой ветро-волновой режим у Черноморского побережья Крыма // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2009. Вып. 19. С. 56–69. EDN YKTSVR.

8. Голубой залив как подспутниковый полигон для оценки гидрохимических характеристик в шельфовых областях Крыма / С. И. Кондратьев [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2016. № 1. С. 49–61. EDN VTPCZR. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2016-1-49-61

9. *Иванов В. А., Кузнецов А. С., Морозов А. Н.* Мониторинг циркуляции прибрежных вод у Южного берега Крыма // Доклады Академии наук. 2019. Т. 485, № 4. С. 507–510. EDN AOQDNJ. https://doi.org/10.31857/S0869-56524854507-510

10. Циркуляция вод в северной части Черного моря летом – зимой 2018 года / Ю. В. Артамонов [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2020. № 1. С. 69–90. EDN CIHJZC. https://doi.org/10.22449/2413-5577-2020-1-69-90

11. Мониторинг прибрежной зоны на Черноморском экспериментальном подспутниковом полигоне / Ред. В. А. Дулов, В. А. Иванов. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2014. 526 с. EDN TZMZJT.

12. Мониторинг сезонных изменений минерального состава взвешенного вещества / Е. И. Наседкин [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2005. Вып. 12. С. 236–241. EDN YUCFWN.

13. Некоторые результаты исследований влияния метеорологических факторов на процессы современного осадконакопления / Е. И. Наседкин [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2009. Вып. 19. С. 44–55. EDN YKTSUX.

14. *Алексеев Д. В.* Моделирование транспорта донных осадков в районе Голубого залива Черного моря // Доповіді Національної академії наук України. 2013. № 12. С. 94–100.

15. *Овсяный Е. И., Гуров К. И.* Исследование органического углерода и карбонатности в донных осадках шельфа южного побережья Крыма // Морской гидрофизический журнал. 2016. № 1. С. 62–72. EDN VTPDAB. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2016-1-62-72

16. *Gurov K. I., Fomin V. V.* The dynamics of sediments grain-size in Limensky Gulf // Proceedings of the Thirteenth International MEDCOAST Congress on Coastal and Marine Sciences, Engineering, Management and Conservation, MEDCOAST 2017. Dalyan, Mugla, Turkey : MEDCOAST Foundation, 2017. Vol. 2. P. 925–934. EDN XXGJXV.

17. *Денисов В. И.* Потоки взвешенного вещества в прибрежной части шельфа в российском секторе Черного моря // Система Черного моря. Москва : Научный мир, 2018. С. 397–425. EDN GHSJUN. https://doi.org/10.29006/978-5-91522-473-4.2018.397

18. Оценка скорости седиментации и осадконакопления в прибрежных и глубоководных ак-ваториях Черного моря с использованием природных и антропогенных (чернобыльских) радионуклидов / Н. Ю. Мирзоева [и др.] // Система Черного моря. Москва : Научный мир, 2018. С. 659–670. EDN PCLMJT. https://doi.org/10.29006/978-5-91522-473-4.2018.659

19. Инженерно-геологические опасности береговой зоны горного Крыма / В. М. Шестопалов [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2005. Вып. 13. С. 43–61. EDN YODYPV.

20. *Мельник В. И.* Влияние речной сети суши на рельеф и осадконакопление в Черном море // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2001. Вып. 4. С.112–124. EDN EOPCRB.

21. Голубой залив как подспутниковый полигон для оценки гидрохимических характеристик в шельфовых областях Крыма / С. И. Кондратьев [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2016. № 1. С. 49–61. EDN VTPCZR. https://doi.org/10.22449/0233-7584-2016-1-49-61

22. *Горячкин Ю. Н., Ефремова Т. В.* Антропогенное воздействие на литодинамику Черноморского побережья Крымского полуострова // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2022. № 1. С. 6–30. EDN KQQHPN. https://doi.org/10.22449/2413-5577-2022-1-6-30

23. *Богуславский А. С., Казаков С. И.* Особенности литодинамики галечных пляжей Южного берега Крыма // ИНТЕРКАРТО. ИНТЕРГИС. 2021. Т. 27, № 3. С. 85–97. EDN COCYRW. https://doi.org/10.35595/2414-9179-2021-3-27-85-97

Об авторах:

Багаев Андрей Владимирович, ведущий научный сотрудник, отдел гидрофизики шельфа, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0003-4018-7642**, **ResearcherID: K-5373-2016**, **Scopus Author ID: 57189266640**, **SPIN-код: 5426-7176**, a.bagaev1984@mhi-ras.ru

Гуров Константин Игоревич, научный сотрудник, отдел биогеохимии моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат географических наук, **ORCID ID: 0000-0003-3460-9650**, **ResearcherID: L-7895-2017**, **SPIN-код: 5962-7697**, gurovki@gmail.com

Нуриев Сури Айкович, ведущий инженер-исследователь, лаборатория гидрофизических подспутниковых исследований, Черноморский гидрофизический подспутниковый полигон ФГБУН ФИЦ МГИ (298688, Россия, пгт Кацивели, ул. академика В. В. Шулейкина, д. 9), **ORCID ID: 0009-0008-1760-8844**, **SPIN-код: 2240-3635**, surinuriev@gmail.com

Научная статья

УДК 551.46
EDN: WNLYFE

Особенности гидрологического режима у тихоокеанского побережья северных Курильских островов по данным судовых океанологических съемок

Г. В. Шевченко [1, 2, ✉], В. Н. Частиков [1], В. А. Ульченко [3]

[1] *Сахалинский филиал Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии, Южно-Сахалинск, Россия*

[2] *Институт морской геологии и геофизики Дальневосточного отделения Российской академии наук, Южно-Сахалинск, Россия*

[3] *Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, Москва, Россия*

✉ *Shevchenko_zhora@mail.ru*

Поступила в редакцию 30.05.2024; одобрена после рецензирования 04.06.2024; принята к публикации 29.01.2025.

Аннотация

Цель. Изучены особенности вертикальных распределений температуры, солености и геострофических течений на повторяющихся разрезах в разные сезоны года на основе данных океанологических съемок.

Методы и результаты. Проанализированы материалы семи съемок, выполненных весной (май), летом (июль – сентябрь) и осенью (ноябрь), на четырех выделенных разрезах, пересекающих шельф и материковый склон у юго-восточного берега Камчатки, Четвертого Курильского пролива и пролива Севергина. Оценены изменения поверхностного прогретого, а также холодного и теплого промежуточных слоев. Показано, что весной и осенью холодный промежуточный слой в прибрежной части разрезов занимает всю водную толщу, а в глубоководной – подстилается теплым промежуточным слоем. Осенью наблюдается заглубление верхней границы холодного промежуточного слоя, обусловленное, вероятно, ветро-волновым перемешиванием. Распресненная вода (до 31,5 ЕПС), сформировавшаяся в результате таяния ледяного покрова в Беринговом море, наблюдается у побережья Юго-Восточной Камчатки в июле, но в целом в изучаемом районе соленость достаточно высокая. Рассчитаны скорости геострофических течений, показавшие, что консолидированный поток юго-западного направления, охватывающий всю водную толщу (более выраженный над склоном), наблюдается только весной, когда, вероятно, сохраняются основные черты циркуляции зимнего периода. Летом и осенью течения разнонаправлены в разных слоях и на различных участках разрезов.

Выводы. В результате анализа материалов океанологических съемок показано, что подводный хребет Витязь оказывает существенное влияние на гидрологические условия в районе северных Курильских островов. В частности, в северную часть ложбины между хребтом и Курильскими островами слабо проникают воды теплого промежуточного слоя и холодный промежуточный слой развит до глубины 500 м. Направление течений здесь часто противоположно направлению потока, формирующегося над материковым склоном. В ядрах холодного промежуточного слоя, хотя и сравнительно редко, отмечены отрицательные значения температуры морской воды. Показано, что Камчатское и Курильское течения хорошо выражены весной и ослаблены летом и осенью.

Ключевые слова: северные Курильские острова, температура морской воды, соленость, океанографический разрез, Камчатское течение, Курильское течение, холодный промежуточный слой, теплый промежуточный слой

Благодарности: работа выполнена в рамках госзадания ФГБНУ ВНИРО по теме «Регулярные наблюдения за распределением, численностью, качеством и воспроизводством водных биоресурсов, являющихся объектами рыболовства, а также средой их обитания».

Для цитирования: *Шевченко Г. В., Частиков В. Н., Ульченко В. А.* Особенности гидрологического режима у тихоокеанского побережья северных Курильских островов по данным судовых океанологических съемок // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 2. С. 229–246. EDN WNLYFE.

Original article

Features of Hydrological Regime nearby the Pacific Coast of the Northern Kuril Islands Based on Ship Oceanographic Surveys

G. V. Shevchenko [1, 2, ✉], V. N. Chastikov [1], V. A. Ulchenko [3]

[1] *Sakhalin Branch of Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*
[2] *Institute of Marine Geology and Geophysics, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*
[3] *Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia*
✉ *Shevchenko_zhora@mail.ru*

Abstract
Purpose. The work is purposed at studying the features of vertical distributions of temperature, salinity and geostrophic currents on the repeated sections in different seasons based on the oceanographic survey data.
Methods and Results. The data of 7 surveys carried out in spring (May), summer (July – September) and autumn (November) on 4 selected sections crossing the shelf and the continental slope off the southeastern coast of Kamchatka, the Fourth Kuril Strait and the Severgin Strait are analyzed. The changes in the surface heated layer as well as in the cold and warm intermediate ones are assessed. It is shown that in spring and autumn, the cold intermediate layer occupies the entire water column, whereas in the deep-sea part, it is underlain by a warm intermediate layer. In autumn, a deepening of the cold intermediate layer upper boundary takes place, probably due to a wind-wave mixing. The freshened water (up to 31.5 EPS) resulting from the ice cover melting in the Bering Sea is observed off the southeastern Kamchatka coast in July, but in general, the salinity in the studied region is quite high. The calculated velocities of geostrophic currents have shown that the consolidated flow directed to the southwest and occupying the entire water column (more pronounced above the slope), is observed only in spring when the main features of winter period circulation are, probably, preserved. In summer and autumn, the currents are multidirectional in different layers and at different parts of the sections.
Conclusions. Having been analyzed, the results of oceanographic survey data have shown that the underwater Vityaz ridge significantly impacts the hydrological conditions in the northern Kuril Islands region. In particular, the warm intermediate layer waters weakly penetrate into the northern part of the hollow between the ridge and the Kuril Islands, and the cold intermediate layer is developed up to the 500 m depth. Here the direction of currents is often opposite to that of the flow forming above the continental slope. Though rather rare, negative values of seawater temperature are noted in the cold intermediate layer cores. It is shown that the Kamchatka and Kuril currents are well pronounced in spring and weakened in summer and autumn.

Keywords: northern Kuril Islands, seawater temperature, salinity, oceanographic section, Kamchatka Current, Kuril Current, cold intermediate layer, warm intermediate layer

Acknowledgements: The work was carried out within the framework of state assignment of FSBSI VNIRO on theme “Regular observations of the distribution, quantity, quality and reproduction of aquatic bioresources that are the objects of fisheries, as well as their habitat”.

For citation: Shevchenko, G.V., Chastikov, V.N. and Ulchenko, V.A., 2025. Features of Hydrological Regime nearby the Pacific Coast of the Northern Kuril Islands Based on Ship Oceanographic Surveys. *Physical Oceanography*, 32(2), pp. 253-269.

Введение

Акватория северо-западной части Тихого океана, прилегающая к северным Курильским о-вам, является одной из зон наиболее активного российского рыболовства. Здесь добывается значительное количество трески, палтусов, камбал, сайры, а также тихоокеанских лососей. Это определяет интерес к изучению особенностей океанологических, прежде всего термических условий в данном районе, которые во многом определяют условия существования морской биоты. Кроме того, этот вопрос представляет и важный научный интерес, связанный с трансформацией Камчатского течения, разделяющегося в районе Четвертого Курильского пролива на поворачивающее в Охотское море Западно-Камчатское и продолжающее движение в юго-западном направлении Курильское течение. Вопрос о характеристиках этих течений в различные сезоны года является очень существенным, так как он не изучен пока в полной мере. К тому же на формирование течений оказывает влияние чрезвычайно сложный характер донного рельефа, в особенности к югу от Четвертого Курильского пролива, где имеется параллельный островной гряде подводный хребет Витязь. Следует учитывать также водообмен с Охотским морем через проливы Курильской островной гряды [1].

Сахалинский филиал ВНИРО выполнял океанологические съемки в данном районе сравнительно редко из-за большой его удаленности, всего трижды: в апреле 2013 и мае 2015 и 2016 гг. – в режиме сопровождения ихтиопланктонных исследований. Тихоокеанский филиал ВНИРО, напротив, регулярно выполняет здесь гидрологические зондирования, однако основное внимание при анализе полученных материалов уделялось изменениям гидрологического режима в СЗТО в условиях глобального потепления [2–4].

Наиболее подробные съемки выполнялись над материковым склоном северных Курильских островов и Юго-Восточной Камчатки в 1992–2000 гг. при научном сопровождении промышленного лова, осуществлявшегося японскими судами. Особенностью этих работ было то обстоятельство, что они проводились за пределами 12-мильной зоны Российской Федерации, то есть лишь в малой степени захватывали область шельфа. Обобщение основной части этих материалов было выполнено Г. А. Кантаковым [5], который использовал интересную идею, выделив разрез, перпендикулярный берегу о. Парамушир: вблизи него сравнительно часто выполнялись океанологические зондирования во время различных съемок. Поэтому с некоторой долей условности его можно было считать стандартным, повторяющимся. Это позволило проанализировать изменчивость средневзвешенных температуры морской воды, ее солености и геострофического потока. Среди 14 проанализированных съемок наиболее высокие значения средней скорости, характеризовавшей интенсивность Камчатского течения, отмечены в октябре 1992 г. (16 см/с) и мае 1992 и 1995 гг. (10 см/с), а самые низкие – в летние месяцы (от 1 до 5 см/с).

Наиболее детальное исследование гидрологических условий в зоне шельфа и материкового склона было предпринято в работах [1, 6, 7]. Из большого объема океанологических зондирований, выполнявшихся в рейсах ТОИ ДВО РАН, ДВНИГМИ Росгидромета и ТИНРО-центра, выбирались данные на

нескольких поперечных разрезах [6], из которых для нашей работы наибольший интерес представляли три разреза, концевые точки которых находились вблизи юго-восточной оконечности Камчатки, у Четвертого Курильского пролива и пролива Крузенштерна. Большой объем натурного материала позволил построить обобщенные вертикальные распределения температуры и солености для различных сезонов года до глубины 5000 м.

Было показано, что на этих разрезах характер гидрологических условий сходен, вертикальная структура представлена поверхностной прогретой водной массой толщиной около 30 м, холодным промежуточным слоем (ХПС), развитым до глубины 250 м, теплым промежуточным слоем (ТПС) и глубинными водами. В холодный период года из-за выхолаживания поверхностного слоя ХПС перестает быть промежуточным, в особенности в зоне шельфа, где уже в декабре температура воды становится однородной от поверхности до дна, в то время как в глубоководной части разрезов он подстилается ТПС, который сохраняется во все сезоны.

ХПС является важной характеристикой гидрологического режима изучаемого района, как и в целом северо-западной части Тихого океана [8, 9]. Как показано в работе [10], воды ХПС и беринговоморского, и охотоморского происхождения переносятся течениями вдоль Курильской островной гряды в юго-западном направлении.

В данной работе мы использовали подход, аналогичный примененному в [5, 6]: было выбрано четыре разреза на различных участках изучаемой акватории, достаточно близко к положению разрезов в работе [6] (этот выбор подробно обсуждается ниже). На этих разрезах рассматривались вертикальные распределения температуры, солености и геострофических течений.

Отметим также работу [11], в которой рассматривались усредненные помесячно аномалии уровенной поверхности (средняя динамическая топография) Охотского моря и прилегающих акваторий, включая район северных Курильских островов. Эти поверхности строились по данным альтиметрических наблюдений ИСЗ *TOPEX*/*Poseidon* за 10-летний период (с сентября 1992 г. по октябрь 2002 г.), и на их основе рассчитывались градиентные течения для различных сезонов года.

Наиболее интенсивна циркуляция вод в изучаемом районе в зимний период. В данной акватории вблизи берега уровень моря высокий, а в открытом океане низкий, что отвечает выраженному потоку Камчатского течения, значительная часть которого заворачивает в Охотское море (главным образом через Четвертый Курильский пролив, в меньшей степени через пролив Севергина), формируя Западно-Камчатское течение. Часть вод движется вдоль Курильской гряды в юго-западном направлении, формируя Курильское течение. Основная струя этого течения огибает подводный хребет Витязь с восточной стороны, она оттеснена в сторону глубоководного желоба от побережья островов.

Весной градиенты уровенной поверхности повсеместно малы, Камчатское и Курильское течения ослаблены, Западно-Камчатское почти не просматривается. В изучаемом районе наблюдается несколько вихревых структур, создающих разнонаправленные потоки, циркуляция носит разрозненный хаотичный

характер. Летом уровень в шельфовой зоне Юго-Восточной Камчатки и северных Курильских островов ниже, чем в открытом океане и в области глубоководного желоба, но градиенты существенно меньше, чем зимой. Над материковым склоном на некотором удалении от берега формируется поток северо-восточного направления.

Осенью сохраняется летняя картина с низкими значениями уровня у берега, чему, вероятно, способствуют характерные для зимнего муссона ветры северо-западного румба. Над материковым склоном наблюдается течение, ориентированное на северо-восток. Камчатское и Курильское течения ослаблены.

Нужно учитывать, что в работе [11] рассматривались аномалии уровенной поверхности, они отсчитываются от средней поверхности, которая отражает состояние постоянных течений, медленно меняющихся в течение года. Тем не менее очень интересно было сравнить эту общую картину с конкретными характеристиками вдольбереговых потоков по данным океанологических зондирований на указанных разрезах, что и составило основную цель данной работы. Это представлялось интересным даже с учетом того, что гидрологические условия, циркуляция вод и отражающие ее вариации уровня моря характеризуются существенной внутригодовой [12, 13] и межгодовой изменчивостью [14, 15], которая оказывает значимое влияние на результаты океанологических съемок. Значительное внимание уделено влиянию хребта Витязь на формирование гидрологических условий в акватории к югу от Четвертого Курильского пролива, в частности в ложбине между этим хребтом и островами Курильской гряды, что является малоизученным вопросом.

Таким образом, цель работы – изучить особенности вертикальных распределений температуры, солености и геострофических течений на повторяющихся разрезах в разные сезоны года на основе данных океанологических съемок.

Материалы наблюдений и методы исследования

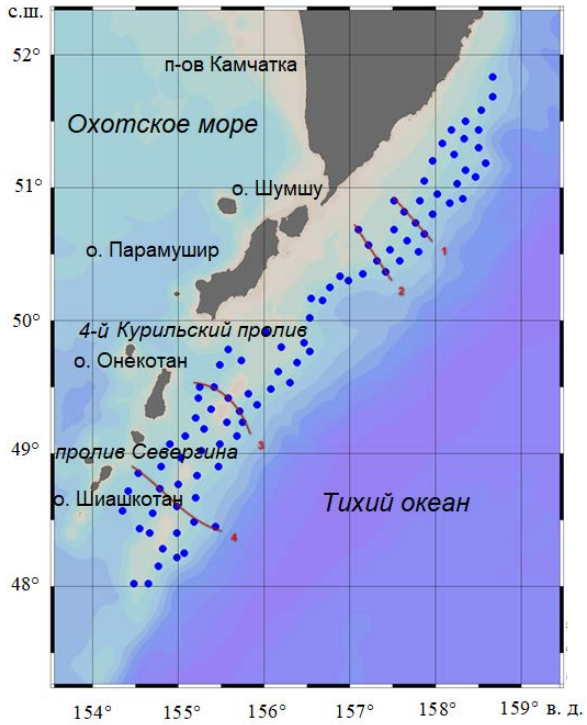
В период с 1992 по 2000 г. на шельфе и материковом склоне северных Курильских островов было выполнено 25 океанологических съемок, одна из них зимой, в декабре, и по восемь в остальные сезоны года. Зондирования выполнялись до глубины 1000 м или до дна в более мелководных районах, при помощи океанологического зонда *AlecElectronics*.

Для изучения изменчивости течений из 25 океанологических съемок были отобраны семь наиболее подробных, в которых можно было выделить несколько поперечных берегу разрезов, повторяющихся во всех этих исследованиях (таблица).

Положение разрезов показано на рис. 1 на фоне океанологических станций, выполненных в период рейса 30 апреля – 3 мая 1996 г.: два – у юго-восточного берега Камчатки, один из них у самой юго-восточной оконечности полуострова, у Первого Курильского пролива, третий – в районе Четвертого Курильского пролива, разделяющего острова Парамушир и Онекотан, и четвертый – в районе пролива Севергина между о-вами Харимкотан и Шиашкотан. Их можно считать стандартными (координаты станций были хотя и не строго фиксированными, но достаточно близкими).

Океанологические съемки в районе северных Курильских островов
Oceanographic surveys in the region of the northern Kuril Islands

№ рейса / No. of cruise	Год / Year	Период / Period	Количество *CTD*-станций / Number of *CTD*-stations	Диапазон глубин, м / Depth range, m
1	1994	14–19 июля / July 14–19	91	189–784
2	1994	10–15 сентября / September 10–15	48	196–794
3	1995	27–30 августа / August 27–30	74	178–833
4	1996	30 апреля – 03 мая / April 30 – May 03	80	197–810
5	1996	10–15 июля / July 10–15	77	200–750
6	1996	04–07 сентября / September 04–07	83	192–705
7	1998	15–26 ноября / November 15–26	100	80–683



Р и с. 1. Положение океанологических станций, выполненных в период 30.04.1996–03.05.1996. Красными линиями показано положение выбранных разрезов
F i g. 1. Position of the oceanographic stations performed from 30.04–03.05, 1996. Red lines show the location of selected sections

Это позволило рассмотреть особенности океанологических условий и, главное, скорости и направления геострофических течений в районе северных Курильских островов в различные сезоны года (исключая зиму). Большинство отобранных съемок относились к теплому сезону, по две (в июле и сентябре) были выполнены в 1994 и 1996 гг., одна в августе 1995 г., одна весной (апрель – май 1996 г.) и одна осенью (ноябрь 1998 г.). Отметим, что сентябрь в дальневосточных морях принято относить к летнему сезону, так как термические условия в этом месяце одни из самых теплых (уступают только августу). Поэтому особенности океанологических условий в осенний период можно было рассмотреть только на материалах рейса в ноябре 1998 г. Следует отметить, что на оценки геострофических течений могут влиять сильные суточные приливные течения, которые, как показано в работе [16], наблюдаются в данном районе благодаря существованию захваченных шельфовых волн.

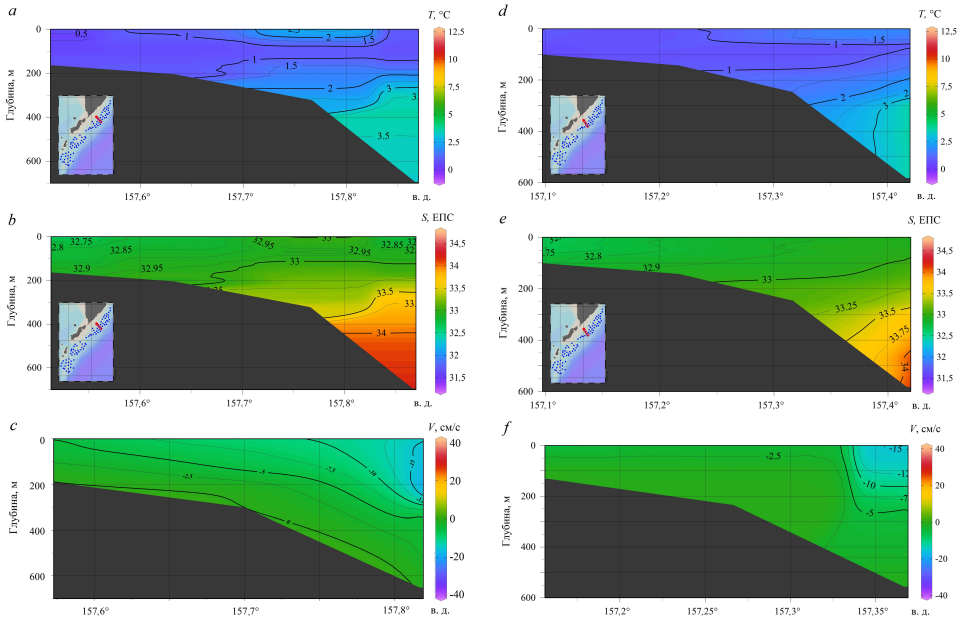
Исходя из количества съемок и их распределения по месяцам сложно было рассчитывать на серьезные выводы в отношении сезонной и межгодовой изменчивости вдольберегового потока в изучаемом районе, к тому же зондирования выполнялись за пределами 12-мильной зоны и почти не захватывали, как отмечалось выше, область шельфа. Тем не менее даже при таких ограничениях подобные оценки представляют существенный интерес. Ниже рассматриваются вертикальные распределения температуры, солености и скорости геострофических течений на указанных разрезах по результатам океанологических съемок. Эти распределения строились при помощи специализированного программного комплекса по обработке океанологических данных *OceanDataView* (URL: odv.awi.de). В этом программном комплексе характеристики течений рассчитываются на основе перепадов динамических высот между соседними океанологическими станциями. Динамические высоты рассчитывались на каждом горизонте (данные были предварительно приведены к стандартному шагу по глубине 5 м). Геострофические скорости являются репрезентативными для средней точки между двумя задействованными станциями.

Кратко остановимся на особенностях донного рельефа в изучаемом районе. Он существенно различается в северной и южных частях. В северной, прилегающей к побережью Юго-Восточной Камчатки, а также о-вов Шумшу и Парамушир, отмечен протяженный сравнительно мелководный шельф и крутой материковый склон, уходящий в глубоководный желоб. В южной у о-вов Онекотан, Харимкатан и Шиашкотан шельф приглубый и короткий, однако на удалении около 100 км имеется подводная гряда – хребет Витязь, заканчивающийся вблизи южной части о. Парамушир. Между островами и подводным хребтом имеется своеобразная ложбина, глубина в которой изменяется от 1500 м на юге до 300 м на севере. Отмеченные особенности донного рельефа оказывают существенное влияние на формирование гидрологических условий в изучаемом районе и характер циркуляции вод.

Результаты и обсуждение

Съемка 30 апреля – 3 мая 1996 г. Океанологические исследования, выполненные в конце апреля – начале мая, представляли большой интерес, так как они единственные относились к ранней весне, когда еще могли сохраняться особенности циркуляции, присущие зимнему сезону. Как отмечалось

выше, именно в холодный период года интенсифицируются все звенья антициклональной циркуляционной цепи в Охотоморском регионе [11]. В частности, в изучаемом районе наблюдается устойчивый поток юго-западного направления.



Р и с. 2. Вертикальные распределения температуры (*a*, *d*) и солености (*b*, *e*) морской воды, а также геострофических течений (*c*, *f*) на разрезах *1* (*слева*) и *2* (*справа*) в мае 1996 г.
F i g. 2. Vertical distributions of seawater temperature (*a*, *d*) and salinity (*b*, *e*), as well as geostrophic currents (*c*, *f*) on sections *1* (*left*) and *2* (*right*) in May, 1996

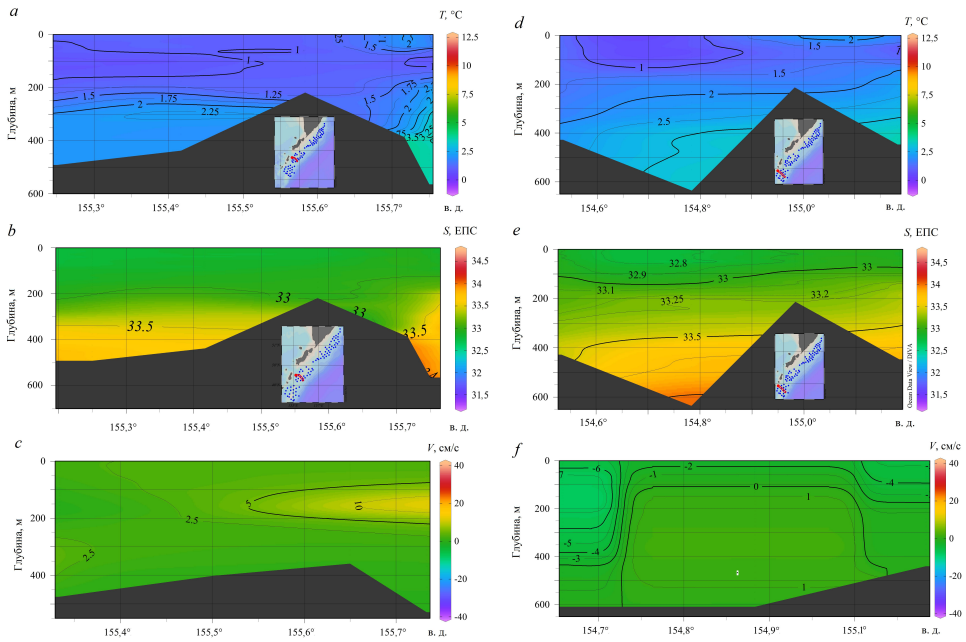
В вертикальном распределении температуры морской воды на самом северном разрезе *1* (рис. 2) просматриваются первые признаки прогрева поверхностного слоя, но только в центральной и восточной частях разреза (до 2,5 °С). ХПС хорошо выражен, хотя температура в нем на всем протяжении разреза была выше 0,5 °С. Как отмечалось в [6], в холодный период в зоне шельфа ХПС утрачивает свойства промежуточного слоя, значения температуры однородны от поверхности до дна. Однако в восточной части он подстилается ТПС и уже начинает формироваться верхний прогретый слой. Граница между ХПС и ТПС, за которую можно условно принять изотерму 3 °С, отчетливо просматривается в восточной глубоководной части разреза, она заглублена примерно до 280 м на его краю и упирается в материковый склон на глубине около 400 м. Наиболее высокие значения температуры морской воды отмечены на самой удаленной от берега станции, на глубине около 350 м (3,5 °С).

Очень низких значений солености, которые обычно связываются с подходом распресненной воды из Берингова моря, в данном случае на разрезе не наблюдалось, очевидно она еще не успела подойти к изучаемому району в период проведения исследований. Отметим, что изогалина 33 ЕПС залегала на

глубине около 100 м и опускалась до 200 м в западной части разреза. Максимальные значения солености более 34,5 ЕПС отмечены на глубине около 600 м.

Стратификация вод была хорошо выражена, значения аномалий плотности изменялись от 26 до 30 кг/м^3, при этом в нижних слоях наблюдался их уклон изопикн вверх в восточной части разреза. На всем его протяжении наблюдался поток южного направления с максимальными скоростями вблизи восточной границы. Скорости убывали в западном направлении и с глубиной (до нуля в придонном слое).

На разрезе *2* океанологические условия были сходны с условиями на разрезе *1* (рис. 2). В верхнем слое признаки прогрева наблюдались только в восточной части и были более слабыми, максимальная температура была около 1,5 °С.



Р и с. 3. Вертикальные распределения температуры (*a*, *d*) и солености (*b*, *e*) морской воды, а также геострофических течений (*c*, *f*) на разрезах *3* (*слева*) и *4* (*справа*) в мае 1996 г.
F i g. 3. Vertical distributions of seawater temperature (*a*, *d*) and salinity (*b*, *e*), as well as geostrophic currents (*c*, *f*) on sections *3* (*left*) and *4* (*right*) in May, 1996

На разрезе *3* признаки прогрева поверхностного слоя были так же слабы, как и на разрезе *2*. В качестве таких признаков можно рассматривать небольшое пятно с температурой до 3 °С в восточной части разреза (рис. 3). В ХПС минимальные температуры составляли около 0,7 °С, более теплая вода начиналась с глубины 300 м, максимальные значения более 3,5 °С выявлены вблизи восточного края разреза.

Распределение солености сходно с ее распределениями на рассмотренных выше разрезах, очень низких значений параметра не отмечено, однако изогалина 33 ЕПС залегала несколько глубже – на глубине около 200 м. На глубинах более 350 м соленость превышала 33,5 ЕПС, а у восточной границы 34 ЕПС.

В районе подводного хребта наблюдаются вариации изотерм и изогалин, но не такие резкие, как по результатам некоторых других съемок, что обсуждается ниже. Наиболее вероятной причиной изменений океанологических параметров вблизи этой особенности донного рельефа является приливное перемешивание, так как в данном районе выявлены суточные шельфовые волны, порождающие сильные приливные течения [16].

В верхнем 200-метровом слое уклоны изопикн незначительны, они более заметны в нижних слоях, в особенности к востоку от подводного хребта. Именно здесь наблюдается хорошо выраженный поток на юг с максимальной скоростью 25 см/с вблизи границы разреза. С западной стороны этой особенности донного рельефа течения слабые, главным образом ориентированы на север, а вблизи границы разреза – в южном направлении.

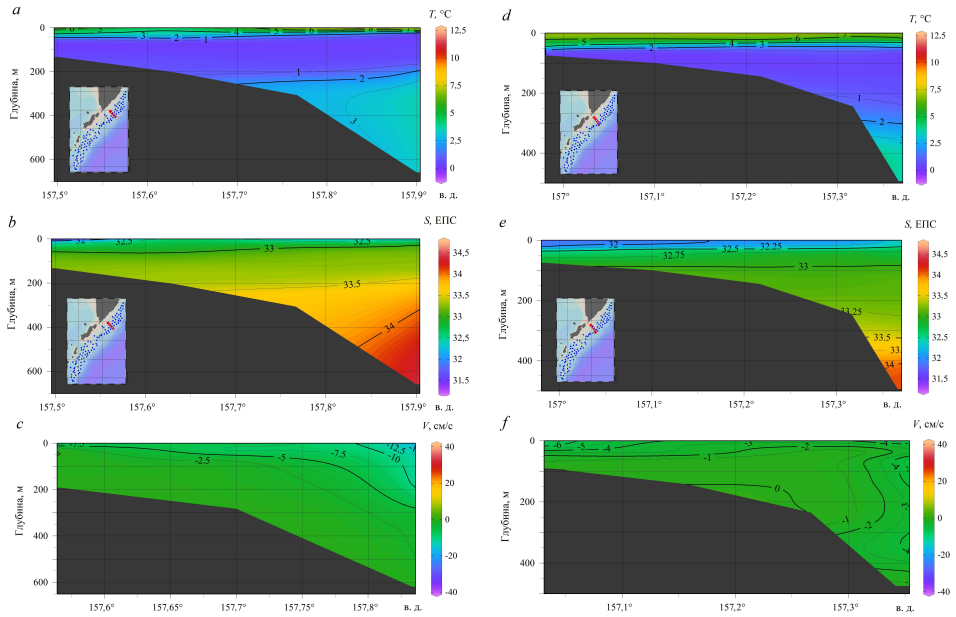
На разрезе *4* также были заметны лишь первые признаки прогрева поверхностного слоя, выделяются два небольших пятна с температурой до 1,5 °С, одно из них, на восточном краю разреза (рис. 3), заглублено до 50–80 м. В восточной части разреза холодная вода с температурой немногим менее 1 °С выходит на поверхность. Наиболее теплая вода сосредоточена в придонном слое (выше 3 °С). Скорости течений на большей части разреза были отрицательными (что отвечает южной ориентации прибрежного потока) и незначительными по величине (до 5 см/с).

Таким образом, в конце апреля – начале мая 1996 г. Камчатское течение еще сохраняло свою силу и проявлялось главным образом над материковым склоном. Интенсивность Курильского течения, также выраженного над западным склоном глубоководного желоба, существенно различалась на разрезах *3* и *4* (на последнем была более слабой), а с западной стороны подводного хребта Витязь отмечен слабый поток на север, что неплохо согласуется с результатами работы [11].

Съемка 14–19 июля 1994 г. В районе северных Курильских островов июль относится к началу летнего сезона, когда уже формируется тонкий поверхностный прогретый слой, но значения температуры еще далеки от максимальных отметок. Рассмотрим более подробно материалы океанологической съемки, выполненной в середине июля 1994 г.

На рис. 4. представлены вертикальные распределения температуры и солености на разрезе *1*. К середине июля тонкий поверхностный слой прогрелся до 5–6 °С. По данным съемки четко выделяется ХПС, залегающий на глубинах от 50 до 200 м, температура в нем была менее 2 °С. На глубинах более 250 м температура возрастала до 3,5–4 °С. Поверхностный слой характеризовался не только более высокими значениями температуры, но и низкой соленостью. В западной части в тонком поверхностном слое значения солености очень низкие для изучаемого района – 31,5 ЕПС и даже меньше. Наиболее вероятная причина формирования воды низкой солености на шельфе Юго-Восточной Камчатки – это влияние таяния льда в юго-западной части Берингова моря

и сток талой воды через Камчатский пролив. Определенную роль мог играть сток рек полуострова, однако устье основной реки Камчатки находится достаточно далеко от рассматриваемого разреза, поэтому влияние данного фактора менее вероятно. Изогалина 33 ЕПС залегала на глубине 60–65 м в западной (прибрежной) части разреза и поднималась до 50 м в восточной. На глубинах более 200 м отмечена соленая вода (более 33,5 ЕПС).



Р и с. 4. Вертикальные распределения температуры (*a*, *d*) и солености (*b*, *e*) морской воды, а также геострофических течений (*c*, *f*) на разрезах *1* (*слева*) и *2* (*справа*) в июле 1994 г.
F i g. 4. Vertical distributions of seawater temperature (*a*, *d*) and salinity (*b*, *e*), as well as geostrophic currents (*c*, *f*) on sections *1* (*left*) and *2* (*right*) in July, 1994

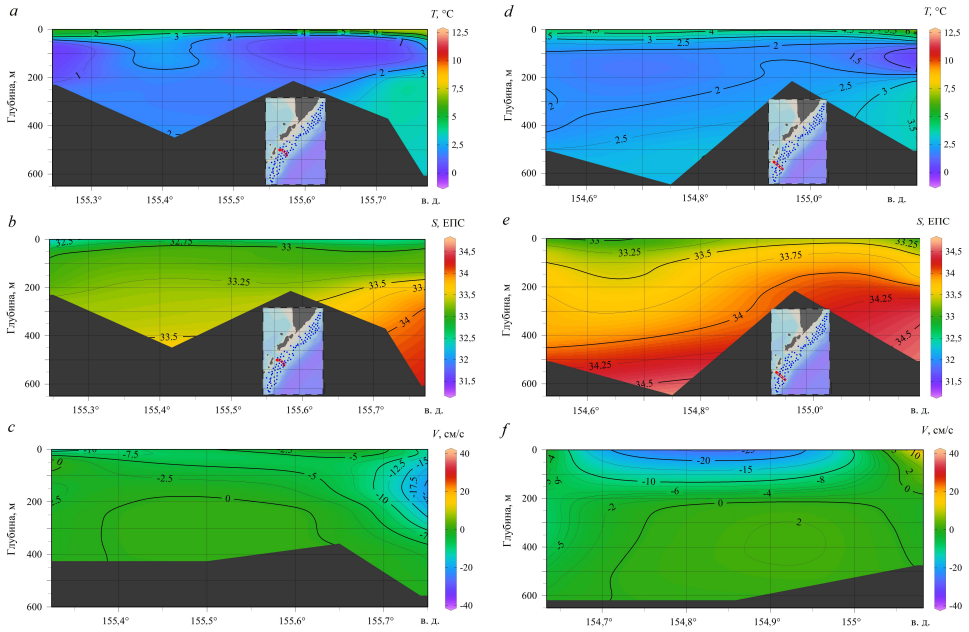
Расчет течений показал, что на всем разрезе наблюдается поток южного румба, максимальные скорости которого (до 10 см) отмечены на глубинах 100–250 м вблизи восточного края разреза, над материковым склоном, ее значения быстро убывали с глубиной, а также в направлении с востока на запад.

На разрезе *2* характер вертикальных распределений температуры и солености сходен с рассмотренным выше на разрезе *1* (верхний прогретый слой, хорошо выраженный ХПС, распресненная вода в поверхностном слое), прежде всего в западной части разреза (рис. 4).

На краях разрезов и на глубине более 200 м (в мелководной части разреза более 150 м) потоки ориентированы на юг, в центральной части разреза в верхнем 150-метровом слое – на север. Здесь отмечены максимальные скорости около 5 см/с, южная составляющая максимальна у западного края разреза (до 8 см/с). В основном же скорости течений малы и не превышали 2 см/с.

На разрезе *3* характер распределений температуры и солености отличается от расмотренных выше на разрезах, относившихся к юго-восточному

побережью Камчатки (рис. 5). Здесь более теплая и менее соленая вода выявлена в восточной части разреза, в целом влияние хребта на распределение океанологических параметров очень выражено. При этом между о-вом Онекотан и хребтом Витязь ТПС практически отсутствует, ХПС достигает глубины около 500 м (его ядро с отрицательными значениями температуры морской воды находилось над хребтом). Изогалина 33 ЕПС проходила почти параллельно изотерме 4 °С, но на чуть большей глубине. Высокие значения солености к западу от подводного хребта не позволяют связать значительную толщину ХПС с влиянием охотоморской воды, соленость которой не достигает таких отметок.



Р и с. 5. Вертикальные распределения температуры (*a*, *d*) и солености (*b*, *e*) морской воды, а также геострофических течений (*c*, *f*) на разрезах *3* (*слева*) и *4* (*справа*) в июле 1994 г.
F i g. 5. Vertical distributions of seawater temperature (*a*, *d*) and salinity (*b*, *e*), as well as geostrophic currents (*c*, *f*) on sections *3* (*left*) and *4* (*right*) in July, 1994

В восточной части разреза наблюдался однородный поток на юг, наибольшие скорости (до 15 см/с) имели место в диапазоне глубин от поверхности до 250 м. В западной и центральной частях прибрежный поток ориентирован на север, максимальные скорости достигали 10 см/с.

На самом южном разрезе *4* были отмечены самые низкие значения температуры и высокие значения солености морской воды. В тонком прогретом поверхностном слое температура колебалась от 3 до 4 °С и только на самой восточной станции достигала 6 °С. ХПС имел значительную толщину, в особенности в западной части разреза (диапазон глубин от 50 до 500 м). В восточной части его нижняя граница изменялась от 300 до 200 м в направлении океана, наиболее холодная вода с температурой менее 1 °С отмечена на крайней восточной станции. На этой же станции в поверхностном слое наблюдалась

и наименее соленая вода (до 32,5 ЕПС), хотя в целом на разрезе преобладала вода с соленостью более 33,5 ЕПС, а на глубине более 300 м – более 34 ЕПС. На краях разреза наблюдались потоки на север, причем в западной части поток весьма интенсивен, его скорость достигала 20 см/с (в восточной до 5 см/с). В центральной части разреза выявлено течение, ориентированное на юг. На глубине более 200 м течения незначительны, за исключением западного края разреза.

Съемка 10–15 июля 1996 г. Еще одна съемка была выполнена примерно в те же сроки в 1996 г. В вертикальном распределении температуры морской воды на разрезах *1* и *2* выделяется тонкий слой, прогретый до 6–7 °С, характеризовавшийся также низкими значениями солености, менее 32,5 ЕПС. На всем разрезе наблюдался поток южного румба с небольшими скоростями, возрастившими до 10 см/с у его восточной границы.

Вертикальные распределения температуры и солености на разрезе *3* испытывали заметное влияние подводного хребта. Тонкий прогретый слой над ним почти отсутствовал, ХПС имел большую толщину в западной части разреза, где изотерма 2 °С проходит вблизи дна. В восточной части изотерма 3 °С, принятая нами за нижнюю границу ХПС, поднималась к краю разреза с глубины около 300 до 200 м. Геострофические течения были разнонаправленными – на север в западной и на юг в восточной части разреза.

На разрезе *4* термические условия были более холодными, чем на других участках изучаемого района. Прогретый слой имел максимальную толщину и значения температуры (до 4 °С) в западной части разреза. По краям разреза наблюдались потоки северного румба, более выраженные в западной части разреза, максимальная скорость достигала 20 см/с. На глубине около 200 м скорость течения падала до нулевой отметки.

Съемка 27–30 августа 1995 г. Три съемки можно отнести к периоду максимального прогрева вод в изучаемой акватории: они были выполнены в конце августа 1995 г., а также в первой декаде сентября 1996 г. и второй – 1994 г. Летом 1995 г. на поверхности моря почти во всем изучаемом районе отмечены высокие для него значения 11–12 °С, за исключением участка, прилегающего к проливу Севергина, где проходит разрез *4*. Однако прогретый слой был очень тонким, около 10 м, а под ним находился хорошо выраженный ХПС, границы которого на северных разрезах находились на глубинах около 15 и 250 м. По всей их протяженности отмечена полоса с отрицательными значениями температуры, что наблюдается достаточно редко и было неожиданным для периода максимального прогрева воды. Отметим, что и по результатам более фрагментарной съемки в мае 1995 г. на большинстве станций также была выявлена вода с отрицательными значениями температуры в слое 20–100 м, вероятно зима этого года в северо-западной части Тихого океана была аномально холодной. Геострофические течения были разнонаправлены в центральной и восточной частях разреза, их скорости невелики.

На южном участке изучаемой акватории, на разрезах *3* и *4*, также были выявлены ядра ХПС с отрицательными значениями температуры, располагались они на краях разрезов. В более глубоких слоях относительно теплые воды

были сосредоточены у восточной и западной границ разрезов и у западного склона хребта Витязь. ТПС в ложбине отсутствовал, изотерма 2 °С достигала дна.

У западного края отмечен слабый поток южного направления, в центральной и восточной частях (по разные стороны от хребта) – северного. В районе поднятия скорость течения была близка к нулю.

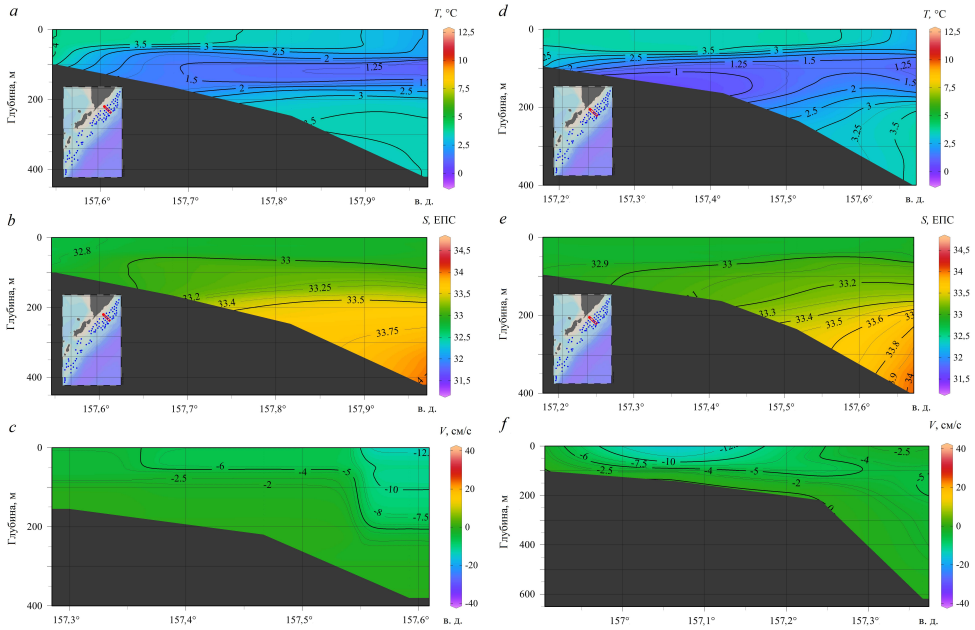
Съемка 4–7 сентября 1996 г. В первой декаде сентября 1996 г. термические условия в изучаемом районе были необычно холодными для этого времени года – это была главная особенность, выявленная по результатам океанологической съемки. Прогретый слой был очень тонким, почти отсутствовал в западной части разрезов *1* и *2* и был слабо выражен в восточной части разрезов *3* и *4* (максимальная температура во всем районе около 8 °С). Толщина ХПС уменьшалась в направлении открытого океана, на южных разрезах к западу от поднятия он достигал дна (ТПС отсутствовал).

В западной части разрезов *3* и *4*, в ложбине между хребтом Витязь и Курильскими о-вами, наблюдался выраженный поток на юго-запад, в остальных случаях скорости течений были невелики.

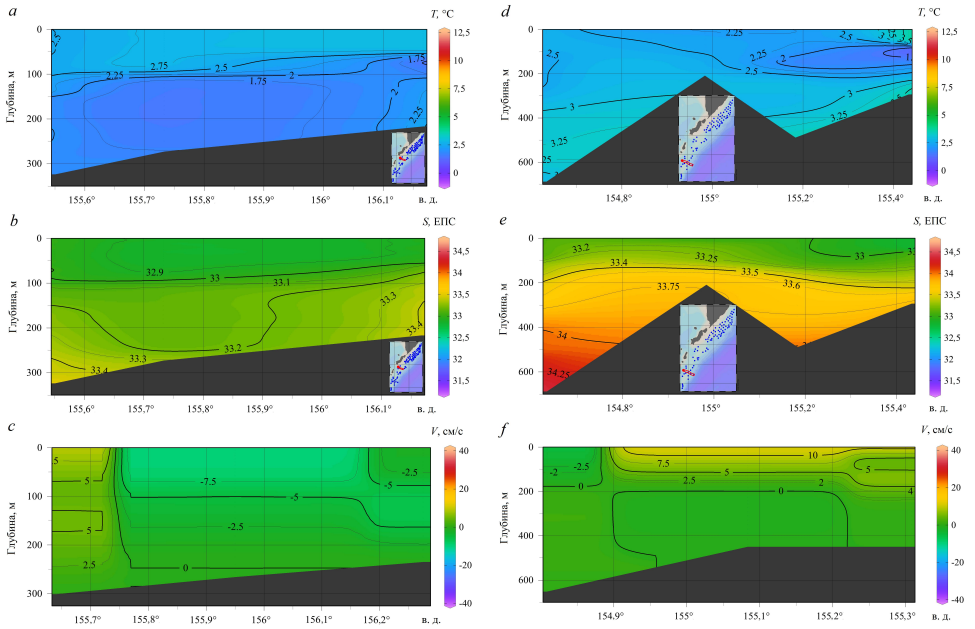
Съемка 10–15 сентября 1994 г. Температура морской воды во второй декаде сентября имела сложный характер пространственного распределения в поверхностном слое: на разрезе *1* более теплая вода была выявлена вблизи берега, в то время как на остальных – в глубоководной части разрезов. С глубиной пространственные различия уменьшались, ХПС в северной части района занимал обычное положение на глубинах от 50 до 250 м. На разрезе *3* к западу от хребта Витязь он распространялся до дна, на разрезе *4* до глубины 500 м и подстилался ТПС. На восточной границе южных разрезов в ядре ХПС отмечены отрицательные значения температуры. Распределения солености были обычными, течения были разнонаправленными и небольшими по величине.

Съемка 15–26 ноября 1998 г. Результаты зондирований, выполненных во второй половине ноября, в наибольшей степени относились к холодному сезону среди материалов рассматриваемых экспедиций, поэтому они представляли особый интерес. Вертикальное распределение температуры морской воды на разрезах *1* и *2* (рис. 6) показывает, что поверхностный слой был выхоложен до 2,5–4 °С (значения параметра возрастали с востока на запад). ХПС был хорошо развит и занимал толщу воды на обычных глубинах от 50 до 200 м. Температура в ядрах была немного выше обычного – более 1 °С.

Распределение солености характеризовалось сравнительно невысокими значениями параметра. Так, изогалина 33 ЕПС залегала достаточно глубоко (70–80 м), а в западной части разреза значения солености были выше этого показателя. Изогалина 34 ЕПС проходила на глубине более 400 м, лишь на небольших участках разрезов значения параметра были выше этой отметки. Течения были ориентированы на юго-запад на всей площади разрезов, но их скорости были сравнительно невелики. Это говорит о том, что активизация Камчатского течения еще не произошла к моменту проведения съемки.



Р и с. 6. Вертикальные распределения температуры (*a*, *d*) и солености (*b*, *e*) морской воды, а также геострофических течений (*c*, *f*) на разрезах *1* (*слева*) и *2* (*справа*) в ноябре 1998 г.
F i g. 6. Vertical distributions of seawater temperature (*a*, *d*) and salinity (*b*, *e*), as well as geostrophic currents (*c*, *f*) on sections *1* (*left*) and *2* (*right*) in November, 1998



Р и с. 7. Вертикальные распределения температуры (*a*, *d*) и солености (*b*, *e*) морской воды, а также геострофических течений (*c*, *f*) на разрезах *3* (*слева*) и *4* (*справа*) в ноябре 1998 г.
F i g. 7. Vertical distributions of seawater temperature (*a*, *d*) and salinity (*b*, *e*), as well as geostrophic currents (*c*, *f*) on sections *3* (*left*) and *4* (*right*) in November, 1998

В южной части изучаемого района поверхностный слой был выхоложен еще сильнее, до 2–3 °С, на большей части разреза *4* ХПС выходил на поверхность, а на разрезе *3* достигал дна, ТПС отсутствовал (рис. 7). Значения солености были сравнительно низкими, лишь на самых глубоких участках у краев разреза были отмечены показатели около 33,4 ЕПС. На основной части разреза значения параметра изменялись в довольно узких пределах – от 32,8 до 33,2 ЕПС. Течения были разнонаправлены, их скорости сравнительно невелики. Осенне-зимняя активизация Курильского течения, как и Камчатского, еще не произошла.

Подведем итоги проведенному исследованию, направленному на определение интенсивности Камчатского течения у юго-восточного берега Камчатки и в зоне его трансформации в Курильское течение. На разрезах *1* и *2*, характеризующих собственно состояние Камчатского течения перед областью его дивергенции, можно сказать, что наиболее выраженный его поток наблюдался в конце апреля – начале мая, ожидаемой активизации во второй половине ноября 1998 г. не отмечено. В июле также сохранялось движение на юг, а в период максимального прогрева, в августе – сентябре, геострофические течения были слабы или даже ориентированы на север на некоторых участках разрезов. Как правило, основная струя течения наблюдалась над материковым склоном в восточной части разрезов.

В южной части изучаемого района существенное влияние на характер Курильского течения оказывал донный рельеф, в частности хребет Витязь, по разные стороны которого океанологические условия заметно различались. В частности, в ложбине между этим хребтом и островами слабо проявляется ТПС. В ее северной части, на разрезе *3*, в большинстве случаев ХПС достигал дна, то есть глубины около 500 м, что значительно больше, чем в районе Камчатки. В южной части этой ложбины, на разрезе *4*, ТПС присутствует, но также выражен слабее, чем над материковым склоном.

Течения в большинстве случаев были разнонаправленными по разные стороны хребта. Наиболее выраженный поток южного направления был отмечен в мае 1996 г. в восточной части разреза. Близкая, возможно, еще более сложная картина распределения океанологических параметров и скоростей течений характерна для самого южного разреза *4*. Это согласуется с результатами анализа, основанного на данных спутниковой альтиметрии [11], который выявил сложный характер Курильского течения, разделяющегося на несколько разнонаправленных струй и не образующего консолидированного потока, за исключением зимнего сезона.

Заключение

На основе материалов океанологических съемок, выполненных в ходе семи рейсов, по четырем повторяющимся разрезам выявлены особенности гидрологического режима в малоизученном районе у тихоокеанского побережья северных Курильских о-вов. Это позволило уточнить существующие представления и получить новые результаты.

На шельфе всю водную толщу в теплый период года занимает ХПС, преимущественно беринговоморского происхождения, температура которого в ядре может достигать отрицательных значений. В глубоководной части кон-

тинентального склона ниже ХПС располагается ТПС со средней границей раздела на глубине 250 м (3 °С). Осенью при интенсивном выхолаживании и ветро-волновом перемешивании, верхняя граница ХПС начинает заглубляться, пока в зимний период не сформируется верхний однородный слой.

На фоне характерных для северной части Тихого океана значений солености поверхностного слоя 32–33 ЕПС, в июле у побережья Юго-Восточной Камчатки наблюдаются распресненные воды (до 31,5 ЕПС), образующиеся в результате таяния ледяного покрова в Беринговом море.

Несмотря на то что три из четырех выбранных разрезов примыкали к проливам Курильской гряды, влияние охотоморской воды, характеризующейся низкими значениями солености, не ощущалось даже в летний период, когда поток тихоокеанской воды через проливы северных Курильских островов ослаблен и можно было ожидать подобного эффекта.

Камчатское и Курильское течения хорошо выражены весной и ослаблены летом и осенью. Общий поток юго-западного направления, охватывающий всю водную толщу и более выраженный над материковым склоном, наблюдается только весной. В летне-осенний период картина течений неустойчива и характеризуется слабыми разнонаправленными потоками как по глубине, так и по пространству.

Подводный хребет Витязь оказывает существенное влияние на термохалинную структуру и циркуляцию вод исследуемого района. В частности, в северную часть ложбины между хребтом и Курильскими о-вами воды ТПС проникают слабо и ХПС здесь развит вплоть до глубины 500 м. Направление геострофических течений над подводной ложбиной часто противоположно направлению потока вод над материковым склоном.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богданов К. Т., Мороз В. В.* Структура, динамика и гидролого-акустические характеристики вод проливов Курильской гряды. Владивосток : Дальнаука, 2000. 152 с. EDN UUTFIR.
2. *Бышев В. И., Фигуркин А. Л., Анисимов И. М.* Современные климатические изменения термохалинной структуры вод СЗТО // Известия ТИНРО. 2016. Т. 185. С. 215–227. EDN WCAHXF.
3. Гидрологические условия северо-западной части Тихого океана и дальневосточных морей в начале XXI века и ожидаемые тенденции / Г. В. Хен [и др.] // Вопросы промысловой океанологии. 2004. Москва : Изд-во ВНИРО, 2004. Вып. 1. С. 40–58.
4. *Хен Г. В., Устинова Е. И., Сорокин Ю. Д.* Многолетние изменения термических условий на поверхности дальневосточных морей и СЗТО и их связь с крупномасштабными климатическими процессами // Известия ТИНРО. 2022. Т. 202, № 1. С. 187–207. EDN YIQZHK. https://doi.org/10.26428/1606-9919-2022-202-187-207
5. *Кантаков Г. А.* Океанографический режим тихоокеанского шельфа и материкового склона Северных Курил и его влияние на распределение промысловых объектов // Промыслово-биологические исследования рыб в тихоокеанских водах Курильских островов и прилежащих районах Охотского и Берингова морей в 1992–1998 гг. Москва : Изд-во ВНИРО, 2000. С. 54–64.
6. *Богданов К. Т., Мороз В. В.* Воды Курило-Камчатского течения и течения Ойясио. Владивосток : Дальнаука, 2004. 141 с. EDN QKEOIR.
7. *Мороз В. В.* Особенности термохалинной структуры вод и динамики температурных аномалий в зоне Курильской гряды и прилегающих акваторий // Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. 2011. № 3(157). С. 96–103. EDN RITSLB.
8. *Uda M.* Oceanography of the Subarctic Pacific Ocean // Journal of the Fisheries Board of Canada. 1963. Vol. 20, no. 1. P. 119–179. https://doi.org/10.1139/f63-011

9. *Talley L. D.* Distribution and formation of North Pacific Intermediate water // Journal of Physical Oceanography. 1993. Vol. 23, iss. 3. P. 517–537. https://doi.org/10.1175/1520-0485(1993)023<0517:DAFONP>2.0.CO;2

10. *Жуков Л. А.* Основы гидрологического режима Курильского района Тихого океана // Труды Курило-Сахалинской морской комплексной экспедиции ЗИН–ТИНРО 1947–1949 гг. Издательство АН СССР, 1954. Т. 1. С. 304–390.

11. *Шевченко Г. В., Романов А. А.* Сезонная изменчивость циркуляции в верхнем слое Охотского моря по данным спутниковой альтиметрии // Метеорология и гидрология. 2006. № 8. С. 59–71. EDN JSGUIU.

12. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 9. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия / ред. Б. Х. Глуховский и др. Санкт-Петербург : Гидрометеоиздат, 1998. 343 с.

13. *Мороз В. В.* Изменчивость гидрологических условий района Курильских островов в теплое полугодие // Метеорология и гидрология. 1999. № 12. С. 88–93.

14. *Рогачев К. А., Шлык Н. В.* Многолетние изменения вихря ветра и уровень моря в Камчатском течении // Океанология. 2005. Т. 45, № 3. С. 339–348. DN HRZHHL.

15. *Седаева О. С., Шевченко Г. В.* О взаимосвязи сезонных вариаций уровня моря и атмосферного давления в районе Курильской гряды // Динамические процессы на шельфе Сахалина и Курильских островов. Южно-Сахалинск : ИМГиГ ДВО РАН, 2001. С. 81–93.

16. *Шевченко Г. В., Романов А. А.* Определение параметров приливных суточных шельфовых волн в районе Северных Курильских островов по данным спутниковой альтиметрии // Исследование Земли из космоса. 2008. № 3. С. 76–87. EDN IPKSZX.

Об авторах:

Шевченко Георгий Владимирович, зав. лабораторией океанографии, Сахалинский филиал Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО) (693023, Россия, Южно-Сахалинск, ул. Комсомольская, д. 196), ведущий научный сотрудник лаборатории цунами, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН (693023, Россия, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б), доктор физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0003-0785-4618**, **SPIN-код: 8230-2974**, shevchenko_zhora@mail.ru

Частиков Валерий Николаевич, ведущий специалист лаборатории океанографии, Сахалинский филиал Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО) (693023, Россия, Южно-Сахалинск, ул. Комсомольская, д. 196), **SPIN-код: 6415-0818, Scopus Author ID: 8510411400**

Ульченко Василий Александрович, заместитель начальника отдела морских рыб, Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии (ВНИРО) (105187, г. Москва, Окружной проезд, 19), **SPIN-код: 5926-8699**

Морской гидрофизический институт РАН

Подписку на очередные номера «Морского гидрофизического журнала» можно оформить по Интернет каталогу «Пресса по подписке» (индекс 93632).

Адрес редакции:

299011, Севастополь, ул. Капитанская, д. 2
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр «Морской гидрофизический институт РАН»
Тел.: +7 (8692) 54-02-23
Сайт «Морского гидрофизического журнала»: мгфж.рф
Physical Oceanography (англоязычная версия): http://www.physical-oceanography.ru
E-mail: journal@mhi-ras.ru

Редакторы: Л. Г. Анисимова, Н. Б. Мороз, Р. В. Камышников
Компьютерная верстка: Л. А. Иванчик
Перевод: Т. А. Кузнецова, Е. Е. Петрова, Д. Б. Галаев
Информационная поддержка сайта журнала: А. О. Конопляников
Дизайн обложки: П. В. Поликарпов

Подписано в печать 01.04.2025 г. Дата выхода в свет 30.04.2025 г. Формат 70 × 108 1/16.
Цифровая печать. Усл. печ. л. 6,4. Усл. кр.-отт. 7,0. Уч.-изд. л. 6,85.
Бумага офсетная. Тираж 50 экз. Цена свободная.

Отпечатано в типографии ИП Копыльцов Павел Иванович. ИНН 366411965235
394052, Российская Федерация, г. Воронеж, ул. Маршала Неделина, дом 27, кв. 56