Том 63, Номер 6

ISSN 0030-1574 Ноябрь - Декабрь 2023





# СОДЕРЖАНИЕ

# Том 63, номер 6, 2023

#### Физика моря

Тенденции изменений температуры воды в тропической зоне Тихого океана в 1982—2021 гг.	
И. Д. Ростов, Е. В. Дмитриева, Н. И. Рудых	871
Моделирование приливных явлений в акватории Пенжинской губы	
Д. Р. Шпачук, О. В. Соколов, А. Н. Бугаец	886
Внутренние волны, генерируемые потоком реки Кодор в Черном море	
А. Н. Серебряный, Е. Е. Химченко, В. В. Гончаров, Л. Л. Тарасов, О. Е. Попов, Д. В. Белов, И. П. Нешенко	899
Исследование режимов сейшевых колебаний Севастопольской бухты	
Ю. В. Манилюк, Д. И. Лазоренко, В. В. Фомин, Д. В. Алексеев	916
Морская биология	
Состояние популяций гребневиков <i>Mnemiopsis leidyi</i> Agassiz, 1865 и <i>Beroe ovata</i> Bruguiere, 1789 в водах западного шельфа Северного и Среднего Каспия в августе-сентябре 2022 г.	
В. Б. Ушивцев, В. В. Саяпин, Е. П. Олейников, М. Л. Галактионова, С. А. Котеньков	927
Донные биоценозы Таманского залива Азовского моря	
И.В.Любимов, Г.А.Колючкина, У.В.Симакова, А.Б.Басин	936
Этолого-акустические исследования черноморской афалины ( <i>Tursiops truncatus ponticus</i> Barabash, 1940) в прибрежной акватории Карадагского заповедника, юго-восточный Крым	
И. В. Логоминова, А. В. Агафонов, В. А. Литвин	950
Видовой состав и распределение китообразных в Атлантическом и Индийском секторах Южного океана	
О. И. Кириллова	962
Морсуза гоология	
Торская геология	
Геохимия железомарганцевых корок Берингова моря Г. Н. Батурин, А. Н. Новигатский	975
Рельеф дна и аномальное магнитное поле Восточно-Индийского хребта в районе 5° с.ш.	
О. В. Левченко, А. Н. Иваненко, И. А. Веклич, Н. Н. Турко	987
Прогноз динамики песчаного пляжа в сложных гидродинамических условиях	
И. Г. Кантаржи	1000

#### Приборы и методы

Разработка системы круглогодичного мониторинга параметров водной среды с применением бентосных микробных топливных элементов

Н. Н. Волченко, А. А. Лазукин, С. И. Масленников, А. А. Пахлеванян,

А. А. Самков, А. А. Худокормов

# Информация

Исследования осадочного заполнения трансформных разломов и водных масс восточной тропической Атлантики (63-й рейс НИС "Академик Иоффе")	
Е. В. Иванова, Д. Г. Борисов, А. В. Гавриков, А. Н. Демидов, А. Н. Иваненко, О. И. Кириллова, С. Б. Крашенинникова, О. В. Левченко, Н. А. Шульга	1021
Экспедиционные исследования в Балтийском море в 54-м рейсе НИС "Академик Сергей Вавилов"	
Д. В. Дорохов, В. В. Сивков, С. А. Мошаров, П. Б. Семенов, Е. Е. Ежова, А. А. Кондрашов, Е. С. Бубнова, Е. П. Пономаренко, М. А. Герб	1024
Исследование абиотических факторов, определяющих динамику морских экосистем и формирование аномальных условий в прибрежных водах Дальнего Востока, в 80-ом рейсе НИС "Профессор Гагаринский"	
В. Б. Лобанов, А. Ф. Сергеев, П. Ю. Семкин, Н. Б. Лукьянова, В. Цой, П. П. Тищенко, И. Ф. Алексеев, С. П. Кукла, А. А. Мазур, М. С. Обрезкова, И. А. Прушковская, С. Г. Сагалаев, Е. Ю. Тибенко, М.С. Федоров, М. Г. Швецова, А. Ю. Юрцев	1027

.

# **CONTENTS**

# Vol. 63, No. 6, 2023

## **Marine Physics**

Changes of Thermal Conditions Trends in the Tropical Zone of the Pacific Ocean in 1982–2021 I. D. Rostov, E. V. Dmitrieva, N. I. Rudykh	871
Numerical Modeling of Tidal Phenomena of the Penzhinskaya Bay D. R. Shpachuk, O. V. Sokolov, A. N. Bugaets	886
Internal Waves Generated by the Inflow of the Kodor River in the Black Sea A. N. Serebryany, E. E. Khimchenko, V. V. Goncharov, L. L. Tarasov, O. E. Popov, D. V. Belov, I. P. Neshenko	899
Investigation of the Regimes of Seiche Oscillations Sevastopol Bay Yu. V. Manilyuk, D. I. Lazorenko, V. V. Fomin, D. V. Alekseev	916

## **Marine Biology**

Population Status of the Ctenophores <i>Mnemiopsis leidyi</i> Agassiz, 1865 and <i>Beroe ovata</i> Bruguiere, 1789 in the Waters of the North and Middle Caspian Western Shelf in August–September, 2022	
V. B. Ushivtsev, V. V. Sayapin, E. P. Oleynikov, M. L. Galaktionova, S. A. Kotenkov	927
Bottom Biocenoses of Taman Bay (Sea of Azov)	
I. V. Lyubimov, G. A. Kolyuchkina, U. V. Simakova, A. B. Basin	936
Ethological and Acoustic Studies of Bottlenose Dolphins (Tursiops truncatus ponticus Barabash, 1940) in the Coastal Water Area of the Karadagh Reserve, South-Eastern Crimea	
I. V. Logominova, A. V. Agafonov, V. A. Litvin	950
Species Composition and Distribution of Cetaceans in the Atlantic and Indian Sectors of Southern Ocean	
O. I. Kirillova	962

## **Marine Geology**

I. G. Kantarzhi	1000
Forecast of the Dynamics of a Sandy Beach in Complexed Hydrodynamic Conditions	
O. V. Levchenko, A. N. Ivanenko, I. A. Veklich, N. N. Turko	987
The Bottom Relief and the Anomalous Magnetic Field of the Ninetyeast Ridge in Near 5° N	
G. N. Baturin, A. N. Novigatsky	975
Geochemistry of Iron-Manganese Crusts of the Bering Sea	

#### **Instruments and Methods**

Application of Benthic Microbial Fuel Cells in Systems of Year-Round Monitoring of Water Environment Parameters	
N. N. Volchenko, A. A. Lazukin, S. I. Maslennikov, A. A. Pakhlevanyan, A. A. Samkov, A. A. Khudokormov	1010

#### Information

Investigations of the Transform Faults' Sediment Infill and Water Masses of the Eastern Tropical Atlantic (63d Cruise of the R/V "Akademik Ioffe")

E. V. Ivanova, D. G. Borisov, A. V. Gavrikov, A. N. Demidov, A. N. Ivanenko, O. I. Kirillova, S. B. Krasheninnikova, O. V. Levchenko, N. A. Shulga

1021

<ul> <li>Expeditional Studies in the Baltic Sea in Cruise 54th of the R/V "Akademik Sergei Vavilov"</li> <li>D. V. Dorokhov, V. V. Sivkov, S. A. Mosharov, P. B. Semenov, E. E. Ezhova,</li> <li>A. A. Kondrashov, E. S. Bubnova, E. P. Ponomarenko, M. A. Gerb</li> </ul>	1024
Study of Abiotic Factors Controlling Marine Ecosystem Dynamics and Formation of Anomalous Conditions in the Coastal Waters of the Far East in 80th Cruise of the R/V <i>Professor Gagarinskiy</i>	
V. B. Lobanov, A. F. Sergeev, P. Y. Semkin, N. B. Lukyanova, V. Tsoy, P. P. Tishchenko, I. F. Alekseev, S. P. Kukla, A. A. Mazur, M. S. Obrezkova, I. A. Prushkovskava,	
S. G. Sagalaev, E. Y. Tibenko, M. S. Fedorov, M. G. Shvetsova, A. Y. Yurtsev	1027

——— ФИЗИКА МОРЯ ——

УДК 551.583.1:551.46.06(335)

# ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ В ТРОПИЧЕСКОЙ ЗОНЕ ТИХОГО ОКЕАНА В 1982–2021 гг.

© 2023 г. И. Д. Ростов<sup>1,</sup> \*, Е. В. Дмитриева<sup>1</sup>, Н. И. Рудых<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия \*e-mail: rostov@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 01.12.2022 г. После доработки 14.02.2023 г. Принята к публикации 27.03.2023 г.

По данным климатических массивов Национального управления океанических и атмосферных исследований (NOAA, США) и Японского метеорологического агентства (JMA, Япония) определены региональные особенности и тенденции межгодовой изменчивости температуры воды в верхнем 2200-метровом слое тропической зоны Тихого океана в 1982—2021 гг., а также их возможные связи с вариациями климатических характеристик. Представлено описание трехмерной структуры аномалий изменчивости полей температуры и показателей теплосодержания в указанном слое в различных районах в отдельные периоды современного глобального потепления и дана их количественная оценка.

**Ключевые слова:** климатические изменения, температура воды, тренды потепления, климатические индексы, крупномасштабные атмосферные процессы, корреляционные связи, региональные особенности, тропическая зона Тихого океана

DOI: 10.31857/S0030157423060126, EDN: UZQZMH

#### введение

Региональные проявления нынешнего периода глобального потепления отличаются существенной пространственно-временной неоднородностью [1, 2]. Наблюдаемый климатический отклик включает увеличение частоты, интенсивности и масштабов влияния экстремальных температур, морских тепловых волн, сильных осадков, засух и тропических циклонов на различные природные экосистемы и сферы экономики, сокращение площади морского льда и ледников, снежного покрова и вечной мерзлоты [12, 21, 29]. Бассейны тропической и субтропической зон Тихого океана представляют собой обширные резервуары тепла и являются одним из ключевых источников, с которыми связывают происходящие изменения темпов современного потепления [33]. Эти зоны оказывают большое влияние на глобальный климат посредством таких крупномасштабных процессов взаимодействия атмосферы и океана, как Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК), десятилетнее тихоокеанское колебание (PDO) и междесятилетнее тихоокеанское колебание (ІРО) [18]. События ЭНЮК связаны с флуктуациями тропического и субтропического режимов барического поля, они возникают в результате сопряженных взаимодействий атмосферы и океана и различаются по пространственной структуре и интенсивности [9, 41]. ЭНЮК зарождается в тропической части Тихого океана и с периодичностью примерно каждые 2-5, 3-8 лет проявляется теплыми (Эль-Ниньо) и холодными (Ла-Нинья) фазами [10]. Во время событий Эль-Ниньо отмечается повышение средней в глобальном масштабе температуры воздуха и температуры воды поверхности океана (ТПО), а во время событий Ла-Нинья – ее понижение [44]. Их последствия ощущаются глобально через атмосферные и океанические телесвязи ("мосты") [12, 40, 41]. ЭНЮК распространяет свое влияние на режимы изменчивости климата в тропических зонах Индийского, Атлантического океанов и проявляется вплоть до Арктики и Антарктики [7, 18, 30]. Помимо канонического (классического), различают также другой тип ЭНЮК – центрально-тихоокеанское (Эль-Ниньо/Ла-Нинья Модоки [9, 10, 35]), характеризуемое индексом Модоки и основанном на разнице между аномалиями ТПО в центральной экваториальной части Тихого океана, в ее восточной и западной частях [10, 31]. Его колебания тесно связаны с характеристиками изменчивости полей ветра, температуры и глубины термоклина вдоль центральной области экваториальной зоны по отношению к ее периферийным участкам [41].

В тропических широтах Тихого океана межгодовая изменчивость температуры воды превосходит сезонные изменения, причем, согласно оценкам на основе климатических моделей [41], современные межгодовые изменения нельзя объяснить только внутренней изменчивостью климатической системы, т.к. они содержат отклик на внешнее антропогенное воздействие. Поэтому понимание пространственно-временной структуры современных межгодовых изменений термических характеристик океана, а также соответствующих им причин и механизмов, имеет важное значение для исследований изменения климата и его последствий.

Одной из характерных особенностей термических условий тропической зоны Тихого океана является наличие двух теплых тропических бассейнов (ТТБ) – западно-тихоокеанского теплого тропического бассейна (WPWP) [22] и теплого тропического бассейна Западного полушария (WHWP) [51]. в которых значения ТПО превосходят 28°С, а также области относительно прохладной воды с ТПО ~ 17°-25°С вдоль западного побережья Южной Америки, известной как холодный язык восточной части Тихого океана (ЕРСТ) [20, 41]. WPWP простирается на запад от центральной части экваториальной зоны Тихого до Индийского океана [20], а WHWP локализован у побережья Центральной Америки. WHWP является тихоокеанской частью ТТБ Западного полушария и связан через "атмосферный мост" с Атлантикой [34]. В обычных условиях состояние атмосферы и океана в тропической части Тихого океана характеризуется зональным контрастом между более высокими значениями ТПО в западном ТТБ и более низкими – в центрально-восточном секторе тропической зоны, в районе ЕРСТ. Эти особенности связаны с формированием конвективных циркуляционных ячеек Уокера в атмосфере [10, 46], ориентированных вдоль экватора и вызывающих пассатные ветры. Под действием восточных пассатов теплая поверхностная тропическая вода смещается на запад, где она накапливается в бассейне WPWP, способствуя увеличению его объема, теплосодержания и дальнейшему расширению [7, 22]. В свою очередь, воздействие восточного ветра вызывает апвеллинг, что, наряду с влиянием холодных пограничных течений, приводит к охлаждению юго-восточной экваториальный зоны Тихого океана в области ЕРСТ, подавляет атмосферную конвекцию и поддерживает зональный градиент ТПО и структуру термоклина вдоль экватора [35].

Как отмечалось ранее [25, 36, 46, 49], зональный градиент ТПО в экваториальной части Тихого океана является движущей силой глобального потепления и усиливается с середины двадцатого века. Тенденции увеличения градиента ТПО способствуют усилению восточных ветров за счет

развития атмосферной конвекции над теплым бассейном и возрастания зонального градиента давления на уровне моря [49]. Эти процессы сопровождаются перераспределением тепла в океане, изменением глубины термоклина, теплосодержания толщи вод и регулируются сложными прямыми и обратными связями между естественными, внутренними климатическими изменениями с внешними воздействиями, такими как антропогенные, и являются предметом многочисленных исследований [12, 20, 29]. В них отмечается, что знак тенденции и величина межгодовых колебаний ТПО в различных районах в значительной мере зависит от характеристик ЭНЮК и выбранного периода [25, 32]. Так, за последние четыре десятилетия на рубеже XX-XXI веков выделяются три периода изменения темпов глобального потепления: быстрое увеличение ~1975-1998 гг., замедление (пауза) ~1998-2013 гг. [38, 52] и последующее за ним ускорение, продолжающееся до настоящего времени. Годы с 2014 по 2021 вошли в восьмерку самых теплых за всю историю наблюдений. Среднегодовая глобальная ТПО в 2021 году была на 0.13°С выше, чем за предшествующие 30 лет [21]. В течение последнего десятилетия средние зональные положительные тренды теплосодержания в верхнем 100-метровом слое тропической зоны Тихого океана возросли [12]. Эти изменения сопровождались похолоданием в нижней части термоклина и отрицательными трендами межгодовых изменений теплосодержания всего верхнего 700-метрового слоя в западной части этого района [12, 20]. В целом же теплосодержание толщи вод верхнего 2000-метрового слоя Мирового океана в 2021 г. было самым высоким за всю историю наблюдений. Наибольшее потепление наблюдалось в водах Южного океана, в тропической и субтропической частях Тихого и Атлантического океанов [29]. Прогностические оценки указывают на потепление в верхних 400 м толщи вод и значительное расширение ТТБ в центральной и западной экваториальной зоне Тихого океана. ТПО в этом бассейне к 2100 году может превысить 29°С, и, в целом, современная глобальная тенденция к потеплению продолжится по мере увеличения выбросов парниковых газов [20, 22].

Приблизительно между 1998 и 2013 гг. темпы роста глобальной средней приземной температуры воздуха и ТПО замедлились по сравнению с предшествующим периодом второй половиной 20-го века, а затем вновь ускорились. Однако этот процесс характеризовался значительной пространственно-временной неоднородностью [3, 6, 7]. Так, в бассейнах Охотского и Японского морей в 1998–2006 гг. наблюдался период потепления ТПО, а в 2007–2017 гг. – похолодания [3]. С этими феноменами тесно связаны процессы перестройки вертикальной структуры температуры

воды и изменчивости трендов теплосодержания, региональные характеристики которых изучены недостаточно. Имеющиеся результаты представлены либо обобщенно в масштабах океанического бассейна, либо фрагментарно за различные промежутки времени без оценки статистической значимости [12, 15, 20, 23]. Актуальной задачей является анализ пространственно-временных особенностей, количественных характеристик и трехмерной структуры климатических трендов межгодовых изменений термических условий исследуемого района на основе совокупности архивных и мониторинговых данных наблюдений с использованием современных численных моделей анализа и реанализа информации. Недостаточно изученными остаются характер и структура связей этих характеристик с изменчивостью ведущих мод климатических изменений атмосферной циркуляции.

Цель данной работы — определение тенденций и пространственно-временны́х особенностей межгодовых изменений ТПО, температуры воды и показателя теплосодержания верхнего 2200-метрового слоя тропической зоны Тихого океана и анализ их возможных причинно-следственных связей с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере за отдельные 20-летние периоды современного глобального потепления. Выбор временны́х интервалов связан с характеристиками массивов используемых данных, необходимостью обеспечения статистической значимости и сопоставимости результатов.

#### ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

В последние годы в ходе исследований океана, одновременно с развертыванием дистанционных автономных наблюдательных систем и буев, созданы и находят все более широкое применение перспективные системы усвоения (ассимиляции) океанографических данных, такие как SODA и GODAS [43]. За последние два десятилетия резко увеличилась доля информации, поступающей в базы данных [50] и систему GODAS с наблюдательной сети автономных буев-профилемеров ARGO, в том числе – приблизительно до 730 тыс. профилей в зоне Тихого океана между 30° с.ш. и 30° ю.ш. С развертыванием сети ARGO стали возможным регулярные наблюдения до глубин 2000 м и более [12, 23]. По результатам сверки данных GODAS с океанографическими данными наблюдений WOCE [47] и регулярно пополняемой WOD 2018 [50] за различные годы в работе использовались данные GODAS только за 2001-2021 гг.

Для анализа были взяты данные оптимальной интерполяции ТПО NOAA OI SST V2 на сетке  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  за 1982—2021 гг. с сайта https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html, а также потенциальной температуры воды и ско-

рости течений на 35 горизонтах в слое 5-2200 м с неравномерным шагом по вертикали (с интервалом 10 м в слое 5-225 м, постепенно увеличивающимся с глубиной до 360 м) системы усвоения океанографических данных GODAS [43] в узлах сетки 0.3° × 1° https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.godas.html за 2001-2021 гг. Использовались также данные реанализа полей давления, ветра и потоков тепла на поверхности океана и климатических индексов (КИ): IPO, АМО (атлантическая междесятилетняя осцилляция), а также SOI (индекс южного колебания), NPGO (колебание северо-тихоокеанского циклонического круговорота), РТW (индекс тихоокеанского пассата), WHWP (индекс теплого тропического бассейна Западного полушария) и AD, обозначающего выраженность азиатской депрессии в поле приземного атмосферного давления. Соответствующие данные были получены с сайтов NOAA https://psl.noaa.gov/data/gridded/index.html, https://psl.noaa.gov/data/climateindices/list/ и http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/index.shtml.

Проводился расчет статистик по единой (для сопоставимости с другими географическими районами) методике [6, 7], дополненной регрессионным анализом. Для выявления ведущих режимов колебаний температуры морской поверхности и их изменений в толще вод использовался аппарат анализа эмпирических ортогональных функций (ЭОФ) аномалий ТПО (АТПО) и температуры воды в толще океана ( $T_w$ ). Также проведен ЭОФ анализ межгодовых вариаций поля геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа (Н<sub>500</sub>), и атмосферного давления на уровне моря (ДУМ). Уровень значимости 95% для трендов временны́х рядов оценивался по критерию Стьюдента с использованием эффективных степеней свободы [48], а определение значимости коэффициентов корреляции и регрессии для рядов с различными степенями свободы – согласно [13].

Аномалии температуры воды рассчитывались как отклонение от средней величины за 20-летние периоды наблюдений. По данным GODAS были рассчитаны величины интегральной температуры Q [4] и ее аномалий ( $\Delta Q$ ) в узлах сетки для слоев 5–200 м, 200–450 м и 950–2200 м:

$$Q = \sum_{h_2}^{h_1} \Delta h_i \left\langle T_i \right\rangle,$$

где Q – интегральная температура в слое,  $h_1$ ,  $h_2$  – верхняя и нижняя границы слоя, в котором проводился расчет Q,  $\Delta h_i$  – толщина *i*-ого слоя,  $\langle T_i \rangle$  – среднее значение температуры воды  $(T_w)$ *i*-ого слоя.

Для анализа тенденций изменчивости АТПО и температуры воды по слоям и на отдельных горизонтах в тропической зоне Тихого океана были



**Рис. 1.** Тренды АТПО ( $^{\circ}C/10$  лет) за периоды 1982–2000 гг. (а), 2001–2021 гг. (б) и пространственное распределение коэффициентов корреляции *R* (смотрите текст) для первой (в, г) и второй (д, е) мод ЭОФ АТПО за те же периоды. На рис. (б) показано расположение центров выделенных районов (1–7), а на рисунке (е) – разрезов (I–V). Крестиками на рисунках (а) и (б) обозначены узлы сетки, в которых оценки статистически значимы на уровне 95%.

выбраны 7 районов, четыре из которых традиционно используются для диагностики состояния ЭНЮК: (1) – NINO.WEST (0°–15° с.ш., 130°– 150° в.д.), (2) – NINO.4 (5° с.ш.–5° ю.ш., 160° в.д.– 150° з.д.), (3) – NINO.3 (5° с.ш.–5° ю.ш., 150°– 90° з.д.), (4) – NINO.1 + 2 (0°–10° ю.ш., 90°– 80° з.д.) [9] – https://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/ products/elnino/index.html, и три дополнительных (5, 6, 7), расположенных в районах ТТБ южнее и севернее экватора (рис. 1б). В дальнейшем путем простого осреднения сеточных данных в окрестностях центров выбранных районов ( $\pm 1^{\circ}$  по широте и долготе) рассчитывался многолетний ход аномалий температуры воды на каждом из 35 горизонтов GODAS и интегральной температуры в отдельных слоях: верхний (5-200 м), промежуточный (200-450 м) и глубинный (950-2200 м). Кроме того, были рассмотрены тенденции изменений температуры воды и скорости течений на пяти зональных и меридиональных разрезах в экваториальной зоне (рис. 1е). Для построения разрезов использовалось программное обеспечение Ocean Data View (ODV – https://odv.awi.de).

Выбор границ слоев проводился с учетом дискретности горизонтов GODAS (верхний горизонт -5 м) на основе предварительного анализа особенностей вертикальной термической структуры в выделенных районах, характеристик ее межгодовых изменений (с применением ЭОФ анализа), выраженности и значимости трендов Т<sub>w</sub> на различных горизонтах и на разрезах с использованием данных о вертикальной структуре системы экваториальных течений. При этом нижняя граница верхнего слоя примерно соответствует глубине изотермы  $T_w = 20^{\circ}$ С, которая обозначает среднюю часть ("купол" [51]) верхнего (сезонного) термоклина [16, 37, 40] на значительной части исследуемой акватории, а нижняя граница промежуточного - соответствует положению нижней части деятельного слоя. Колебания термических характеристик этого слоя обусловлены в основном изменчивостью радиационных факторов, метеорологических условий и динамическими особенностями региона [17, 51], а, в целом, на верхний 700-метровый слой приходится значительная доля поглощения тепла и глобального потепления

океана (до 44%) [23, 29]. Тенденции потепления прослеживаются также в выделенном глубинном слое, расположенном в нижней части главного термоклина исследуемой акватории и других районов Мирового океана. В глубинном слое влияние процессов, обеспечивающих изменения теплового состояния и динамического режима деятельного слоя, ослабевает, и определенную роль в перераспределении тепла, наряду с диапикническим перемешиванием и вертикальной циркуляцией [42], играют процессы изопикнического переноса [23].

#### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

# Особенности пространственной и межгодовой изменчивости ТПО

В анализируемые 20-летние периоды пространственные паттерны (характерные особенности характеристик структуры) трендов ТПО существенно различаются, что связано с особенностями атмосферной циркуляции и теплообмена на поверхности океана [20, 46] в каждый из периодов (рис. 1). Анализ показал, что в 1982-2021 гг. наблюдались тенденции роста ТПО в северо-западном и юго-западном секторах тропической зоны и похолодания на юго-востоке. Период 1982-2000 г. характеризовался наличием отрицательных аномалий ТПО на большей части экваториальной зоны с полосой их минимальных значений вдоль центральной области (рис. 1а), что характерно для условий преобладания эпизодов ЭНЮК центрально-тихоокеанского типа – Ла-Нинья Модоки [9, 10, 35]. В течение 2001-2021 гг. преобладали условия ЭНЮК восточного, классического типа – Ла-Нинья (рис. 1б), сопровождавшиеся выхолаживанием поверхности в центральной и особенно в юго-восточной частях тропической зоны океана [31] и потеплением в других районах, преимущественно в северо-восточном. При этом отрицательные тренды аномалии ТПО в оба периода были статистически не значимы, а положительные (~0.4°-0.6°С/10 лет) были статистически значимы вне экватора на периферии ТТБ WPWP в оба периода (рис. 1a, 1б) и в районе ТТБ WHWP во второй период (рис. 1б).

На рис. 1в-е пространственное распределение первых мод ЭОФ АТПО представлено в виде полей коэффициентов корреляции, R между главными компонентами (PC), или временными коэффициентами разложения полей АТПО по ЭОФ и рядами АТПО в каждой точке. Первые две моды ЭОФ АТПО характеризуют особенности различных фаз цикла ЭНЮК [31, 35] в оба периода и объясняют 73 и 63% вклада в изменчивость аномалий АТПО в общую дисперсию для каждого из них. То есть связность [5] пространственно-временны́х вариаций АТПО от первого 20-летнего периода ко второму ослабевает. Во временном ходе РС1 ЭОФ АТПО наблюдаются экстремумы, соответствующие типичным годам ЭНЮК за последние десятилетия. По данным мониторинга ЭНЮК Японского метеорологического агентства (https://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/elnino/ ensoevents.html), в районе восточной части экваториальной зоны (NINO.3) события Эль-Ниньо наблюдались в следующие годы (с учетом сезонности): 1982–1983, 1986–1987, 1991–1992, 1997– 1998, 2002–2003, 2009–2010, 2014–2016, 2018– 2019 гг. События Ла-Нинья происходили в годы: 1984–1985, 1988–1989, 1995–1996, 1998–2000, 2005–2008, 2010–2011, 2017–2018, 2020–2022 гг.

Мода ЭОФ1 АТПО повторяет известные паттерны ЭНЮК [27], образуя бимодальную подковообразную структуру с центром на экваторе около 140° з.д. Мода ЭОФ2 АТПО в течение первого периода отражает зональную трехполюсную структуру Ла-Нинья Модоки [9, 36], а на втором двухполюсную, отражающую усилившееся влияние области ЕРСТ [20] на структуру АТПО (рис. 1е, 1б). Ранее отмечалось [9], что события ЭНЮК Модоки участились как раз в период 1979–2005 гг., когда их роль в изменчивости тропической части Тихого океана заметно усилилась. Изменения в пространственной структуре обеих мод произошли, прежде всего, из-за перестройки полей давления и ветра и были хорошо выражены в поле трендов АТПО за оба периода. Вклад третьей моды ЭОФ в суммарную изменчивость АТПО незначителен и составляет 5% в течение первого периода и 10% – второго.

Отмеченные на рубеже XX—XXI веков изменения ведущих режимов колебаний АТПО в тропической зоне Тихого океана тесно связаны с особенностями атмосферной циркуляции, ветрового режима, теплообмена на поверхности океана, характеристиками термоклина и теплосодержания вод [40, 42, 51] в рассматриваемые 20-летние периоды (табл. 1).

В изменениях характеристик крупномасштабной атмосферной циркуляции отмечается тенденция к увеличению геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа, то есть к усилению антициклонических условий [39] (рис. 2а, 2б), а аномалии климатических характеристик в тропиках являются частью внутренних изменений, называемых десятилетнее/междесятилетнее тихоокеанские колебания (PDO/IPO [24]), которые тесно связаны с режимами ЭНЮК и тихоокеанского пассата (см. таблицу).

Отметим, что в период 2001–2021 гг., одновременно с увеличением положительных аномалий геопотенциала  $\Delta H_{500}$  (рис. 2а, 2б), свидетельствующим об усилении антициклонической циркуляции, тренды межгодовых колебаний временны́х коэффициентов PC1–2( $\Delta H_{500}$ ) стали положитель-

#### РОСТОВ и др.

**Таблица 1.** Коэффициенты корреляции между климатическими показателями для различных временны́х периодов и временны́ми рядами значений коэффициентов главных компонент (PC) ЭОФ АТПО и ЭОФ аномалий интегральной температуры  $\Delta Q$  верхнего (5–200 м), промежуточного (200–450 м) и глубинного (950–2200 м) слоев

Параметр	IPO	SOI	AMO	AD	NPGO	WHWP	NINO.WEST	NINO.4	NINO.3	NINO.1+2	NINO.Модоки	$PC1(\Delta H_{500})$	$PC2(\Delta H_{500})$	PTW1	PTW2	PTW3
ЭОФ АТПО (1982—2000 гг.)																
PC1	0.9	-0.9	0.0	0.9	-0.5	0.6	-0.7	0.8	0.9	0.9	0.3	0.6	-0.6	-0.8	-0.9	-0.7
PC2	-0.2	0.2	0.7	-1.3	0.6	0.6	0.4	-0.5	0.1	0.5	-0.9	0.5	0.6	0.5	0.0	-0.5
						ЭО	ΦΑΤΠ	O (200	1-2021	гг.)						
PC1	0.9	-0.9	0.0	0.8	-0.5	0.7	-0.3	0.9	0.9	0.6	0.7	0.6	-0.7	-0.8	-0.9	-0.3
PC2	-0.4	0.2	0.1	0.1	-0.7	0.2	0.7	0.0	-0.4	-0.4	0.0	0.5	0.5	0.1	0.3	0.6
		•		•	ЭC	$\Phi \Delta Q$	верхне	го сло	я (2001	-2021	гг.)	•	•	•	•	•
PC1	0.8	-0.8	0.2	0.9	-0.5	0.6	-0.4	0.9	0.7	0.4	0.8	0.6	-0.7	-0.8	0.8	-0.2
					ЭОФ /	∆ <i>Q</i> про	межуто	очного	слоя (2	2001-2	021 гг.)	)				
PC1	-0.5	0.6	-0.3	-0.7	0.8	-0.7	-0.1	-0.8	-0.5	-0.3	-0.6	-0.8	0.3	0.6	0.5	-0.1
					ЭОС	Ф ∆ <i>Q</i> г.	лубинн	юго сл	оя (200	1-202	1 гг.)					
PC1	-0.1	0.0	0.2	0.0	-0.6	0.5	0.6	0.2	0.1	0.2	0.1	<b>0.</b> 7	0.4	0.1	-0.1	0.1

Примечание. IPO...WHWP – климатические индексы. NINO – индексы колебаний АТПО в различных районах ЭНЮК [9]. PC1–2( $\Delta H_{500}$ ) – главные компоненты ЭОФ первых мод аномалий геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа. PTW1–3 – индексы тихоокеанского пассата, соответственно, в западном, центральном и восточном секторах экваториальной зоны. Полужирным шрифтом выделены величины, статистически значимые на уровне 95%.

ными и значимыми. При этом, как отмечалось в [37], в других районах вариации аномалий геопотенциала и температуры воды были статистически связаны. По нашим оценкам в тропическом поясе, где в атмосфере на различных фазах ЭНЮК формируются отдельные конвективные циркуляционные ячейки Уокера, корреляционные связи разного знака хорошо выражены как между аномалиями геопотенциала, ТПО, так и скорости ветра, что требует более детального рассмотрения.

В оба 20-летних периода наиболее устойчивые корреляционные связи колебаний первых двух мод изменчивости АТПО наблюдались с индексами IPO, SOI, AD, NPGO, NINO.3, PC1( $\Delta H_{500}$ ) и РТW. Для третьей – только с АМО и NINO.1 + 2 в период 2001-2021 гг. Колебания РС1 ЭОФ АТПО и PC1 ЭОФ  $\Delta Q$  верхнего слоя 5–200 м в этот период синхронны, а корреляционные связи с КИ полностью идентичны (табл. 1). Однако для верхнего и промежуточного слоев колебания РС1 ЭОФ  $\Delta Q$  и их связи с КИ находятся в противофазе (табл. 1). Как будет показано ниже, это согласуется с преобладающими тенденциями изменений интегральной температуры в этих слоях и, по-видимому, с вертикальной расслоенностью и соответствующими трендами скорости экваториальных течений в деятельном слое [19]. При этом соответствующие значимые корреляционные связи колебаний индексов и второй моды PC2 ЭО $\Phi \Delta O$ рассматриваемых слоев почти не выражены. Отрицательная фаза IPO характеризуется похолоданием в восточной части Тихого океана и потеплением в северо-западной и юго-западной его частях, а также усилением зонального градиента давления на уровне моря и экваториальных пассатов над тропической частью Тихого океана [27]. С конца 1990-х гг. ІРО находится как раз в отрицательной фазе, что ослабляет эффект глобального потепления, и, в целом, тенденция к похолоданию ТПО в восточной части тропической зоны является результатом разнонаправленных воздействий режима глобального потепления, режима ІРО и режима АМО [27].

В целом в последние четыре десятилетия в центральной и восточной частях тропической зоны Тихого океана наблюдалось похолодание, а в ее западной части — значительное потепление, что привело к увеличению градиента ТПО с востока на запад. Это явление и ранее уже отмечалось в отдельные годы этого периода [46]. При этом величина положительных трендов АТПО в районах, расположенных на периферии ТТБ, WPWP и WHWP, оказалась сопоставимой с аналогичными оценками для районов высоких широт [6]. Одной из причин формирования крупно-





**Рис. 2.** Тренды среднегодовых величин нормализованных аномалий геопотенциала  $\Delta H_{500}$  (за 10 лет) за периоды 1982–2000 гг. (а) и 2001–2021 гг. (б). Тренды (за 10 лет) зональных компонент *U* приземной скорости ветра (в) и скорости течений на горизонте 5 м по данным GODAS (г) за 2001–2021 гг. Крестиками обозначены узлы сетки, в которых оценки статистически значимы на уровне 95%.

масштабных положительных АТПО по обе стороны экватора, помимо очевидной реакции на радиационное воздействие [46], может являться увеличение меридиональных потоков явного и скрытого тепла из экваториальной зоны [16, 37]. В последние десятилетия ХХ века межгодовые изменения индекса SOI (показателя разности ТПО, атмосферного давления на уровне моря и интенсивности циркуляции Уокера южнее экватора, связанного с событиями ЭНЮК [10, 11]) характеризовались нерегулярным чередованием положительных и отрицательных значений. Затем в течение двух десятилетий нынешнего столетия колебания SOI находились, главным образом, в положительной фазе, соответствующей преобладанию режима Ла-Нинья. Наши результаты согласуются с оценками [36, 46, 49], демонстрируя, что в этот период четко обозначилась тенденция к формированию пространственного диполя за счет увеличения давления на уровне моря в районе западной части тропической зоны и его уменьшения в восточной части. Диполь был хорошо выражен в поле ЭОФ ДУМ, первые два главных компонента которого описывают 59% вклада в общую дисперсию ДУМ. Как отмечалось выше, в исследуемом районе тенденции изменений зональных градиентов ДУМ, ветрового режима и ТПО тесно взаимосвязаны.

Хорошо известно, что циркуляция Уокера является одним из механизмов регуляции зональных температурных контрастов, показателем интенсивности и зональной неоднородности конвективных процессов в экваториальной зоне [46]. Одним из индикаторов ячеек циркуляции Уокера является индекс скорости тихоокеанских пассатов (PTW1-3 на уровне 850 гПа) в западном, центральном и восточном секторах экваториальной зоны. Согласно определению (https://www.cpc.ncep. noaa.gov/products/CDB/Tropics/table1.shtml), положительные (отрицательные) значения PTW указывают на восточные (западные) направления ветра. По этим данным в характеристиках скорости ветра в западном, центральном и восточном секторах узкой экваториальной зоны (5° с.ш.-5° ю.ш.) между двумя рассматриваемыми 20-летними периодами произошли изменения, которые отразились в оценках соответствующих корреляционных связей с АТПО (см. таблицу). В последние 2 десятилетия в юго-восточной части акватории в районе 20° ю.ш., где происходило выхолаживание поверхности океана (рис. 1б), наблюдалось статистически значимое увеличение скорости восточных ветров на 1.5-2 м/с (рис. 2в). А в период 1982-2000 гг. в восточной и западной частях экваториальной зоны наблюдались разнонаправленные тренды скорости зонального ветра, что характерно для событий ЭНЮК центрально-тихоокеанского типа – Модоки [9].

За последние четыре десятилетия статистически значимые тренды увеличения скорости восточных ветров наблюдались в западной части экваториальной зоны, а ослабления — в поясе Северного пассатного течения и районе  $5^{\circ}-15^{\circ}$  ю.ш. на юго-востоке. В этот период отмечались значительные изменения характеристик циркуляции Уокера, связанных с особенностями термических условий и являющихся важным фактором развития ЭНЮК [11, 20]. Можно также отметить,



**Рис. 3.** Тренды нормализованных величин аномалий интегральной температуры  $\Delta Q$  (за 10 лет) в слоях 5–200 м (а), 200–450 м (б) и 950–2200 м (в); тренды (за 10 лет) глубины залегания изотермы 20°С, м (г) и аномалий  $T_w$  на горизонтах 1500 м (д) и 2200 м (е) за 2001–2021 гг. Крестиками обозначены узлы сетки, в которых оценки статистически значимы на уровне 95%.

что, наряду с ослаблением воздействия AMO и циркуляции Уокера в последнее двадцатилетие, по данным GODAS также наблюдалось ослабление всей системы северного, южного экваториального течения и экваториального противотечения (рис. 2г), как и всего северо-тихоокеанского круговорота (NPGO) [26].

В отличие от ЭНЮК центрально-тихоокеанского типа [9], интенсивность и частота событий различных фаз канонического ЭНЮК в районах NINO.3 [36], NINO.4 и NINO.1 + 2 не показали существенной тенденции, тем не менее, они вносят существенный вклад в характеристики главного компонента РС1 ЭОФ АТПО (см. табл. 1). По данным регулярного мониторинга ТПО в районе NINO.3 (https://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/elnino/ensoevents.html), в первый из исследуемых периодов (1982-2000 гг.) наблюдалось 23 сезона с Эль-Ниньо и 22 сезона с Ла-Нинья, однако в период 2001-2021 гг., напротив, отмечалось некоторое увеличение сезонов с Ла-Нинья. При этом если величина коэффициента корреляции колебаний АТПО NINO Модоки и NINO.3 в предыдущее 20-летие составляла 0.2, то в начале нынешнего – 0.6.

#### Межгодовая изменчивость термических характеристик в верхней 2200-метровой водной толще

В течение 2001–2021 гг. положительные и отрицательные статистически значимые тренды температуры толщи вод 5–2200 м прослеживаются на значительной части исследуемой акватории (рис. 3), что соответствует современным региональным и глобальным тенденциям [10].

Пространственно-временные особенности распределения трендов интегральной температуры в различных слоях формируются в результате сложного взаимодействия разномасштабных диабатических и адиабатических процессов на поверхности и в толще океана [16, 37, 42]. В межгодовых масштабах в тропической зоне Тихого океана ЭНЮК является доминирующим явлением в тепловом и динамическом взаимодействии атмосферы и океана. В свою очередь, изменения в горизонтальной и вертикальной структуре системы экваториальных течений, а также стояче-поступательные волны и вихри являются важным фактором переноса тепла и эволюции поля температуры воды в слое до 1000 м и более [17, 42, 45].

Расположение областей с отрицательными и положительными трендами  $\Delta O$  в верхнем и промежуточном слоях (рис. 3а, 3б) неоднородно и имеет преимущественно зональную ориентацию, как и паттерны трендов зонального компонента скорости ветра и течений (рис. 2в, 2г). Пространственные особенности распределения трендов интегральной температуры в этих слоях также хорошо согласуются с соответствующими характеристиками структуры трендов колебаний глубины изотермы  $T_w = 20^{\circ}$ С (рис. 3г). В области экватора тренды  $\Delta O$  в слое 5–200 м статистически не значимы, что соответствует результатами мониторинга теплосодержания всего верхнего 300-метрового слоя океана NOAA в этом районе (https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis monitoring/ocean/index/heat content index.txt). Схема пространственного распределения трендов  $\Delta Q$  в промежуточном слое 200–450 м соответствует подковообразной структуре ЭНЮК [9, 27] (рис. 3б).

Во временном ходе PC1 ЭОФ  $\Delta Q$  промежуточного и глубинного слоев выражены значимые тренды различного знака. Отметим также, что первые две моды  $\Theta \Phi$  колебаний  $\Delta \Theta$  в верхнем слое 5-200 м описывают 56% изменчивости интегральной температуры, примерно, как и для колебаний АТПО за аналогичный период. Для слоя 200-450 м - 45%, а для слоя 950-2200 м - 60%. При этом основные черты трендов температуры воды на горизонте 1500 м, расположенном несколько глубже нижней границы антарктической водной массы пониженной солености, также согласуются с паттерном ЭНЮК, а на горизонте 2200 м эта схема полностью перестраивается и соответствует зонально-ориентированной трехполюсной структуре (рис. 3д, 3е). В отличие от верхнего и промежуточного слоев, положительные статистически значимые тренды  $\Delta O$  в глубинном слое 950-2200 м прослеживаются на большей части исследуемой акватории (рис. 3в), что согласуется с общей картиной неоднородной вертикальной структуры поглощения и переноса тепла в ходе глобального потепления [23].

Существует статистически значимая связь колебания PC1 ЭОФ  $\Delta Q$  глубинного слоя 950–2200 м с соответствующими оценками главного компонента  $\Delta Q$  промежуточного слоя 200–450 м (R=0.5), а с АТПО и  $\Delta Q$  верхнего слоя она отсутствует. Также хорошо выражена связь PC1 ЭОФ  $\Delta Q$ верхнего и промежуточного слоев с PC1 ЭОФ ДУМ и индексами пассатных ветров PTW1–3 (таблица). Во временном ходе PC1 ЭОФ  $\Delta Q$  верхнего слоя минимальные и максимальные значения наблюдались в 2011 и 2015 гг., которые соответствовали фазам Ла-Нинья и Эль-Ниньо, а в промежуточном слое эти экстремумы находились в противофазе с верхним слоем. Как следует из таблицы, во всех рассматриваемых слоях также прослеживаются значимые корреляционные связи изменений PC1 ЭОФ  $\Delta Q$  с индексами PC1( $\Delta H_{500}$ ), WHWP и NPGO, которые служат важными показателями состояния атмосферы. океана и крупномасштабной океанической циркуляции. Так, NPGO отражает изменения интенсивности крупномасштабного северо-тихоокеанского циклонического круговорота и его отдельных ветвей. Его колебания обусловлены вариациями ветрового апвеллинга и горизонтальной адвекции регионального и бассейнового масштабов и являются одним из показателей изменчивости климата, что проявляется в глобальных тенденциях изменений уровня океана [14, 26] и колебаний пикноклина. На фоне ослабления Алеутского минимума в холодный сезон с 2000 г. [6] тренд NPGO перешел в отрицательную фазу.

Оценки линейного тренда  $\Delta Q$  за два десятилетия XXI века показали, что степень потепления (похолодания) в отдельных слоях толщи вод различных районов исследуемой акватории (рис. 16) оценивается за этот период в +7% (-8%). Был проведен более детальный анализ межгодовых изменений трендов и ЭОФ (PC1) колебаний среднегодовой температуры воды на различных горизонтах (рис. 4) в четырех из выделенных районов, показанных на рис. 16.

В период 2001–2021 гг. максимальные величины межгодовых изменений среднегодовых величин  $T_w$  (~6°С) наблюдались в верхнем слое 25– 125 м районов NINO.1 + 2, NINO.3 и NINO.4 (рис. 4a, 4r, 4ж). Связь между тенденциями изменений температуры на различных горизонтах проявляется в вертикальных профилях трендов  $T_w - b$  (рис. 46, 4д, 4з, 4л) и РС1 ЭОФ колебаний аномалий  $T_w$  на различных горизонтах (рис. 4в, 4е, 4и, 4м), которые значительно отличаются для отдельных районов исследуемой акватории и имеют сложную модовую структуру. При этом на главный компонент РС1 в исследуемых районах приходится от 80 до 90% общей дисперсии аномалий температуры.

В целом наибольшие положительные статистически значимые тренды Т<sub>w</sub> наблюдались в верхнем слое 25-85 м районов 4 (NINO.1 + 2) – до 1.5°С/10 лет (рис. 4б), а также районов 5 и 7, расположенных в северо-восточной и юго-западной частях акватории – до 0.6–0.8°С/10 лет. Наибольшие отрицательные – в нижележащих слоях 125-500 м в районе 1 (NINO.WEST) до -0.8°C/10 лет (рис. 4л) и 400-800 м в районе 5 – до -0.3°C/10 лет (рисунок не приводится) — в юго-западной части тропической зоны. Экстремальное похолодание в нижней части термоклина в районе 1 (NINO. WEST), расположенном в северо-западном секторе исследуемого района, выражено в обмелении термоклина и отрицательных трендах межгодовых изменений интегральной температуры



**Рис. 4.** Столбцы слева направо: обобщенные кривые вертикального распределения среднегодовой  $T_w$  (а, г, ж, к), тренда (*b*) (б, д, з, л) и главного компонента РС1 ЭОФ аномалий  $T_w$  (в, е, и, м) за 2001–2021 гг. Сверху вниз: районы 4 (NINO.1 + 2), 3 (NINO.3), 2 (NINO.4), 1 (NINO.WEST) согласно рис. 16.

верхнего и промежуточного слоев (рис. 3a, 3б, 3г), что согласуется с данными других исследований [40, 51].

На рис. 5 представлено вертикальное распределение температуры воды и ее трендов на отдельных зональных и меридиональных разрезах, построенных по данным GODAS и иллюстрирующих особенности вертикальной структуры трендов потепления и похолодания толщи вод на всей исследуемой акватории.

На зональных разрезах I и II наибольшие положительные тренды  $T_w$  прослеживаются в верхнем 100-метровом слое, главным образом, в восточной части тропической зоны. Наибольшие отрицательные, соответствующие значительному выхолаживанию, — в нижележащих слоях 100— 500 м в центральной и западной областях тропической зоны (рис. 5а, 5б). На меридиональных разрезах IV и V области с различным знаком трендов температуры расположены примерно симметрично относительно экватора (рис. 5в, 5г). Горизонты с наибольшими положительными и отрицательными значимыми трендами Т<sub>w</sub> располагаются в толще верхнего 400-500-метрового слоя, что согласуются с соответствующими характеристиками горизонтального распределения трендов аномалий интегральной температуры (см. рис. 3а, 3б). Небольшие положительные и отрицательные статистически значимые тренды температуры прослеживаются и в глубинных слоях тропической зоны, как на разрезах, так и на картах трендов аномалий T<sub>w</sub> и Q (рис. 3в, 3д, 3е). В целом паттерны трендов аномалий  $T_w$  на отдельных разрезах согласуются с обобщенными схемами распределения зонально-осредненных тенденций температурных изменений в плоскости вертикальных разрезов в тропической зоне [12, 20] и детализируют ее.

Рисунок 6, построенный по результатам лагового регрессионного анализа, характеризует связь





**Рис. 5.** Совмещенное вертикальное распределение среднегодовой  $T_w$  (сплошные линии) и линейных трендов (в расчете за 10 лет) аномалий температуры (выделены цветом) на зональных I – 15° с.ш. (а), II – экватор (б) и меридиональных IV – 160° з.д. (в) и V – 110° з.д. (г) разрезах в 2001–2021 гг. Расположение разрезов показано на рис. 1е. Крестиками обозначены области, в которых оценки трендов статистически значимы на уровне 95%.

колебаний температуры воды приповерхностного и нижележащего слоев отдельных районов в межгодовом цикле изменчивости Т<sub>w</sub> на различных горизонтах с запаздыванием по фазе. На нем представлены только положительные лаги, т.е. возможные прямые связи между этими колебаниями, когда одна из переменных опережает другую. Рисунок показывает эволюцию корреляционных связей температурных аномалий, формирующихся под воздействиями теплового потока на границе океан-атмосфера, ветрового режима, горизонтальной и вертикальной циркуляции и других процессов, с учетом инерции теплопереноса [19, 37, 42]. В этом случае изменения  $T_w$  на глубинных горизонтах запаздывают относительно изменений термических условий у поверхности, хотя во многом и определяются масштабом и продолжительностью поверхностных воздействий. Как было показано выше, широкий класс процессов, взаимодействующих в тропической зоне, модулируется событиями ЭНЮК различного типа, а первое десятилетие нынешнего века характеризовалось ускоренным перераспределением тепла по вертикали от поверхности в глубинные слои. Результаты проведенного регрессионного анализа указывают на существенные региональные различия динамики этих процессов.

Из рис. 6 следует, что в рассматриваемых районах колебания  $T_w$  на приповерхностных и глубинных горизонтах когерентны и в трех районах вертикально когерентные колебания характеризуются дипольной структурой (рис. 6а, 6б, 6в). В пределах верхней части термоклина и деятельного 450-метрового слоя они характеризуются положительными и значимыми регрессионными

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023

связями на протяжении (с лагом) 3-8 месяцев, т.е. в течение периода, сопоставимого с продолжительностью пиковых событий ЭНЮК. На северной периферии западного теплого тропического бассейна когерентные колебания Т<sub>и</sub> прослеживаются значительно ниже деятельного слоя — в главном термоклине (рис. 6г). В районах NINO.4 и NINO.3 центрально-восточного сектора экватора (рис. 66, 6в), в полосе которых формируются отрицательные тренды АТПО (рис. 1б), значимые положительные корреляционные связи в верхней части термоклина и деятельном слое прослеживаются только с лагом до трех месяцев. Естественно, что в условиях зональных и меридиональных контрастов термических характеристик в исследуемом районе значительное влияние на формирование и распространение температурных аномалий в толще вод оказывают изменения в горизонтальной и вертикальной структурах системы экваториальных течений и другие динамические факторы. Здесь, в верхнем 300-400-метровом слое, хорошо выражены разнонаправленные и стратифицированные зональные потоки течений и противотечений (по нашим оценкам на меридиональных разрезах, показанных на рис. 1е, со средней скоростью, от -0.5 до 1 м/с и трендами до  $\pm 0.15$  м/с за 10 лет) (рис. 2г). Изучение региональных различий, причинно-следственных связей и механизмов этих процессов являются предметом целенаправленных исследований и моделирования. Например, в работе [42] рассматривается обратное воздействие глубинных слоев на термические характеристики верхнего слоя океана в тропической зоне Тихого океана.



Рис. 6. Коэффициенты регрессии межгодовых колебаний среднемесячной температуры воды на горизонте 5 м и на 35 горизонтах 2200-метрового слоя с временны́ми лагами за период 2001–2021 гг. в районах 4 – NINO.1 + 2 (а), 3 – NINO.3 (б), 2 – NINO.4 (в) и 1 – NINO.WEST (г). Крестиками обозначены области, в которых оценки статистически значимы на уровне 95%. Расположение районов показано на рис. 16.

Для анализа взаимосвязей изменчивости термических характеристик толщи вод с крупномасштабными и региональными процессами в океане и атмосфере был проведен взаимный корреляционный и регрессионный анализ. Определялись связи межгодовых вариаций временны́х рядов аномалий интегральной температуры ( $\Delta Q$ ) и главного компонента PC1 ЭОФ  $\Delta Q$  верхнего, промежуточного и глубинного слоев с изменениями климатических индексов и других параметров (см. табл. 1). Карты пространственного распределения коэффициентов регрессии (рисунки не приводятся) дают наглядное представление о характере пространственных особенностей и тесноте корреляционных связей между важнейшими из этих параметров и термическими характеристиками различных районов. Отметим, что основные черты этих карт согласуются с паттерном пространственной структуры ЭНЮК [31].

Климатические изменения в экваториальной зоне Тихого океана не являются изолированным явлением. Так, межбассейновое взаимодействие с тропиками Северной Атлантики [8] через механизм атмосферного моста с АМО также может играть важную роль в модуляции ветров в центральной части экваториальной зоны Тихого океана, изменяя характер циркуляции Уокера, которая, в свою очередь, поддерживает зональный градиент ТПО и структуру термоклина вдоль экватора. При этом Атлантический океан действует как один из источников десятилетней изменчивости климата всей западной части Тихого океана. С другой стороны, в одной из работ, основанной на результатах численного моделирования [28], отмечается, что глобальное потепление может одинаково влиять на каждый из этих регионов, а выявленные косвенные связи между двумя бассейнами являются следствием нестационарного отклика на внешнее воздействие. Зональный градиент ТПО и циркуляция Уокера усиливаются во время положительной и ослабевают во время отрицательной фаз АМО [34, 53].

В целом, корреляционные связи характеристик интегральной температуры с региональными и глобальными климатическими индексами сложным образом изменяются с глубиной и зависят от моды режима колебаний. Отметим, что величины объясненной дисперсии множественной регрессии по четырем климатическим индексам — SOI, AD, AMO, NPGO и PC1( $\Delta H_{500}$ ) в изменчивости первой моды PC1 ЭОФ  $\Delta Q$  верхнего и промежуточного слоев в период 2000–2021 гг. в обоих слоях составляют 93–97%. Для глубинного слоя эта величина по индексам NPGO, WHWP, PC1( $\Delta H_{500}$ ) и NINO.WEST составляет 71%.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В конце XX века в экваториальной зоне усиливался зональный градиент ТПО и потоков скрытого и явного тепла. В 1982–2000 гг. статистически значимые положительные тренды АТПО (~0.3–0.5°C/10 лет) выявлены в северо-западном и юго-западном секторах тропической зоны Тихого океана — на периферии западного теплого тропического бассейна. В 2001–2021 гг. область с положительными трендами (~0.4–0.7°C/10 лет) существенно расширилась на северо-восток от экватора — в район восточного теплого бассейна Западного полушария. Отмеченные региональные особенности и различия изменений термических характеристик были обусловлены преобладанием режимов ЭНЮК различного типа. При этом в первый 20-летний период две ведущие моды ЭОФ АТПО объясняли 73%, а во второй (как и аномалий интегральной температуры верхнего слоя –  $\Delta Q$ ) ~ 60% вклада в изменчивость аномалий этих характеристик в общую дисперсию. В целом эти первые два режима ЭОФ представляют особенности различных фаз цикла ЭНЮК.

Две главные моды разложения на ЭОФ колебаний АТПО и  $\Delta O$  хорошо описывают пространственную структуру поля трендов температуры воды. Они тесно связаны с особенностями барического поля, ветрового режима, теплообмена на поверхности океана, теплосодержания вод и глубиной термоклина. На фоне возрастающего антропогенного воздействия на климатическую систему в изменениях крупномасштабной атмосферной циркуляции региона отмечается тенденция к усилению антициклонических условий, а соответствующий региональный отклик является частью внутренней изменчивости, обусловленной десятилетними/междесятилетними колебаниями, которые связаны с событиями ЭНЮК и тихоокеанским пассатом.

Наибольшие положительные статистически значимые линейные тренды Т<sub>w</sub> наблюдались в приповерхностном слое между горизонтами 25 и 85 м района NINO.1 + 2 – до 1.5°С/10 лет. В районах, расположенных вне экваториальной зоны, на периферии теплых тропических бассейнов в северо-восточной и юго-западной частях акватории тренды составили 0.6-0.8°С/10 лет. Самые значительные отрицательные тренды были отмечены в нижележащем слое 125-500 м в районе NINO.WEST (до  $-0.8^{\circ}$ C/10 лет) и глубже в слое 400-800 м (до -0.3°С/10 лет) в юго-западной части тропической зоны. На всей акватории положительные и отрицательные статистически значимые тренды температуры на различных горизонтах и интегральной температуры прослеживаются также в промежуточных и глубинных слоях и затухают с глубиной, но остаются статистически значимыми. Основные черты пространственного распределения трендов температуры на горизонте 1500 м, расположенном вблизи ядра антарктической водной массы пониженной солености, так же, как и в верхнем и промежуточном слоях, согласуются с пространственной структурой ЭНЮК, а на горизонте 2200 м эта схема полностью перестраивается и соответствует зонально-ориентированной трехполюсной структуре.

Колебания  $T_w$  на приповерхностных и глубинных горизонтах когерентны. В большинстве районов вертикально когерентные колебания имеют дипольную структуру. В пределах верхней части термоклина и деятельного 450-метрового слоя они характеризуются положительными и значимыми регрессионными связями с лагом 3–8 месяцев, т.е. в течение периода, сопоставимого с

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023

продолжительностью пиковых значений событий ЭНЮК. На северной периферии западного теплого тропического бассейна когерентные колебания  $T_w$  прослеживаются значительно ниже деятельного слоя, в главном термоклине.

Основные черты пространственного распределения коэффициентов регрессии аномалий  $\Delta Q$  верхнего, промежуточного и глубинного слоев с различными климатическими индексами согласуются с паттерном ЭНЮК. Величины объясненной дисперсии множественной регрессии вклада колебаний климатических индексов – SOI, AMO, AD, NPGO и PC1( $\Delta H_{500}$ ) – в изменчивость главной энергонесущей моды PC1 ЭОФ  $\Delta Q$  верхнего и промежуточного слоев за современный 20-летний период составляют 93–97%. Для глубинного слоя величина объясненной дисперсии множественной регрессии вклада колебаний для NPGO, WHWP, PC1( $\Delta H_{500}$ ) и NINO.WEST составляет 71%.

**Благодарности.** Авторы признательны рецензентам за конструктивные замечания.

Источники финансирования. Работа выполнена по теме государственного задания ТОИ ДВО РАН № 121021700346-7 "Исследование основных процессов, определяющих состояние и изменчивость океанологических характеристик окраинных морей Азии и прилегающих районов Тихого и Индийского океанов".

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Бышев В.Н., Нейман В.Г., Романов Ю.А., Серых И.В. О пространственной неоднородности некоторых параметров глобальной изменчивости современного климата // Доклады Академии наук. 2009. Т. 426. № 4. С. 543–548.
- Груза Г.В., Ранькова Э.Я., Рочева Э.В., Смирнов В.Д. Географические и сезонные особенности современного глобального потепления // Фундаментальная и прикладная климатология. 2015. Т. 2. С. 41–62.
- Ким Сен Ток. Термический режим вод Японского, Охотского морей и Тихого океана, прилегающих к о. Сахалин и Курильским островам // Океанология. 2022. Т. 62. № 5. С. 690–704.
- Лучин В.А., Матвеев В.И. Межгодовая изменчивость термического состояния холодного подповерхностного слоя Охотского моря // Известия ТИНРО. 2016. Т. 187. С. 205–216.
- Попова В.В., Шмакин А.Б. Региональная структура колебаний температуры приземного воздуха в северной Евразии во второй половине XX-начале XXI веков // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 2. С. 15–29.
- 6. Ростов И.Д., Дмитриева Е.В. Региональные особенности межгодовых изменений температуры воды в субарктической зоне Тихого океана // Метеорология и гидрология. 2021. № 2. С. 67–79.
- Ростов И.Д., Дмитриева Е.В., Рудых Н.И. Межгодовая изменчивость термических характеристик Индийского океана в условиях глобального потеп-

ления // Морской гидрофизический журнал. 2022. Т. 38. № 1. С. 53–72.

 An X., Wu B., Zhou T., Liu B. Atlantic multidecadal oscillation drives interdecadal Pacific variability via tropical atmospheric bridge // J. Climate. 2021. V. 34. № 13. P. 5543–5553.

https://doi.org/10.1175/jcli-d-20-0983.1

- Ashok K., Behera S.K., Rao S.A. et al. El Niño Modoki and its possible teleconnection // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. C11007. https://doi.org/10.1029/2006JC003798
- Ashok K., Yamagata T. Climate change: the El Niño with a difference // Nature. 2009. V. 461. P. 481–484. https://doi.org/10.1038/461481a
- 11. *Bayr T., Dommenget D., Martin T., Power S.B.* The eastward shift of the Walker Circulation in response to global warming and its relationship to ENSO variability // Climate Dynamics. 2014. V. 43. P. 2747–2763. https://doi.org/10.1007/s00382-014-2091-y
- Bindoff N.L., Cheung W.W.L., Kairo J.G. et al. Changing ocean, marine ecosystems, and dependent communities // IPCC Special report on the ocean and cryosphere in a changing climate. Eds. Pörtner H.-O. IPCC, 2019. P. 447–588.

https://www.ipcc.ch/srocc/chapter-5

- Bretherton C.S., Widmann M., Dymnikov V.P. et al. The effective number of spatial degrees of freedom of a time-varying field // J. Climate. 1999. V. 12. № 7. P. 1990–2009. https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/12/7/ 1520-442 1999 012 1990 tenosd 2.0.co 2.xml
- Ceballos L.I., Di Lorenzo E., Hoyos C.D. et al. North Pacific Gyre Oscillation synchronizes climate fluctuations in the Eastern and Western Boundary Systems // J. Climate. 2009. V. 22. № 19. P. 5163–5174. https://doi.org/10.1175/2009JCLI2848.1
- Cha S.-C., Moon J.-H., Song Y.T. A Recent shift toward an El Niño-like ocean state in the Tropical Pacific and the resumption of ocean warming // Geophys. Res. Lett. 2018. V. 45. № 21. P. 11885–11894. https://doi.org/10.1029/2018g1080651
- Cheng L., Trenberth K.E., Fasullo J. T. et al. Evolution of ocean heat content related to ENSO // J. Climate. 2019. V. 32. № 12. P. 3529–3556. https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/32/12/jcli-d-18-0607.1.xml.
- Chen G., Wang X. Vertical structure of upper-ocean seasonality: annual and semiannual cycles with oceanographic implications // J. Climate. 2016. V. 29. № 1. P. 37–59. https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/29/1/

jcli-d-14-00855.1.xml. 18. Chung C.T.Y., Power S.B., Sullivan A., Delage F. The

- role of the South Pacific in modulating Tropical Pacific variability // Scientific Reports. 2019. V. 9. № 1. 18311. https://doi.org/10.1038/s41598-019-52805-2
- Cibot C., Maisonnave E., Terray L. et al. Mechanisms of tropical Pacific interannual-to-decadal variability in the ARPEGE/ORCA global coupled model // Climate Dynamics. 2005. V. 24. P. 823–842. https://doi.org/10.1007/s00382-004-0513-y
- 20. Climate change in the Pacific: Scientific assessment and new research. Volume 1: Regional Overview. Volume 2: Country reports. Melbourne, Australia: Australian Bureau of Meteorology and CSIRO, 2011. 254 p. https://www.pacificclimatechangescience.org/wp-content/

uploads/2013/06/PCCSP\_Vol1\_CoversForewordContents.pdf.

- 21. Climate change monitoring report 2021. Tokyo, Japan: Japan Meteorological Agency (JMA), 2022. 89 p.
- 22. *De Deckker P*. The Indo-Pacific Warm Pool: critical to world oceanography and world climate // Geosci. Lett. 2016. V. 3. № 20. https://doi.org/10.1186/s40562-016-0054-3
- 23. Desbruyères D., McDonagh E.L., King B.A., Thierry V. Global and full-depth ocean temperature trends during the early twenty-first century from Argo and repeat hydrography // J. Climate. 2017. V. 30. № 6. P. 1985–1997. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0396.1
- 24. *Deser C., Guo R., Lehner F.* The relative contributions of tropical Pacific sea surface temperatures and atmospheric internal variability to the recent global warming hiatus // Geophys. Res. Lett. 2017. V. 44. № 15. P. 7945–7954. https://doi.org/10.1002/2017gl074273
- Deser C., Phillips A.S., Alexander M.A. Twentieth century tropical sea surface temperature trends revisited // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37. L10701. https://doi.org/10.1029/2010GL043321
- Di Lorenzo E., Schneider N., Cobb K. M. et al. North Pacific Gyre oscillation links ocean climate and ecosystem change // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. L08607. https://doi.org/10.1029/2007GL032838
- 27. *Dong L., Zhou T.* The formation of the recent cooling in the eastern tropical Pacific Ocean and the associated climate impacts: A competition of global warming, IPO, and AMO // J. Geophys. Res.: Atmospheres. 2014. V. 119. № 19. P. 11272–11287. https://doi.org/10.1002/2013JD021395
- 28. *Fenske T., Clement A.* No internal connections detected between low frequency climate modes in North Atlantic and North Pacific basins // Geophys. Res. Lett. 2022. V. 49. № 5. e2022GL097957. https://doi.org/10.1029/2022GL097957
- 29. IPCC, 2021. Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Summary for Policymakers. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 2021. 31 p. https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/ IPCC\_AR6\_WGI\_SPM.pdf
- Kajtar J.B., Santoso A., England M.H., Cai W. Tropical climate variability: interactions across the Pacific, Indian, and Atlantic Oceans // Climate Dynamics. 2017. V. 48. № 7–8. P. 2173–2190. https://doi.org/10.1007/s00382-016-3199-z
- Kao H.Y., Yu J.Y. Contrasting eastern Pacific and central Pacific types of ENSO // J. Climate. 2009. V. 22. № 3. P. 615–632. https://doi.org/10.1175/2008JCLI2309.1
- Karnauskas K.B., Seager R., Kaplan A. et al. Observed strengthening of the zonal sea surface temperature gradient across the equatorial Pacific Ocean // J. Climate. 2009. V. 22. № 16. P. 4316–4321. https://doi.org/10.1175/2009JCLI2936.1
- 33. *Kosaka Y., Xie S.-P.* The tropical Pacific as a key pacemaker of the variable rates of global warming // Nature Geoscience. 2016. V. 9. № 9. P. 669–673. https://doi.org/10.1038/ngeo2770
- Kucharski F, Syed F.S., Burhan A. et al. Tropical Atlantic influence on Pacific variability and mean state in the twentieth century in observations and CMIP5 // Cli-

mate Dynamics. 2014. V. 44. № 3–4. P. 881–896. https://doi.org/10.1007/s00382-014-2228-z

- Kumar A., Hu Z.-Z. Interannual and interdecadal variability of ocean temperature along the equatorial Pacific in conjunction with ENSO // Climate Dynamics. 2014. V. 42. P. 1243–1258. https://doi.org/10.1007/s00382-013-1721-0
- Lee T., McPhaden M.J. Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37. L14603. https://doi.org/10.1029/2010GL044007
- Lengaigne M., Hausmann U., Madec G. et al. Mechanisms controlling warm water volume interannual variations in the equatorial Pacific: diabatic versus adiabatic processes // Climate Dynamics. 2012. V. 38. P. 1031–1046.
- 38. Loeb N.G., Thorsen T.J., Norris J.R. et al. Changes in Earth's energy budget during and after the "Pause" in global warming: An observational perspective // Climate. 2018. V. 6. № 3. P. 62. https://doi.org/10.3390/cli6030062
- Luo D.H., Xiao Y.Q., Yao Y. et al. Impact of Ural blocking on winter warm Arctic-cold Eurasian anomalies. Part I: Blocking-induced amplification // J. Climate. 2016. V. 29. P. 3925–3947. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0611.1
- 40. *McPhaden M.J.* Tropical Pacific Ocean heat content variations and ENSO persistence barriers // Geophys. Res. Lett. 2003. V. 30. № 9. P. 1480. https://doi.org/10.1029/2003GL016872
- McPhaden M.J., Lee T., McClurg D. El Niño and its relationship to changing background conditions in the tropical Pacific Ocean // Geophys. Res. Lett. 2011. V. 38. № 15. P. 2–5.

https://doi.org/10.1029/2011gl048275

- 42. Nagano A., Hasegawa T., Wakita M. Spatiotemporal vertical velocity variation in the western tropical Pacific and its relation to decadal ocean variability // Prog. Earth Planet Sci. 2022. V. 9. № 57. https://doi.org/10.1186/s40645-022-00513-3
- 43. Penny S.G., Behringer D.W., Carton J.A. et al. Hybrid global ocean data assimilation system at NCEP // Monthly Weather Rev. 2015. V. 143. № 11. P. 4660–4677.

https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00376.1

- 44. Roemmich D., Gilson J. The global ocean imprint of ENSO // Geophys. Res. Lett. 2011. V. 38. L13606. https://doi.org/10.1029/2011GL047992
- 45. Sen Gupta A., Stellema A., Pontes G.M. et al. Future changes to the upper ocean Western Boundary Currents across two generations of climate models // Scientific Reports. 2021. V. 11. 9538. https://doi.org/10.1038/s41598-021-88934-w
- 46. Sohn B.J., Yeh S.W., Schmetz J., Song H.J. Observational evidences of Walker circulation change over the last 30 years contrasting with GCM results // Climate Dynamics. 2013. V. 40. P. 1721–1732. https://doi.org/10.1007/s00382-012-1484-z
- Talley L.D. Hydrographic Atlas of the World Ocean Circulation Experiment (WOCE). Volume 2: Pacific Ocean / eds. M. Sparrow, P. Chapman and J. Gould. International WOCE Project Office. Southampton, U.K. 2007. 327 p. ISBN 0-904175-54-5.
- 48. *Thomson R.E., Emery W.J.* Data analysis methods in physical oceanography. 3rt ed. Elsevier, 2014. 716 p.
- 49. Watanabe M., Dufresne J.-L., Kosaka Y. et al. Enhanced warming constrained by past trends in equatorial Pacific sea surface temperature gradient // Nature Climate Change. 2021. V. 11. № 1. P. 33–37. https://doi.org/10.1038/s41558-020-00933-3
- World Ocean Database 2018. Eds. Boyer T. P., et al. NOAA Atlas. Techn. ed. Mishonov A.V., NESDIS 87. 2018. 207 p. https://www.ncei.noaa.gov/products/world-ocean-database.
- 51. Xie S., Xu H., Kessler W. S., Nonaka M. Air–Sea Interaction over the Eastern Pacific Warm Pool: gap winds, thermocline dome, and atmospheric convection // J. Climate. 2005. V. 18. № 1. P. 5–20. https://doi.org/10.1175/JCLI-3249.1
- 52. Yang J.-C., Lin X., Xie Sh-P. et al. Synchronized tropical Pacific and extratropical variability during the past three decades // Nature Climate Change. 2020. V. 10. P. 422–427. https://doi.org/10.1038/s41558-020-0753-9
- 53. *Zhang R., Delworth T.L.* Impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on North Pacific climate variability // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34. L23708. https://doi.org/10.1029/2007GL031601

# Changes of Thermal Conditions Trends in the Tropical Zone of the Pacific Ocean in 1982–2021

### I. D. Rostov<sup>a, #</sup>, E. V. Dmitrieva<sup>a</sup>, N. I. Rudykh<sup>a</sup>

<sup>a</sup>V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia <sup>#</sup>e-mail: rostov@poi.dvo.ru

Based on National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA, USA) and Japan Meteorological Agency (JMA) climate data sets for 1982–2021, regional features and trends of interannual changes of water temperature in the upper 2200-m layer of the Pacific Ocean tropical part were investigated, as well as their possible relationships with variations of climatic characteristics. Obtained results provide description of three-dimensional structure of the temperature anomalies and heat content variability in the water column and rate of warming in the various areas for specific phases of the resent global warming.

**Keywords:** climate changes, water temperature, warming trends, climate indices, large scale processes, correlation relationships, regional features, tropical areas of Pacific Ocean

———— ФИЗИКА МОРЯ ——

УДК 551.466.72

# МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРИЛИВНЫХ ЯВЛЕНИЙ В АКВАТОРИИ ПЕНЖИНСКОЙ ГУБЫ

© 2023 г. Д. Р. Шпачук<sup>1, 2,</sup> \*, О. В. Соколов<sup>1</sup>, А. Н. Бугаец<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Дальневосточный региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, г. Владивосток, Россия <sup>2</sup>Тихоокеанский институт географии Дальневосточного отделения Российской Академии наук, г. Владивосток, Россия

> \**e-mail: denis\_den\_r@mail.ru* Поступила в редакцию 12.01.2023 г. После доработки 24.03.2023 г. Принята к публикации 27.03.2023 г.

В ланном исследовании для определения характеристик основных волн прилива и приливных течений, происходящих в акватории Пенжинской губы, было проведено численное моделирование динамики гидрологических процессов средствами программного комплекса Delft3D-Flow. Начальные и граничные условия заданы по данным модели ТРХО9, соленость и температура воды для каждого слоя — на основе данных реанализа модели общей циркуляции океана НУСОМ, с шагом по времени, равным 3 часа. Пространственное распределение метеорологических характеристик – по данным реанализа Европейского центра среднесрочных прогнозов ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) ERA-5. Моделирование выполнено для безледного периода с мая по сентябрь 2005 г. Построены котидальные карты, карты приливных эллипсов, коэффициента реверсивности для основных волн прилива: полусуточной волны М2 и суточной волны К1. Верификация модели выполнена с помощью сопоставления опубликованных и расчетных гармонических постоянных для 9 постов, находящихся в акватории Пенжинской губы. Анализ количественных оценок в целом показывает высокую степень согласованности модельных и справочных данных. Значения коэффициента детерминации  $R^2$  между рядами, сформированными по модельным и опубликованным гармоническим постоянным, находятся в интервале 0.96-0.99. По величине относительных ошибок результаты моделирования разбиты на две категории – высокой степени согласованности (1.48–2.14%) и удовлетворительной (2.93–4.27%). Пространственные закономерности распределения для значений относительных ошибок не обнаружены. Определенная несогласованность результатов предположительно связана с дискретизацией по времени сроков наблюдения и короткими рядами данных, использованных для расчета опубликованных гармонических постоянных на постах в Пенжинской губе.

**Ключевые слова:** моделирование, *Delft3D*, волны прилива, Пенжинская губа, Охотское море **DOI:** 10.31857/S003015742306014X, **EDN:** UYWNJX

#### введение

Пенжинская губа находится в северо-восточной части залива Шелихова и является одним из уникальных мест в мире по амплитуде приливных колебаний, достигающих значений в 13 м. Столь значительная амплитуда прилива вызывает приливо-отливные периодические течения больших скоростей, оказывающих влияние на термохалинную структуру вод, ледовый режим, протекание зональных геоморфологических процессов [20], гидрологический режим эстуария реки Пенжина [4]. Регион характеризуется суровым континентальным климатом, с периодом отрицательных температур около 7 месяцев, является труднодоступным и малоосвоенным. Как следствие, проведение полевых работ и организация долговременных гидрометеорологических наблюдений в данном районе крайне затруднительны, данные эпизодических наблюдений не репрезентативны.

Существующие исторические базы опубликованных гармонических постоянных (ГП) содержат данные по ограниченному набору приливных волн, что связано с отсутствием ЭВМ достаточной производительности на момент проведения расчетов и применением упрошенных схем гармонического анализа, например, метода Дарвина [2], который в качестве исходных данных принимает короткий ряд наблюдений длительностью 15 или 30 сут [23]. Таким образом, историческая справочная база ГП волн прилива соответствует уровню технологий начала и середины XX века, не в полной мере описывает спектральный состав прилива, не всегда может обеспечить требуемую точность предвычисления уровня по данным ГП.

Актуальной задачей является уточнение характеристик исторических справочных ГП с использованием современных средств гармонического анализа и численного моделирования с целью возможности их использования в научно-практических задачах, направленных на развитие, использование и комплексное управление прибрежными морскими акваториями. В отличие от физикостатистических методов, позволяющих получить оценки характеристик приливных явлений только в пунктах наблюдений, физически обоснованные трехмерные гидродинамические модели позволяют преодолеть проблемы пространственновременной дискретизации наблюдаемых явлений [14, 19], осуществить расчет полей скоростей течений, температуры и солености по вертикально распределенным слоям.

Ранее проведенные исследования приливной динамики вод в акватории Охотского моря и Пенжинской губе с помощью методов гармонического анализа [24] и численных моделей, имеющих недостаточное пространственное разрешение [15, 17, 35], дают неполное представление о пространственном распределении характеристик ГП волн прилива на акватории. Для более точного описания и районирования гидрологических процессов, проходящих в Пенжинской губе, необходимо создание трехмерной модели высокого разрешения с привлечением современных цифровых моделей батиметрии и данных реанализа океана и атмосферы.

В данном исследовании для определения характеристик основных волн прилива и приливных течений было проведено численное моделирование динамики гидрологических процессов, происходящих в акватории Пенжинской губы, средствами программного комплекса *Delft3D-Flow* (https://www.deltares.nl/en/). Верификация модели выполнена с помощью сопоставления полученных модельных данных с опубликованными гармоническими постоянными. Построены котидальные карты, карты приливных эллипсов и коэффициента реверсивности для основных волн прилива: полусуточной волны M2 и суточной волны K1.

#### ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Пенжинская губа вдается в северо-восточную часть залива Шелихова между мысами Тайгонос и Божедомова. По своим очертаниям Пенжинская губа (ПГ) представляет собой обширный, глубоко (порядка 300 км) вдающийся в материк водный бассейн. Средняя ширина ПГ — около 63 км. В средней части, между мысами Средний и Водопадный, ПГ резко сужается до 25—30 км. Эта узость носит название "горла" и делит губу на две части: более значительную — южную и меньшую по длине — северную [9, 10]. Горло губы обладает скалистыми и обрывистыми побережьями, образованными под влиянием выступающих здесь в акваторию возвышенных полуостровов Елистратова и Маметчинским.

На входе в Пенжинскую губу, ближе к западному берегу, глубины составляют около 100 м. По мере продвижения к горлу вначале наблюдается резкое, а затем плавное уменьшение глубин до 20 м. Данная впадина является наиболее глубокой в южной части губы и смещена к западному берегу (рис. 1). В большей части горла морское дно пологое с глубинами в пределах от 28 до 40 м; вблизи западного берега горла расположена котловина, образовавшаяся вследствие воздействия мощных струйных течений, проходящих в близости от мыса Опасного. Максимальные глубины в котловине находятся в приделах 130 м, изобата 40 м вытянута в длину до 36 км, ширина ее при этом не превышает 6 км. Северная половина Пенжинской губы значительно более мелководна, чем южная ее часть и горло. Восточный берег почти не имеет осушек и рифов, в то время как западный берег подвержен значительным осушкам, глубины к берегам уменьшаются равномерно [9, 11].

Климат исследуемой территории резко континентальный с очень холодной, продолжительной и малоснежной зимой и коротким, сравнительно теплым и довольно сухим летом [3]. В районе исследований расположены морская гидрометеорологическая станция Тайгонос (Колымское УГМС) и метеорологическая станция Чемурнаут (Камчатское УГМС). По данным метеонаблюдений, абсолютный минимум, максимум и среднегодовая температура воздуха составляют - 39.7°С (декабрь 1981 г.), 24.3°С (июль 1976 г.) и -3.6°С соответственно. Преобладающее направление ветра -BCB (70°), совпадающее с ориентацией оси акватории губы. Среднегодовая скорость ветра составляет 5.7 м/с. максимальная — 34 м/с (январь 1966 г.). Среднегодовое количество осадков достигает 510 мм, из них на зимний сезон приходится 276 мм, на летний – 133 мм, на переходные периоды — 105 мм [8]. Образование припая в мелких бухтах наблюдается обычно в первой декаде декабря, полное освобождение ото льда происходит к началу июня [7].

Величина прилива от входа в залив Шелихова увеличивается к вершине Пенжинской губы. Средняя величина тропического прилива в бухте Удача составляет 4.2 м, в вершине Гижигинской губы – 6.9 м, в вершине Пенжинской губы – около 10 м. Наибольшие приливы отмечаются у по-



Рис. 1. Карта-схема района исследований, батиметрия расчетной области акватории залива Шелихова и Пенжинской губы; положение уровенных постов показано маркерами.

бережья полуострова Камчатки перед горлом Пенжинской губы – 13.9 м и в вершине Пенжинской губы – 13.4 м. В заливе Шелихова и в Пенжинской губе вследствие суперпозиции прямых и обратных полусуточных и суточных волн образуются прогрессивно-стоячие волны с преобладанием стоячих составляющих. Амплитуды суточных волн здесь возрастают больше, чем полусуточных. В результате приливная волна, приходящая из Охотского моря и имеющая перед входом в залив Шелихова неправильный полусуточный характер, индуцируется в нем в неправильные суточные приливы [1, 5]. Как следствие, на большей части акватории Пенжинской губы и залива Шелихова (по общепринятой классификации А.И. Дуванина [6]) наблюдаемый характер прилива — "неправильный-суточный"; "суточный" характер прилива проявляется только в акватории, прилегающей к мысу Средний.

Значительная амплитуда приливов в Пенжинской губе вызывает приливо-отливные периодические течения больших скоростей, в усилении которых свою роль играет относительная узость губы и ее большая длина. В тихую погоду, когда волнение не мешает наблюдать за явлениями на водной поверхности, последняя почти вся покрыта мелкими водоворотами и сулоями, напоминая своим видом как бы быстро текущую широкую реку. Главная струя приливных течений в южной части губы расположена ближе к западному берегу, к которому подходит вплотную, где основной водный поток занимает три четверти ширины губы; вблизи восточного берега скорости течения ослабевают и достигают меньших величин. Скорости течений в основном потоке могут достигать значений 1.3-1.5 м/с. С подходом к горлу губы, поступающий на приливе поток воды резко сжимается в более узкое русло, благодаря чему происходит быстрое увеличение скорости течений, достигающих в горле скоростей в 2.3-2.6 м/с. В западной части горла течения сильнее, чем в восточной, благодаря выступающему здесь в губу полуострову. Скорости течений в северной половине Пенжинской губы достигают 1.5–1.8 м/с и близки к скоростям течений южной половины. В проливах, образованных остовами Крайний, Второй и южной оконечностью полуострова Елистратова, скорости течений могут достигать рекордных значений в интервале 3-3.6 м/с. Относительно слабые приливные течения со скоростями, не превышающими 0.8-1 м/с, наблюдаются в прибрежной акватории, примыкающей к восточному берегу южной половины губы и к западному берегу северной половины [9].

В качестве методической основы исследования использована 3D гидродинамическая модель с открытым кодом *Delft3D-flow*, разработанная Нидерландским институтом прикладных исследо-

ваний Deltares. Модель представляет собой комплексную программу гидродинамического моделирования, предназначенную для расчета нестационарных течений и явлений переноса, сформированных воздействием метеорологических и приливных явлений. *Delft3D-flow* основан на решении уравнений Навье-Стокса для несжимаемой жидкости в приближении мелкой воды и Буссинеска. Вычисления могут быть выполнены с использованием ортогональных или криволинейных расчетных сеток. Уравнение вертикального движения решается в гидростатическом приближении. В 3D-моделировании вертикальная компонента вектора скорости течения рассчитывается из уравнения неразрывности. Дискретизация vpавнений мелкой воды производится с применением С-сетки Аракавы, в которой уровень воды рассчитывается в центре ячейки, а компоненты вектора скоростей течений U и V перпендикулярны граням ячейки. Решение систем дифференциальных уравнений мелкой воды в модуле *Delft3D*flow производится с использованием неявного метода переменных направлений ADI (Alternating Direction Implicit), предложенного Леендертсе и Гриттоном [29-31].

#### РЕЗУЛЬТАТЫ

Цифровая модель рельефа акватории Пенжинской губы построена на основе навигационной карты (М 1 : 500000, № 61027) и данных глобальной цифровой модели рельефа ЕТОРО1 [25]. С использованием программных средств сгенерирована ортогональная расчетная сетка с разрешением 50" угловых секунд (283 × 637 расчетных ячеек) в горизонтальной плоскости (средний размер ячейки — 1487 × 880 м). Разрешение модели по вертикали составляет 5 равномерно распределенных о-слоев. Расчетный шаг моделирования по времени равняется 12 с. На открытой границе расчетной области задана генерация уровня с использованием характеристик гармонических постоянных волн прилива по данным модели TPXO9 [27, 36]. Использован набор из 13-ти волн прилива: M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1, Q1, MF, MM, M4, MS4, MN4 [6].

Соленость и температура воды на открытых границах заданы для каждого слоя модели на основе данных реанализа модели общей циркуляции океана HYCOM (HYbrid Coordinate Ocean Model) [32], с шагом по времени, равным 3 часа. Данные реанализа HYCOM также использованы для построения полей начальных условий по температуре и солености  $\sigma$ -слоев расчетной области. Поля метеорологических характеристик — приземного ветра на высоте 10 м, температуры воздуха на 2 м, относительной влажности воздуха, атмо-сферного давления на поверхности моря, общего облачного покрова — заданы на основе данных

реанализа Европейского центра среднесрочных прогнозов ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) ERA-5.

Моделирование выполнено для безледного периода с мая по сентябрь 2005 г. Выбор данного временно́го интервала обусловлен наблюдаемым максимумом величины прилива за нодальный период (18.6 года), в течение которого новолуние и полнолуние бывают в дни с наибольшим склонением Луны, т.е. сизигийные и тропические приливы осуществляются одновременно [6].

Наблюдения за уровнем моря в исследуемой акватории на регулярной основе не проводятся, и на текущий момент времени отсутствуют стационарные морские гидрометеорологические посты наблюдательной сети Росгидромета с программой наблюдений за уровнем моря. В связи с этим оценка точности диагностических расчетов уровня моря проводилась с использованием статистического анализа синхронных во времени рядов предвычисленного (ПП) и модельного (МП) приливного уровня моря [13]. Ряд значений предвычисленного уровня получен композицией основных приливных волн, опубликованных в работе Р.А. Деевой [5]. Ряды уровня МП с минутным разрешением по времени выбраны из ячеек расчетной области, соответствующей положению пунктов наблюдений (рис. 1). Вычисление характеристик ГП основных волн прилива (M2, S2, N2, К2, К1, О1, Р1, Q1) и исключение модельной сгонно-нагонной составляющей из МП выполнено с помощью оригинального программного комплекса гармонического анализа, основанного на методе наименьших квадратов (МНК).

Обработка результатов моделирования (полей компонент вектора горизонтальных скоростей течений и уровня моря), для построения пространственных характеристик ГП произведена с использованием утилиты гармонического анализа MATLAB T\_Tide [34]. В таблице 1 приведены характеристики предвычисленных и модельных значений уровня моря:  $H_{\text{max}}$  и  $H_{\text{min}}$  – максимальные и минимальные значения; σ – среднеквадратическое отклонение;  $|\overline{\delta}|$  – средняя абсолютная ошибка (отклонение) модельных и предвычисленных рядов [16];  $Ot = |\overline{\delta}|/(H_{\text{max}} - H_{\text{min}}) - \text{относи-}$ тельная ошибка расчетов, выраженная в процентах как отношение средней абсолютной ошибки к вариационному размаху ПП [18];  $S/\sigma_x$  – критерий качества метода, S – среднеквадратическая ошибка расчетов,  $R^2$  – коэффициент детерминации [16].

Оценки диагностического моделирования (табл. 1) ранжированы по убыванию значений Ot. Для первых пяти постов значения  $|\overline{\delta}|$  находятся в интервале 0.17–0.24 м, значения Ot – в интервале 1.48–2.14%, S – 0.21–0.26 м, коэффициент детер-

#### ШПАЧУК и др.

		Xa	рактеристи	ки	Оценки качества моделирования						
N⁰	Пункт	$\frac{H_{\rm max}_{\rm M}}{H_{\rm max}_{\rm M}}$	$\frac{H_{\min}_{M}}{H_{\min}_{M}}$	$\frac{\sigma\_M}{\sigma\_\Pi}$	<mark>δ</mark>  , м	<i>Ot</i> , %	<i>S</i> , м	$S/\sigma_x$	$R^2$		
1	о. Ивиньичаман	$\frac{6.91}{6.91}$	$\frac{-5.24}{-4.91}$	$\frac{2.94}{2.87}$	0.17	1.48	0.21	0.07	0.99		
2	м. Рифовый	$\frac{6.64}{7.00}$	$\frac{-5.50}{-5.53}$	$\frac{2.98}{2.98}$	0.24	1.88	0.29	0.10	0.99		
3	м. Водопадный	$\frac{6.93}{7.49}$	$\frac{.93}{.49}$ $\frac{-5.74}{-5.80}$		0.24	1.77	0.30	0.10	0.99		
4	м. Средний	$\frac{5.57}{6.20}$	$\frac{-4.97}{-5.20}$	$\frac{2.64}{2.74}$	0.22	1.89	0.27	0.10	0.99		
5	м. Тайгонос	$\frac{4.77}{5.24}$	$\frac{-4.28}{-4.33}$	$\frac{2.14}{2.28}$	0.20	2.14	0.26	0.11	0.99		
6	м. Угольный	$\frac{7.24}{8.02}$	$\frac{-5.85}{-5.54}$	$\frac{3.15}{3.27}$	0.40	2.93	0.48	0.15	0.98		
7	р. Яваям	$\frac{5.25}{6.20}$	$\frac{-4.72}{-4.90}$	$\frac{2.36}{2.64}$	0.34	3.10	0.44	0.17	0.97		
8	б. Причальная	$\frac{5.41}{6.25}$	$\frac{-4.97}{-5.23}$	$\frac{2.47}{2.64}$	0.39	3.35	0.47	0.18	0.97		
9	м. Астрономический	$\frac{7.57}{7.19}$	$\frac{-5.69}{-5.10}$	$\frac{3.27}{3.07}$	0.52	4.27	0.64	0.21	0.96		

Таблица 1. Оценки точности диагностического моделирования уровня моря в акватории Пенжинской губы

Примечание:  $H_{\text{max}}$ М – максимальное значение модельного уровня моря (м),  $H_{\text{max}}$ П – максимальное значение предвычисленного уровня моря (м),  $H_{\text{min}}$ М – минимальное значение модельного уровня моря (м),  $H_{\text{min}}$ П – минимальное значение предвычисленного уровня моря (м),  $\sigma_M$  – среднеквадратическое отклонение модельного ряда уровня (м),  $\sigma_{-}$ П – среднеквадратическое отклонение предвычисленного ряда уровня (м),  $|\overline{\delta}|$  – средняя абсолютная ошибка расчетов (м), Ot, % – относительная ошибка расчетов, выраженная в процентах, S – среднеквадратическая ошибка расчетов (м),  $S/\sigma_x$  – критерий качества метода,  $R^2$  – коэффициент детерминации.

минации  $R^2$  имеет близкие к единице значения. Для остальных четырех постов (м. Угольный, р. Яваям, б. Причальная, м. Астрономический)  $|\overline{\delta}|$ лежит в интервале 0.4–0.52 м, Ot - 2.93-4.27%, S - 0.48-0.64 м,  $R^2 - 0.96-0.98$ . Коэффициент наклона линии регрессии для первых пяти постов близок к единице (рис. 2а–д). Для остальных пунктов положение линии регрессии указывает на некоторое занижение моделью значений приливного уровня моря относительно ПП (рис. 2е–2и).

Пространственные распределения модельных характеристик основных волн прилива МП построены с использованием гармонического анализа для каждой ячейки расчетной сетки (рис. 3). В распределении амплитудных характеристик приливной волны К1 (рис. 3а) отражено плавное увеличение амплитуд от входа в залив Шелихова к вершине Пенжинской губы: у входа в залив Шелихова вблизи восточного берега амплитуда волны составляет 2.8 м, в то время как в вершине Пенжинской губы, в районе мыса Астрономический, амплитуда волны достигает значений 4.3 м. У восточного берега залива Шелихова и Пенжинской губы амплитуда волны характеризуется большими значениями — наблюдается увеличение амплитуды волны K1 в направлении от западного к восточному берегу.

В Пенжинской губе изофазы волны К1 ориентированы перпендикулярно направлению распространению приливной волны, оканчиваются на противоположенных берегах губы, т.к. она образует узкий бассейн, где фронт распространения волны ориентирован перпендикулярно ее оси. Фаза волны постепенно увеличиваются к вершине акватории. Общая картина распределения изоамплитуд и изофаз К1 говорит о преобладании прогрессивного типа распространения приливной волны, вследствие чего можно заключить, что в вершине акватории происходят процессы диссипации приливной энергии волны К1. В югозападной части области исследований (район Ги-



**Рис. 2.** Корреляционные диаграммы модельного и предвычисленного приливного уровня моря для постов в акватории Пенжинской губы: о. Ивиньичаман (а), м. Рифовый (б), м. Водопадный (в), м. Средний (г), м. Тайгонос (д), м. Угольный(е), р. Яваям (ж), б. Причальная (з), м. Астрономический (и).

жигинской губы) амплитуда волны достигает меньших значений и лежит в приделах 2.5–2.6 м, в этой области наблюдается расхождение изофаз.

Пространственное распределение амплитудных характеристик полусуточной приливной волны M2 (рис. 36) имеет более сложный характер, в данном случае можно говорить о преобладании стоячей компоненты в распространении приливных колебаний. Аналогично приливной волне K1, изоамплитуды больших значений расположены от входа в залив Шелихова до мыса Водопадный вдоль камчатского берега. В районе северо-восточной оконечности полуострова Елистратова (мыса Опасный) наблюдается резкое падение амплитуды волны M2 до значений 0.7 м; от мыса Астрономический в направлении эстуария реки Пенжина происходит возрастание ам-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023

плитуды волны M2 до значений 1.4 м. Пространственное распределение изофаз в акватории Пенжинской губы соответствует "канальному типу" распространения волны. В юго-западной части области исследований от мыса Тайгонос до Гижигинской губы амплитуда волны M2 лежит в приделах 0.8–1.0 м и, аналогично волне K1, наблюдается расхождение изофаз. Общая картина пространственного распределения характеристик приливных волн M2 и K1 исследуемой акватории хорошо согласуется с результатами работ [21, 22, 28, 33].

Для оценки характера поля скоростей приливных течений выполнены расчеты коэффициента эллиптичности (реверсивности) E [26], который в скалярном виде представляет собой отношение величин малой и главной полуосей приливного



Рис. 3. Характеристики амплитуд и поверхностных течений основных волн прилива: (а) – котидальная карта амплитудных характеристик приливной "лунной-солнечной деклинационной, суточной" волны K1, (б) – котидальная карата амплитудных характеристик "главной лунной полусуточной" волны M2, (в) – приливные эллипсы волны K1, (г) – приливные эллипсы волны M2, (д) – пространственное распределение коэффициента реверсивности приливного эллипса и его полярность для суточной волны K1, (е) – пространственное распределение коэффициента реверсивности приливного эллипса волны M2.

эллипса. При значениях *E*, близких к нулю, течения классифицируются как "реверсивные"; при значениях, близких к единице, течения являются "круговыми". Знак коэффициента реверсивности указывает на направление вращения вектора приливного течения (поляризацию приливного эллипса): отрицательные значения соответствуют вращению вектора по часовой стрелке (антициклоническое); положительные — против часовой стрелки (циклоническое).

Карты эллипсов приливных течений волн K1 и M2 для поверхностного слоя акватории исследо-

вания, полученные по результатам моделирования, представлены на (рис. 3в, 3г). Анализ пространственного распределения характеристик приливных эллипсов волн К1 и М2 и коэффициента реверсивности течения в акватории залива Шелихова (рис. 3д, 3е) позволяет сделать вывод о том, что приливные течения акватории относятся к категории реверсивных. В акватории, прилегающей к Внутренней губе (расположенной к западу от мыса Тайгонос, рис. 1), в центральной части залива Шелихова наблюдается антициклоническое вращение вектора скорости течения. В аква-

Пост	Ν	12	K	.1	01		
noer	A	Р	A	Р	A	Р	
о. Ивиньичаман	7.44	-7.75	4.89	-4.63	1.02	0.12	
м. Рифовый	-0.36	-1.80	-0.81	-5.70	-2.80	-3.36	
м. Водопадный	-14.72	-5.83	-0.08	2.07	-6.32	4.98	
м. Средний	-20.11	2.60	-1.97	3.60	-6.12	2.60	
м. Тайгонос	6.19	-16.30	-6.43	-3.00	-6.98	-2.40	
м. Угольный	-9.16	-0.30	-2.13	7.10	-4.85	10.20	
р. Яваям	-11.69	-23.30	-9.62	-2.90	-13.47	-4.10	
б. Причальная	-18.77	-21.59	-7.84	-5.75	-9.34	-0.62	
м. Астрономический	-0.49	-0.07	-0.85	9.40	-7.16	-17.25	

**Таблица 2.** Относительное отклонение амплитуд *A*, % и абсолютное отклонение фаз *P*, град модельных и справочных ГП волн прилива

тории к западу от Гижигинской губы, в северной части залива, — циклоническое вращение вектора скорости течения.

У входа в Гижигинскую губу скорости приливных течений гармоники К1 минимальны и составляют ~0.3 м/с, максимальные скорости достигают величин 3.1 м/с в горле Пенжинской губы, над котловиной у полуострова Елистратова. Максимумы скоростей М2 также расположены над котловиной в горле Пенжинской губы. Порядок скоростей приливных течений, полученный в результате моделирования, согласуется с данными лоций Охотского моря [9, 12].

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные в результате моделирования пространственные характеристики ГП наиболее значимых волн прилива, наблюдаемых в акватории объекта исследования, хорошо согласуются с результатами ранее выполненных работ по моделированию акватории Охотского моря [21, 28]. Относительные отклонения амплитул и абсолютные отклонения фаз модельных и справочных ГП волн прилива представлены в табл. 2. Величина относительного отклонения амплитуды наибольшей волны К1 предвычисленного и модельного приливов для всех постов не превышает 10%, второй по значимости волны О1 не превышает 13.5%. Фазовые отклонения для суточной волны прилива К1 в большинстве случаев не превышают 6°, для волны О1 не превышают 5°, завышенные значения отклонений фаз наблюдается только на двух постах – р. Яваям и м. Астрономический.

Изменчивость ГП основных волн прилива за расчетный период, обусловленная влиянием атмосферного воздействия, рассчитана с использованием метода МНК [34] с суточным смещением расчетного окна, равного 32 сут. Ход относительных отклонений амплитуд и абсолютных отклонений фаз волн M2, K1 и O1, рассчитанных для каждого окна относительно средних значений за весь период (235 сут) для постов м. Тайгонос и б. Причальная представлен на рис. 4. Полученные значения отклонений характеристик гармонических постоянных незначительны, максимальные значения не превышают 3–4% по амплитуде и 2–3 градусов по фазе.

Абсолютные отклонения амплитуд и фаз четырех основных волн прилива, рассчитанных с помощью модели *Delft3D* и глобальной приливной модели ТРХО9, представлены в табл. 3. Абсолютные отклонения характеристик ГП волн прилива в целом возрастают по направлению от входа к вершине Пенжинской губы. Максимальные значения отклонений по амплитуде и фазе составили 0.54 м (гармоника K1, пост м. Астрономический) и 30.5° (гармоника S2, пост м. Рифовый). Можно сделать вывод, что в районе исследования глобальная модель ТРХО9 недостаточно точно описывает характеристики волн прилива в прибрежных мелководных акваториях.

На основе результатов гармонического анализа можно сделать заключение о корректности воспроизведения моделью суточных волн прилива (K1 и O1) для большинства постов. Существенные отклонения модельных и справочных характеристик ГП наблюдается только на двух постах – р. Яваям и м. Астрономический. Результаты сравнения главной полусуточной волны M2 ПП и МП – неоднозначные, характеристики ГП приливных волн согласуются со справочными только для половины постов. Относительная ошибка амплитуды ГП волны M2 лежит в широких пределах 0.36-20.11%, фазовые различия – в пределах  $0^{\circ}-23^{\circ}$ .

Графики хода уровня моря для постов с различными количественными оценками представлены на рис. 5. На посту м. Средний ход уровня моря модельного прилива близок к предвычис-



**Рис. 4.** Ход отклонений амплитуд и фаз волн M2, K1 и O1 за расчетный период: (а, б) – пост м. Тайгонос; (в, г) – пост б. Причальная за безледный период.

ленному, что свидетельствует о высокой согласованности модельных результатов и справочных данных. На посту м. Астрономический (рис. 5а) величины прилива для ПП и МП имеет схожие по амплитуде значения, но из-за отличий справочных и модельных фаз волн прилива наблюдается заметная разница в форме графиков: амплитуды волн модельного прилива не имеют существенных расхождений со справочными, но при этом наблюдаются фазовые сдвиги суточных волн К1 и O1 на  $9.4^{\circ}$  и  $17.2^{\circ}$  градуса соответственно (табл. 2). На посту р. Яваям (рис. 5в) отмечается заметное постоянное превышение уровня ПП относительно МП в области полных вод.

Анализ количественных оценок соответствия МП и ПП показывает высокую степень согласованности модельных и справочных данных для 5 постов (о. Ивиньичаман, м. Рифовый, м. Водопадный, м. Средний, м. Тайгонос), для остальных

Пост	Ν	12	S	2	K	(1	01		
11001	Α	Р	A	Р	A	Р	Α	Р	
о. Ивиньичаман	0.26	-6.20	0.01	-12.03	0.23	-5.10	0.01	-3.78	
м. Рифовый	0.05	-17.59	0.00	-30.51	0.40	-10.81	0.10	-6.83	
м. Водопадный	0.26	-8.00	0.09	-18.61	0.41	-5.77	0.15	-3.49	
м. Средний	0.11	16.65	0.00	12.64	0.38	1.29	0.07	2.67	
м. Тайгонос	0.07	-0.06	-0.01	-5.39	0.09	2.08	0.02	0.39	
м. Угольный	0.40	2.16	0.13	-7.03	0.49	-5.26	0.16	-2.32	
р. Яваям	0.19	-7.88	0.02	-14.61	0.11	-5.37	0.00	-6.41	
б. Причальная	0.33	-16.30	0.07	-22.73	0.20	-11.93	0.04	-12.20	
м. Астрономический	-0.32	-16.53	-0.06	-27.76	0.54	-19.83	0.12	-13.39	

**Таблица 3.** Абсолютные отклонения амплитуд *A*, м и фаз *P*, град, рассчитанных с помощью модели *Delft3D* и глобальной приливной модели TPXO9 характеристик ГП четырех главных волн прилива.



**Рис. 5.** График МП и ПП для постов с различными оценками моделирования: (а) м. Астрономический; (б) м. Средний; (в) м. Яваям.

четырех постов нельзя сделать однозначных заключений. Посты с малыми (№ 3 м. Водопадный, № 2 м. Рифовый) и относительно большими (№ 6 м. Угольный, № 9 м. Астрономический) отклонениями МП и ПП географически расположены на восточном берегу северной части акватории и чередуются в шахматном порядке (рис. 1), из чего можно прийти к выводу, что пространственных закономерностей распределения значений невязки, которые можно интерпретировать как ошибки моделирования, не наблюдается.

Также следует отметить, что амплитуды полусуточной волны M2 меньше амплитуды суточной волны K1 ориентировочно в два раза. Различия гармонических постоянных, полученных по модельным данным и на основе натурных наблюдений, возможно, связаны с несинхронностью во времени сроков, в которые проводились наблюдения. В этом случае при большой величине прилива незначительные отклонения от сроков могут

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023

привести к ошибкам при расчете характеристик приливных волн.

В целях контроля качества расчета справочных ГП был выполнен гармонический анализ (ГА) ежечасных архивных исторических рядов уровенных наблюдений для рассматриваемых постов. ГА осуществлен с использованием программного комплекса, основанного на методе МНК, сгонно-нагонная составляющая исключена из исходных рядов предварительной обработкой методами цифровой фильтрации. Полученные характеристики ГП основных волн прилива близки по значениям к справочным (величина относительного отклонения амплитуд основных гармоник лежит в пределах 3.1%, расхождение фаз – в пределах 2.5°). Остаточный уровень моря, полученный как разность исходных рядов наблюдений и предвычисленных рядов, характеризуется высокими значениями среднеквадратического отклонения. Возможно, учитывая предварительную

Пункт	Интервал, см											<b>5</b> 011	Длина,
	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	>100	0, см	сутки
о. Ивиньичаман	36.7	32.1	20.1	7.9	2.8	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	19.2	60
м. Рифовый	23.7	22.8	19.4	15.4	8.5	4.2	2.9	1.6	0.6	0.7	0.2	31.6	68
м. Водопадный	34.1	25.7	18.7	11.0	5.7	2.3	1.5	0.5	0.3	0.1	0.2	25.2	63
м. Средний	40.6	30.9	18.9	7.9	1.3	0.3	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	18.2	50
м. Тайгонос	58.1	30.7	9.6	1.1	0.2	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0	13.0	79
м. Угольный	33.6	29.1	19.6	9.9	4.5	1.8	1.0	0.3	0.2	0.0	0.0	23.1	79
б. Причальная	43.6	29.5	17.1	6.7	2.9	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	18.0	46

6.0

2.1

1.0

1.7

0.2

0.0

32.6

20

11.5

Таблица 4. Распределение по градациям отклонений предвычисленных и наблюденных (без учета сгоннонагонной составляющей) уровней моря, выраженное в процентах, СКО остаточных рядов (о), длительность рядов наблюдений

фильтрацию сгонно-нагонных явлений, это свидетельствует о содержании ошибок в данных измерений. Распределения по градациям ошибок гармонического анализа и значения среднеквадратического отклонения (СКО) для ряда постов приведены в табл. 4.

21.5

м. Астрономический

20.4 19.2 16.5

Таким образом, характеристики ГП Пенжинской губы, приводимые в справочниках [5], рассчитанные методом Дарвина по коротким рядам длительностью 30 суток, полученным по серии наблюдений в 60-годах прошлого века, а в отдельном случае (на м. Астрономический) – по серии наблюдений в 15 суток за 1915 год, не могут считаться абсолютным эталоном. Перспективы данного исследования связаны с уточнением вертикальной структуры модели, учетом стока основных рек водосбора акватории Пенжинской губы. анализом сгонно-нагонных явлений в акватории. Созданная для акватории гидродинамическая 3D-модель на основе современных данных позволяет более эффективно учесть влияние различных факторов на открытой границе (на входе в залив Шелихова), а также может постоянно уточняться с помощью дополнительной настройки модели по мере появления новых данных.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При проведении исследований гидродинамического режима акваторий с использованием численного моделирования ключевую роль играют реперные посты уровенных наблюдений, проводящие длительные наблюдения на постоянной основе. Плотность и репрезентативность наблюдательной сети, особенно в труднодоступных районах Дальнего Востока России, обладает крайней степенью неоднородности, что, в свою очередь, обуславливает актуальность проблемы оценки качества имеющихся данных наблюдений и возможности их эффективного использования для решения региональных научно-практических задач. В представленной работе с использованием модуля Delft3D-flow выполнено численное моделирование гидродинамического режима акватории Пенжинской губы, получены пространственные характеристики ГП наиболее значимых волн прилива, наблюдаемых в акватории объекта исследования. Показано, что пространственные распределения ГП приливных волн в целом хорошо согласуются с данными справочников и ранее опубликованных результатов. Невязки результатов модельных и справочных характеристик ГП не имеют пространственных закономерностей и предположительно связаны с искажением рассчитанных характеристик приливных волн по коротким рядам данных наблюдений, а также с дискретизацией по времени сроков наблюдения при больших градиентах изменения уровня моря во времени.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Богданов К.Т., Горбачев В.В., Мороз В.В. Атлас приливов Берингова, Охотского и Японского морей. Владивосток: Дальаэрогеодезия, 1991. 29 с.
- Войнов Г.Н. Приливные явления и методология их исследований в шельфовой зоне Арктических морей: диссертация докт. геогр. наук: канд. ист. наук: 25.00.28 / Войнов Геннадий Николаевич. — Санкт-Петербург, 2002. 350 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том IX. Охотское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия // СПб: Гидрометеоиздат, 1998. 342 с.
- 4. Горин С.Л., Коваль М.В., Сазонов А.А., Терский П.Н. Современный гидрологический режим нижнего течения реки Пенжины и первые сведения о гидрологических процессах в ее эстуарии (по результатам экспедиции 2014 г.) // Исследования водных биологических ресурсов Камчатки и северо-западной части Тихого океана. КамчатНИРО, 2015. Вып. 37. С. 33–52.

https://doi.org/10.15853/2072-8212.2015.37.33-52

- Деева Р.А. Каталог гармонических и негармонических постоянных приливов отечественных вод морей Дальнего Востока // Труды ДВНИГМИ. 1972. Вып. 018. 248 с.
- 6. *Дуванин А.И*. Приливы в море. Л.: Гидрометеоиздат, 1960. 390 с.
- Думанская И.О. Ледовые условия азиатской части России. – М.; Обнинск: ИГ – СОЦИН, 2017. 640 с.
- 8. Кондратюк В.И. Климат Камчатки. М.: Гидрометеоиздат, 1974. 200 с.
- Лоция побережий РСФСР Охотского моря и восточного берега полуострова Камчатки с островом Карагинским включительно / по поручению Гл. гидрол. упр. сост. гидрограф-геодезист Давыдов. – Владивосток: Упр. по обеспечению безопасности кораблевождения Дал. Востока. 1923. 1498 с.
- Лоция Охотского моря. Выпуск 2. Северная часть моря. – Л.: Гидрографическое управление ВМС. 1954. 214 с.
- Лоция Охотского моря Выпуск 2 Северная часть Охотского моря Управление начальника гидрографической службы Военно-морского флота, 1960. 200 с.
- Лоция Охотского моря. Вып. 2. Северная часть моря. М.: Гл. управление навигации и океанографии Мин-ва обороны СССР. 1986. 314 с.
- Любицкий Ю.В. Об оценке качества прогнозов суммарных уровней приливного моря // Юбилейный выпуск "ДВНИГМИ – 65 лет". Владивосток: Дальнаука, 2015. 270 с. С. 52–62.
- 14. Любицкий Ю.В. Результаты испытаний метода краткосрочного (с заблаговременностью 72 часа) прогноза изменений уровня моря на побережье Охотского моря, северной части Японского моря, восточного побережья полуострова Камчатка // Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. – М.: Изд-во Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации. 2020. № 47. С. 60–78.
- Мартынов В.К. Моделирование прилива в Пенжинской губе Охотского моря с учетом ледяного покрова // Моделирование и экспериментальное исследование гидрологии шельфовых морей. Сб. научн. трудов. – Л.: Изд-во ЛГМИ, 1988. Вып. 100. С. 83–87.
- Наставление по службе прогнозов // Раздел 3. Часть III. Служба морских гидрологических прогнозов. РД 52.27.759-2011. — М.: ТРИАДА-ЛТД, 2011. 195 с.
- Некрасов А.В., Романенков Д.А. Прогностическая оценка трансформации приливных колебаний уровня при крупномасштабном гидротехническом строительстве на побережье Белого и Охотского морей // Колебания уровня в морях. СПб: РГГМУ, 2003. С. 57–78.
- 18. Попов С.К. Моделирование и прогноз изменений уровня и скорости течений в морях России // Диссертация ... доктора Физико-математических наук: 25.00.29 / Попов Сергей Константинович; [Место защиты: ФГБУ "Гидрометеорологический науч-

но-исследовательский центр Российской Федерации"], 2019. 300 с.

- Попов С.К., Зильберштейн О.И., Лобов А.Л. и др. Метод краткосрочного прогноза уровня Баренцева и Белого морей // Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов – М.: Изд-во Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации. 2014. № 41. С. 98–110.
- 20. Романенко Ф.А., Горин С.Л., Коваль М.В. Формирование рельефа нижнего течения реки Пенжины и Пенжинской губы в голоцене // Сборник: XXXVI Пленум Геоморфологической комиссии РАН: Материалы Всероссийской научно-практической конференции с международным участием "Геоморфология наука XXI века" (Барнаул, 24–28 сентября 2018 г.). Изд-во Алтайского ун-та Барнаул, 2018. С. 324–329.
- Романенков Д.А. Прогностическое моделирование приливов в Охотском море // Автореферат диссертации. СПб: РГГМИ, 1996. 16 с.
- Сгибнева Л.А. О распространении приливной волны в Пенжинской губе Охотского моря // Труды ГОИН. 1975. Вып. 126. С. 51–63.
- Стахевич В.С., Владимирский Н.П. Руководство по обработке и предсказанию приливов. Л.: Изд. Гидрографического управления ВМФ СССР, 1940. 348 с.
- 24. Шевченко Г.В., Романов А.А. Пространственная структура прилива в Охотском море на основе данных спутниковой альтиметрии // Колебания уровня в морях. Сборник научных статей. Российский гидрометеорологический университет. СПб: Гидрометеоиздат, 2003. С. 92–110.
- Amante C., Eakins B.W. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, 2009. 19 p.
- 26. *Carbajal N., Gaviño J.H.* A new theory on tidal currents rotation // Geophysical Research Letters. 2007. V. 34. № 1, L01609. http://dx.doi.org/ (Дата обращения: 05.10.2022) https://doi.org/10.1029/2006GL027670
- 27. Egbert G.D., Erofeeva S.Y. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2002. V. 19. № 2. P. 183–204. https://doi.org/10.1175/1520-0426(2002)019<0183: EIMOBO>2.0.CO;2
- Kowalik Z., Polyakov I. Tides in the Sea of Okhotsk // Journal of Physical Oceanography. 1998. V. 28. № 7. P. 1389–1409.
- Leendertse J.J. Aspects of a Computational Model for Long Period Water Wave Propagation. Santa Monica, CA: Rand Corporation, Report RM-5294-PR. 1967. 165 p.
- Leendertse J.J., Alexander R.C., Liu S.K. A Three-Dimensional Model for Estuaries and Coastal Seas. Santa Monica, CA: Rand Corporation, Report R-1417-OWRR. 1973. 57 p.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023

- Leendertse J.J., Gritton E.C. A water quality simulation model for well mixed estuaries and coastal seas. Santa Monica, CA: Rand Corporation, Report R-708-NYC. 1971. 53 p.
- Metzger E.J., Helber R.W., Hogan P.J. et al. Global Ocean Forecast System 3.1 Validation Testing. Naval Research Laboratory (NRL), Report NRL/MR/ 7320–17-9722, 2017. 56 p.
- Nekrasov A.V., Romanenkov D.A. Impact of tidal power dams upon tides and environmental conditions in the Sea of Okhotsk // Continental Shelf Research. 2010.

30(6). P. 538-552.

https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.06.005

- Pawlowicz R., Beardsley B., Lentz, S. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T\_TIDE // Computers and Geosciences. 2002. V. 28. P. 929–937.
- Suzuki K., Kanari S., Tidal simulation of the Sea of Okhotsk (in Japanese) // Kaiyo Kagaku. 1986. V. 18. P. 455–463.
- 36. TPXO9-atlas // https://www.tpxo.net/global/tpxo9-atlas (Дата обращения: 16.12.2022).

### Numerical Modeling of Tidal Phenomena of the Penzhinskaya Bay

D. R. Shpachuk<sup>a, b, #</sup>, O. V. Sokolov<sup>a</sup>, A. N. Bugaets<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Far Eastern Regional Hydrometeorological Research Institute, Vladivostok, Russia <sup>b</sup>Pacific Geographical Institute, Far-Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia <sup>#</sup>e-mail: denis den r@mail.ru

In this study, the *Delft3D-Flow* hydrodynamic model was used to determine the characteristics of the main tidal waves and currents in the Penzhina Bay (Sea of Okhotsk, Russia). The initial and boundary conditions are set according to the TPXO9 model data, the salinity and water temperature for each model layer are set based on the reanalysis data of the HYCOM ocean general circulation model, with a time step of 3 h. European Center for Medium-Range Weather Forecasts ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecasts) reanalysis ERA-5 was used as meteoforcing. Modeling was performed for the ice-free period from May to September 2005. Maps of cotidal lines, tidal ellipses, and reversibility coefficient for the main tide waves: semidiurnal wave M2 and diurnal wave K1 were constructed. The model was verified by comparing the published and calculated harmonic components for 9 sea level monitoring points located in the Penzhina Bay. Conformance evaluation generally shows a high degree of consistency between model and reference data. The values of the coefficient of determination  $R^2$  between the series formed by the model and published harmonic components are in the range of 0.96–0.99. According to the magnitude of relative errors, the simulation results are divided into two consistency categories – high (1.48-2.14%) and satisfactory (2.93-4.27%). Spatial patterns of distribution for the values of relative errors were not found. A certain inconsistency in the results is presumably due to the time discretization of the observation time support and the short sea level monitoring data series used to calculate the published harmonic components at the Penzhina Bay.

Keywords: numerical modeling, Delft3D, tide waves, Penzhinskaya Bay, sea of Okhotsk

——— ФИЗИКА МОРЯ —

УДК 551.466.8

# ВНУТРЕННИЕ ВОЛНЫ, ГЕНЕРИРУЕМЫЕ ПОТОКОМ РЕКИ КОДОР В ЧЕРНОМ МОРЕ

© 2023 г. А. Н. Серебряный<sup>1, 2</sup> \*, Е. Е. Химченко<sup>1</sup>, В. В. Гончаров<sup>1</sup>, Л. Л. Тарасов<sup>2</sup>, О. Е. Попов<sup>3</sup>, Д. В. Белов<sup>1</sup>, И. П. Нешенко<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия <sup>2</sup>АО "Акустический институт им. акад. Н.Н. Андреева", Москва, Россия <sup>3</sup>Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия <sup>4</sup>Институт экологии Академии наук Абхазии, Сухум, Абхазия \*e-mail: serebryany53@list.ru Поступила в редакцию 24.01.2023 г. После доработки 17.03.2023 г. Принята к публикации 27.03.2023 г.

Представлены результаты проведенных в июне 2021 г. исследований внутренних волн в шельфовой зоне Черного моря на акватории, прилегающей к устью реки Кодор. Пространственные съемки с помощью ADCP "Rio Grande 600 kHz" выявили основные характеристики течений на акватории и наличие внутренних волн, сгенерированных потоком речной воды, впадающей в море. Внутренние волны были зарегистрированы на двух разрезах, ориентированных по нормали к береговой черте и простирающихся до глубин 100 м. Наблюдавшиеся волны имели черты нелинейных волн, располагались на приповерхностном термоклине и имели высоту до 3–6 м. Также были зарегистрированы короткопериодные внутренние волны заякоренной цепочкой термисторов в прибрежной зоне моря в виде цуга волн с кажущимся периодом около 3.5 мин. Проведен расчет дисперсионных кривых и собственных функций внутренних волн численным решением уравнения внутренних волн с учетом сдвига скорости в толще моря. Теоретические данные сопоставлены с экспериментальными. Они выявили существенное влияние потока речных вод на параметры сгенерированных внутренних волн, движущихся с потоком. Было подтверждено наблюдавшееся экспериментально уменьшение периодов волн и увеличение их групповой и фазовой скорости.

Ключевые слова: внутренние волны, речные воды, взвешенное вещество, акустическое объемное обратное рассеяние, ADCP, р. Кодор, шельф, Черное море **DOI:** 10.31857/S0030157423060138, **EDN:** QIOUIV

#### 1. ВВЕДЕНИЕ

Исследования внутренних волн (ВВ) остаются в фокусе внимания океанологов в течение нескольких десятков лет. За это время произошел существенный прогресс в изучении предмета. В частности, измерены параметры ВВ в различных районах Мирового океана, определены максимальные амплитуды BB [10, 20, 22, 24, 27, 34, 35] и регионы, где они встречаются [11, 25, 31, 33]. Исследовано влияние BB на распространение акустических сигналов в морской среде [4, 21, 29, 30, 39] и многие другие эффекты. В последнее время появилась новая страница в исследовании ВВ – это работы, посвященные механизмам их генерации в шельфовой зоне. В отличие от поверхностных волн, чья генерация связана в основном с ветровым воздействием, внутренние волны имеют много источников, но эта тематика до сих пор недостаточно изучена. Хорошо известен наиболее распространенный механизм их образования,

связанный с выходом на шельф приливных внутренних волн. Этот механизм отображен в многочисленных наблюдениях на шельфах океанов и морей [23, 35]. Возможна генерация внутренних волн проходящим над морем холодным атмосферным фронтом [1, 28], субмезомасштабными вихрями [6, 12, 18, 26, 28], а также при столкновении течений [14]. Получены доказательства еще нескольких механизмов образования внутренних волн в натурных наблюдениях [36]. Особое внимание обращают на себя труды по генерации волн в море потоками опресненных вод впадающих в море рек [32]. Работая длительное время на абхазском шельфе [13, 15, 16, 19, 37, 38], мы столкнулись с этим явлением в прибрежной зоне у устья реки Кодор, второй по протяженности и самой многоводной реки Абхазии. В данной работе мы представляем результаты измерений, проведенных в июне 2021 г., связанных с наблюдением ВВ, сгенерированных потоком впадающих в море речных вод Кодора.



**Рис. 1.** Район исследований на спутниковом снимке Sentinel-2 L2A от 21 июня 2021 г. Красными линиями показаны траектории галсов съемки катера с ADCP 20 июня 2021 г. в прибрежной зоне моря у устья Кодора. Голубые линии – изобаты 5, 10, 20, 50, 100 и 200 м. Желтые кружки – положение заякоренных станций.

#### 2. МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ

Исследования у устья Кодора проводились нами по методике "яхтенной океанологии", которая подразумевает применение маломерных судов (моторных катеров или яхт), оборудованных компактными средствами измерения [13]. Съемки проводились в дневное время 20 и 26 июня 2021 г. 20 июня отмечалось более интенсивное поступление речных вод в море, поэтому мы детально остановимся на результатах именно этих измерений. Каждая съемка включала в себя работу двух моторных катеров на акватории. Один катер проводил непрерывную съемку с помощью акустического доплеровского профилометра течений (ADCP) "Rio Grande 600 kHz" в пределах акватории от береговой зоны до изобаты 100 м. Он проходил длинными галсами, ориентированными по нормали к берегу, связанными между собой короткими галсами, параллельными береговой черте (рис. 1). ADCP дает информацию о силе и направлении течений, а также об интенсивности обратно рассеянного акустического сигнала. Профилометр течений работал беспрерывно на всех галсах, излучая и принимая акустические сигналы с периодом 0.8 с и с ячейкой осреднения сигнала по вертикали 0.5 м.

Одновременно на этой же акватории велась гидрологическая съемка с другого катера с зондом miniSVP, измеряющим вертикальные профили температуры и скорости звука (сделано 60 станций), рис. 2. Кроме того, в прибрежной зоне для регистрации ВВ устанавливались заякоренные станции (гирлянды), оснащенные точечными датчиками температуры (ТД) "Star-Oddi" типа DST centi и/или распределенным датчиком температуры (РД) (положение гирлянд показано точками с нумерацией 1 и 2 на рис. 1, 2). 20 июня были установлены 2 станции (одна с РД и ТД, вторая только с РД), а 26 июня — только 1 станция, оснащенная РД и датчиком давления (LevelLogger). Во время постановок интервал измерений по времени составлял 10 с. 20 июня на гирлянде было установлено 6 датчиков температуры, расположенных на горизонтах 1, 2, 3, 5, 7 и 10 м.

#### 3. ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НА АКВАТОРИИ МОРЯ У УСТЬЯ КОДОРА

Известны результаты недавних детальных гидрохимических измерений вод плюма Кодора [9], а также измерения его гидрофизической структуры и попытки исследования динамики течений этого плюма [8]. Приведем результаты нашей гидрологической съемки. Представляется важным рассмотреть всю совокупность вертикальных профилей температуры и скорости звука, полученных на акватории во время съемки 20 июня (рис. 3). Для температурных профилей характерна особенность, связанная с присутствием приповерхностного слоя охлажденной воды (17°–20°С), вызванная реч-



**Рис. 2.** Район исследований на спутниковом снимке Sentinel-2 L2A от 21 июня 2021 г. Пространственное распределение температуры моря на глубине 1 м по результатам гидрологической съемки 20 июня и расположение сделанных гидрологических станций на акватории. Зеленые кружки — положение заякоренных станций.



Рис. 3. 60 вертикальных профилей температуры (слева) и скорости звука (справа), полученные во время съемки в прибрежной зоне 20 июня.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023


**Рис. 4.** Усредненный вертикальный профиль (слева), вертикальное распределение среднеквадратичных отклонений температуры (в центре), а также зависимость числа профилей от глубины, участвующих в статистике (справа).

ным стоком. Этот слой лежит в пределах от поверхности моря до глубин 4–5 м. Помимо пониженной температуры, для него характерна и меньшая соленость, что делает его слоем отрицательного вертикального градиента скорости звука, достигающего в отдельных точках экстремальных величин 5 с<sup>-1</sup>. Ниже горизонта 5 м начинается область сезонного термоклина, простирающаяся до глубины 35–40 м. Волнообразная форма вертикальных профилей температуры и скорости звука объясняется воздействием фоновых короткопериодных BB, типичных для Черного моря. Также на профилях проявляется тонкая структура, связанная с процессами вертикального перемешивания.

Для каждого горизонта (с шагом 0.5 м) для всех профилей, которые достигали глубины 55 м, рассчитывались среднее значение температуры и ее среднеквадратичное отклонение (СКО). Результаты расчета представлены на рис. 4. Для глубины 45 м число профилей превышает 20, что формально считается допустимым для расчета статистических характеристик. Интересен характер изменения среднеквадратичных отклонений в зоне сезонного термоклина: наблюдается чередование по глубине максимумов и минимумов СКО, отличающихся более чем в 2 раза. Это свидетельствует о сложной динамике перемешивания речной и морской воды в приустьевой зоне. Для температуры СКО достигает максимума в 1.2°С на глубине 26.5 м.

Рассмотрим вертикальные профили температуры на разрезе напротив устья Кодора (рис. 5). Зондирования в точках на разрезе пронумерованы с 1 по 4. Для сравнения приведен профиль 5, полученный на самой удаленной западной точке акватории съемки как наименее подверженной речному стоку. Заметим, что частота Вяйсяля-Брента рассчитана на основе прямых измерений профилей температуры и скорости звука. Однако при пересчете в слое скачка могут возникать некоторые неточности, связанные с тем, что датчики температуры и скорости звука имеют разные постоянные времени. Для всех профилей разреза характерно присутствие более холодных вод в приповерхностном слое моря. Температура поверхности моря 17°C с глубиной возрастает до 21°С, после чего начинает уменьшаться, в соответствии с сезонной стратификацией. Исключение составляют только две ближайшие к берегу станции. где отмечена более теплая вода (20°С) v самой поверхности моря. Ее происхождение можно объяснить затоком узкой струи западного прибрежного течения, чье присутствие в поверхностном слое подтверждено данными ADCP. Подобно тому, что происходит с распределением температуры по глубине, происходит и с вертикальными профилями скорости звука. Однако,



**Рис. 5.** Профили температуры, скорости звука и частоты Вяйсяля-Брента (1–4) для разреза напротив устья левого рукава Кодора. Профиль 5, крайний западный из всей серии, принят за фоновый.

помимо понижения температуры, здесь оказывает влияние и уменьшение солености верхнего слоя моря, что проявляется в перепаде скорости звука до 25 м/с в 4—5-метровом слое.

Перейдем к результатам съемки с ADCP. На рис. 6 приведено распределение скорости приповерхностного течения в исследуемой акватории. В прибрежной зоне обращает на себя внимание сильное приповерхностное течение напротив обоих рукавов Кодора, обусловленное впадающими в море речными водами. Скорости этих течений превышают 0.5 м/с. Причем течение больше выражено у левого рукава реки, оно распространяется на 500 м от берега. У правого рукава течение имеет заметную силу на расстоянии 100–200 м от берега.

Представляет интерес распределение течений на фоне поверхностной температуры акватории. ADCP имеет встроенный датчик температуры, что позволяет одновременно с данными течения регистрировать температуру поверхностного слоя моря (0.5 м). На рис. 7 представлена пространственная изменчивость течений (показана стрелками) вместе с распределением поверхностной температуры в исследуемой акватории. Фоновое течение на шельфе к северо-западу от устья Кодора было юго-восточным, при этом в приповерхностном слое скорость течения составляла 0.1– 0.15 м/с. Напротив правого рукава Кодора отмечено появление составляющей течения от берега. Дальше в прибрежной зоне в сторону левого рукава образуется область завихренного течения. Напротив левого рукава появляется область относительно холодной воды (16°-18°С), обозначая распространение от берега струи речных вод, и одновременно в этом же районе происходит столкновение течений (струи речных вод с подходящим с юго-востока интенсивным северо-западным течением, достигающим 0.5-0.6 м/с). Это место выделяется на поверхности моря хорошо выраженным сулоем (см. рис. 8). Струйное течение уходило на расстояние до 1 км в море. Недавно натурными наблюдениями было установлено, что столкновение течений может быть источником генерации ВВ [11]. Здесь, возможно, имеет место этот эффект, но мощный вынос опресненных вод в то же время подавляет его. что позволяет видеть генерацию ВВ впадающим в море речным потоком, доказательства чего будут приведены ниже.

Область столкновения течений, как уже было сказано, характеризуется сулоем — развитым поверхностным хаотичным волнением. Сулой представляет опасность для маломерных судов, поскольку волны от него достигают в высоту 1 м, что мешает его пересекать, поскольку отдельные волны захлестывают катер через борт. Для сулоя характерен так называемый "загадочный акустический эффект" [7], связанный с генерацией в



**Рис. 6.** Модуль скорости приповерхностного течения (горизонт 1.4 м) 20 июня на спутниковом снимке Sentinel-2 L2A от 21 июня 2021 г. Обращаем внимание, что в прибрежной зоне обе области максимальных течений расположены напротив левого и правого рукавов Кодора.

морской среде акустических шумов. Известны результаты исследования подводных шумов, сгенерированных сулоями от больших ВВ в Индийском океане [17]. Но в данном эксперименте мы не вели регистрацию подводного шума, хотя это может быть одной из задач последующих экспедиций.

## 4. РЕГИСТРАЦИЯ ВНУТРЕННИХ ВОЛН С ПОМОЩЬЮ АДСР НА РАЗРЕЗАХ НАПРОТИВ РУКАВОВ КОДОРА

На двух разрезах, сделанных с помощью ADCP напротив левого и правого рукавов Кодора, были зарегистрированы BB, чье происхождение связано с выносом в море пресных речных вод. Наибольшие BB были зарегистрированы на разрезе напротив левого рукава реки Кодор. Как уже упоминалось выше, в 2021 г. левый рукав Кодора характеризовался более мощным потоком, чем правый.

Рассмотрим сначала запись волн, зарегистрированных у левого рукава реки. За счет струи речных вод характер течения прибрежной акватории значительно отличается от соседних участков шельфа. Так, на расстоянии от 180 до 400 м от берега распространяется приповерхностное течение, направленное на юг, т.е. от берега. Это течение проникает до глубин 2–4.5 м, где скорость течения — 0.25–0.35 м/с. До этих же глубин распространяется вода пониженной солености (от 6 до 16 епс) (мы делали оценки солености по измеренным данным температуры и скорости звука) и температуры (от 18° до 21°С). Глубже течение становится более интенсивным (до 0.5–1 м/с) и подворачивает на запад, что соответствует сильной струе вдольберегового северо-западного течения (см. рис. 9).

Вышеуказанные особенности течений сформировали картину распространения взвешенного вещества на исследуемой акватории. На рис. 10 приведена картина пространственного распределения коэффициента обратного рассеяния на акватории во время измерений 20 июня. Это, по сути, картина пространственного распределения взвешенного вещества. Коэффициент рассеяния достигает максимума 90–98 дБ в месте напротив впадения в море левого рукава Кодора. Во время съемки это было основным руслом реки. Область со значениями коэффициента рассеяния больше 80 дБ распространяется от береговой черты примерно на 1 и на 2 км вдоль берега на юго-восток.

Рассмотрим, как взвешенное вещество в плюме распределено по вертикали. На рис. 11 показана картина обратного акустического рассеяния на разрезе, нормальном к берегу напротив левого рукава Кодора. Хорошо видна граница речных вод на глубине около 5 м. На этом горизонте сформирован резкий пикноклин, что подтверждено гидрологической съемкой. Обращает на себя внима-



**Рис.** 7. Поверхностное течение и поверхностная температура на исследуемой акватории по данным съемки ADCP 20 июня.

ние, что по пикноклину движутся интенсивные ВВ. Можно выделить пакет из трех волн, распространяющихся от берега. По форме волны относятся к волнам углубления, для них характерны обостренные подошвы и сглаженные гребни. Их длины – около 200 м. Выделяется уединенная ВВ высотой 4-6 м над глубинами более 50 м. Для нее характерны большие орбитальные скорости, причем вертикальная компонента на переднем склоне волны достигает 0.2 м/с и регистрируется от приповерхностных слоев до глубин более 40 м. Генерация этой волны, по-видимому, обусловлена сдвиговой неустойчивостью Кельвина-Гельмгольца из-за большой скорости впадающего в море речного потока. Ситуация напоминает механизм генерации ВВ поверхностной интрузией опресненных вод, наблюдавшийся в [3].

ца. Широко известен критерий образования волн на стратифицированном сдвиговом течении, который гласит, что волны образуются, если число Ричардсона становится меньше 1/4. Для оценки числа Ричардсона используем наши данные о вертикальном градиенте плотности  $\rho$  и градиенте сдвига скорости течений *U* между горизонтами *z* в море 2 и 4 м. В формулу числа Ричардсона  $\mathbf{R}_i =$  $= -(g/\rho)(d\rho/dz)/(dU/dz)^2$  подставляем измеренные нами данные (представлены в последующей части статьи на рис. 15). Плотность  $\rho = 1010.3$  кг/м<sup>3</sup>,  $(d\rho/dz) = 0.15$  кг/м<sup>4</sup>,  $(dU/dz)^2 = 0.0225$  с<sup>-2</sup>. В результате получаем величину  $\mathbf{R}_i = 0.065$ , что меньше 0.25.

Проверим утверждение о генерации внутрен-

них волн из-за механизма Кельвина-Гельмголь-



Рис. 8. Фото сулоя в месте столкновения течений 20 июня.



**Рис. 9.** Модуль скорости течения (горизонт 5.4 м) на съемке 20 июня. Зеленые кружки – положение заякоренных станций. Синими квадратами схематично отмечены места впадения рукавов реки в море.

Теперь рассмотрим сечение, полученное напротив правого рукава реки Кодор. На рис. 12 приведена запись обратного акустического рассеяния (а), а также меридиональной составляющей течения (б) на разрезе длиной более 700 м в направлении по нормали к берегу от точки с изобатой 100 м до прибрежной мелководной зоны. На записи эхолокационных контрастов на всем протяжении разреза просматривается область повышенного рассеяния в приповерхностном слое



**Рис. 10.** Распределение коэффициента обратного акустического рассеяния по акватории прибрежной зоны устья Кодора. Зеленые кружки — положение заякоренных станций. Синими квадратами схематично отмечены места впадения рукавов реки в море.



**Рис. 11.** Запись ВВ на крайнем южном разрезе (сигнал обратного акустического рассеяния). Параметры волн: высота – 3–6 м; длина – 200 м; орбитальная скорость (вертикальная составляющая) – 0.2 м/с.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023



**Рис. 12.** Запись данных ADCP на разрезе напротив правого рукава реки Кодор:сигнал обратного акустического рассеяния (вверху) и меридиональная составляющая течений (внизу), на которой хорошо видно устойчивое течение от берега в верхнем слое моря.

до глубин 5 м (выделяется желтым цветом). Это область распространения в море опресненной воды. Меридиональная составляющая течений в приповерхностном слое моря до глубин около 10 м выявляет южный перенос вод, т.е. перенос вод от берега, вызванный речным стоком со скоростью до 0.5 м/с. На расстоянии около 500 м от берега поток опресненной воды расширяется, проникая вглубь до 20 м. На расстоянии около 200 м от берега в приповерхностном слое видна уединенная ВВ в виде гидравлического прыжка (рис. 13). Глубина точки, где была встречена волна, – 8 м, а приповерхностный термоклин, образованный речной водой, находился на глубине около 5 м, т.е. располагался ближе ко дну, чем к поверхности моря. Вследствие этого ВВ имела форму волны поднятия. Она распространяется так же, как поток речных вод, — от берега.

Можно заметить интересную особенность: над задним склоном волны находится область более высокого обратного акустического рассеяния, чем над передним склоном. Объяснение этого эффекта, по-видимому, связано с тем, что скорость волны меньше, чем скорость генерирующе-



Рис. 13. Внутренняя волна (гидравлический прыжок), сгенерированная струей втекающих в море речных вод (фрагмент записи сигнала обратного рассеяния рис. 12 от 20 июня).

го ее потока, и волна, хоть и движется в том же направлении, что и поток, но замедляет его, что приводит к увеличению в приповерхностном слое за волной концентрации рассеивающих частиц взвешенного вещества, выносимого рекой. Зарегистрированные параметры BB — следующие: высота — 3 м, длина (правильнее говорить — горизонтальный размер, потому что волна уединенная) — 35 м, орбитальная скорость (вертикальная компонента) — 0.2 м/с.

Помимо измерений BB на разрезах с ADCP, 20 июня велась регистрация ВВ с помощью гирлянды датчиков температуры, установленной в прибрежной зоне моря недалеко от места впадения правого рукава реки Кодор (заякоренная станция 1 на рис. 1, 2). Измерения заякоренной гирляндой термисторов позволяют оценить высоты, а также периоды ВВ. На рис. 14 приведен фрагмент записи гирлянды термодатчиков с 10:00 до 11:30 20 июня. Около 10:30 произошел подход цуга короткопериодных ВВ высотой от 1 до 3 м. Цуг наблюдался в течение около 35 мин. Всего в нем было 10-11 волн с периодом 3.2-3.6 мин. Это очень короткие периоды даже для короткопериодных волн, обычно наблюдаемых в Черном море. Зарегистрированные трехминутные периоды волн указывают на то, что ВВ распространяются на сдвиговом течении. Это и приводит к тому, что мы заякоренной термогирляндой, стоящей на пути потока речных вод, регистрируем не реальные периоды волн, а "кажущиеся". В отсутствие течения периоды ВВ были бы существенно длиннее. В следующем разделе мы покажем, насколько записанные периоды короткопериодных ВВ отличаются от реальных.

## 5. РАСЧЕТ ДИСПЕРСИОННЫХ КРИВЫХ И СОБСТВЕННЫХ ФУНКЦИЙ ДЛЯ НАБЛЮДАВШИХСЯ ВНУТРЕННИХ ВОЛН

Для того чтобы понять, какие внутренние волны могут быть при таком достаточно сильном сдвиговом течении, был проведен расчет дисперсионных кривых и собственных функции внутренних волн для простой модели горизонтально однородной среды в приближении Буссинеска и без учета вращения Земли. Предполагалось также, что вектор сдвигового течения зависит только от глубины (ось z) и имеет только одну компоненту  $\mathbf{U}_0 = \{U_0(z), 0, 0\}$  по оси *x*, совпадающей по направлению с вектором течения в приповерхностном слое. В этом случае глубинный профиль  $\Phi_m(z)$  вертикального смещения частиц воды  $\zeta_m(\mathbf{r}, z, t) = A_m \Phi_m(z) \exp[i(\mathbf{kr} - \omega t)] m$ -й моды внутренней волны является собственным решением следующей краевой задачи (см. также [2, 5]):

$$\frac{d^2\Phi}{dz^2} - 2k_x \frac{U_0'}{\omega_d} \frac{d\Phi}{dz} + k^2 \frac{N^2 - \omega_d^2}{\omega_d^2} \Phi = 0,$$
  
$$\frac{d\Phi}{dz}\Big|_0 = \frac{gk^2}{\omega_d^2}\Big|_0 \Phi(0), \quad \Phi(-H) = 0.$$

Здесь предполагается, что координата *z* направлена вертикально вверх, z = 0 – свободная поверхность жидкости, z = -H – граница с абсолютно жестким дном, горизонтальные координаты  $\{x, y\} = \mathbf{r}, t$  – время;  $\mathbf{k} = \{k_x, k_y\}$  и  $\omega$  – горизонтальный волновой вектор и частота волны соответственно,  $\omega_d(z) = \omega - k_x U_0(z)$  – доплеровская



**Рис. 14.** Измерение внутренних волн на заякоренной станции: (а) смещение изотерм, вызванных цугом BB, зарегистрированным термогирляндой из 6 датчиков температуры в прибрежной зоне у устья Кодора 20 июня; (б) вертикальный профиль температуры, измеренный рядом с термогирляндой. Глубина места – 16–17 м. Расстояние до берега – почти 300 м.

частота;  $U'_0 = dU_0/dz$ ; g — ускорение силы тяжести, N(z) — вертикальный профиль частоты Вяйсяля-Брента. Численное решение этой краевой задачи будем искать по программе [28] для слоисто-однородной модели среды в виде J горизонтальных слоев с постоянными значениями скорости  $U_0 j$  и частоты Вяйсяля-Брента  $N_j$  (см. рис. 15). Равновесная плотность жидкости  $\rho_0$  при этом остается непрерывной на границах слоев  $z_j$  так же,

как давление  $p_m = \rho_0 \left( \omega_d / k \right)^2 d\zeta_m / dz$  и вертикальное смещение частиц  $\zeta_m$ .

Гидрологические условия (горизонтально однородная среда) для нашего упрощенного расчета выбирались близкими к месту, где наблюдались внутренние волны у левого рукава реки и где был отмечен более интенсивный поток опресненных вод. На рис. 15 показано вертикальное распределение условной плотности, частоты плавучести (Вяйсяля-Брента) и распределение сдвигового течения по глубине. Точками на рисунках показаны значения плотности и течения, полученные усреднением измеренных в эксперименте данных (см., например, рис. 5). По этим данным, предполагая их линейную зависимость от глубины в промежуточных интервалах, и была построена слоисто-однородная модель для частоты Вяйсяля-Брента и течения, также показанная на рис. 15 сплошными линиями. Расчеты были проведены для условий, близких к эксперименту у левого рукава реки, когда направление движения внутренних волн (волновой вектор  $\mathbf{k} = \{k_x, 0\}$ ) совпадает с направлением вектора течения  $\mathbf{U}_0$  в приповерхностном слое, т.е. от берега.

На рис. 16 представлены дисперсионные кривые для первых трех мод волн, движущихся: (а) на течении и (б) — когда течение совсем отсутствует ( $U_0 = 0$ ).

Отметим, что рис. 16б полностью совпадает со случаем движения мод поперек течения ( $k = \{0, ky\}$ ), как и аналогичные рисунки ниже для фазовых скоростей мод (рис. 17б) и их профилей (рис. 18в). Изменения групповых скоростей мод от волнового числа (рис. 17г) при этом различны.

Поскольку в наших наблюдениях мы видели только внутренние волны первой моды, заострим наше внимание именно на данных, относящихся к первой моде. Длина зарегистрированных волн была 200 м, что соответствует волновому числу 5 цикл/км. Такая волна первой моды в отсутствие течения имеет частоту 6.5 цикл/ч, что равно периоду 9.2 мин. Для нашей волны, чье направление совпадает с направлением течения, частота составляет 18 цикл/ч, что соответствует периоду 3.3 мин. Таким образом, внутренние волны на попутном сдвиговом течении оказываются очень высокочастотными по сравнению со своими аналогами, распространяющимися в воде без течения.



Рис. 15. Вертикальные профили условной плотности, частоты плавучести и сдвигового течения.



**Рис. 16.** Дисперсионные кривые первых 3-х мод внутренних волн, распространяющихся по течению в приповерхностном слое (а) и при его отсутствии (б).

Проведем аналогичное сопоставление и для других параметров внутренних волн — для фазовых и групповых скоростей. На рис. 17 представлены фазовые и групповые скорости волн, рассчитанные для наших условий с попутным сдвиговым течением (слева) и без него (справа). Отметим, что в этих случаях перпендикулярная волновому вектору (и течению) компонента групповой скорости равна нулю. Волна длиной 200 м имеет фазовую скорость 97.5 см/с, а групповую — 93 см/с. Те же характеристики для случая без течения составляют 38 см/с и 30 см/с соответственно. Таким образом, проведенное численное моделирование демонстрирует, что наблюдавшийся попутный поток течения существенно увеличивает как фазовые, так и групповые скорости внутренних волн.

Наконец, рассмотрим, как влияет попутное течение на профили вертикального смещения в модах. На рис. 18 представлены профили  $\Phi_m(z)$  вертикального смещения трех первых мод внутренних волн длиной 200 м (max $\Phi_m(z) = 1$ ): (а) при наличии попутного течения, (б) – фрагмент (а) у поверхности и (в) – при отсутствии течения.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023



Рис. 17. Фазовые (а, б) и групповые (в, г) скорости первых 3-х мод: со сдвиговым течением (а, в) и при отсутствии течения (б, г).



Рис. 18. Профили вертикального смещения частиц воды в модах 1–3: (а–б) с попутным течением, (в) без течения.

Вертикальное волновое число зависит от глубины  $k_z(z)$  и велико там, где велики значения как частоты Вяйсяля-Брента N(z), так и совпадающей с направлением волны компонентой скорости течения  $U(z)k_x/k$ . В данном случае — это приповерхностные слои воды. Имевшее место попутное сдвиговое течение, как видно из сопоставления на рис. 18, значительно изменяет собственную функцию внутренней волны первой моды, смещая максимум с горизонта 25 м в приповерхностный горизонт — 2 м, где распространяется речная вода.

#### 6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Река Кодор впадает в море двумя рукавами, которые играют определяющую роль в формировании гидрологических условий и поля течений в прибрежной зоне. Струйное течение, образованное впадающими речными водами, распространяется в море на расстояние до 1 км, причем в прибрежной зоне напротив рукавов в приповерхностном слое достигает скоростей 0.5 м/с и более. Течение, вызванное выносом речных вод, на удалении от берега сталкивается с сильным северозападным течением, в результате чего образуется область сулоя с обрушивающимися гребнями поверхностных волн. Сулой – характерная особенность динамики вод плюма опресненных вод в прибрежной зоне. Наблюдения с помощью ADCP на разрезах напротив рукавов реки Кодор выявили, что поток речной воды генерирует в приповерхностном слое моря достаточно интенсивные внутренние волны первой моды (высотой до 3-6 м), чье происхождение связано с механизмом возникновения сдвиговой неустойчивости по Кельвину-Гельмгольцу. Эти волны распространяются в приповерхностном слое моря и имеют характерные искажения своих профилей в виде сглаженных гребней и обостренных подошв, что свидетельствует о нелинейности волн.

Проведенное численное моделирование (решалась краевая задача Штурма-Лиувилля для внутренних волн при наличии сдвигового течения) показало, что сдвиговое течение, совпадающее по направлению с распространением внутренних волн, значительно влияет на их параметры, существенно увеличивая их фазовые и групповые скорости, а также деформируя собственные функции волны, смещая их максимум к поверхности. При всем этом периоды внутренних волн, зарегистрированных на заякоренных станциях, как на рис. 14, характеризуются величинами в единицы минут, что существенно меньше периодов черноморских внутренних волн короткопериодного диапазона. Отметим также, что описываемые ВВ зарегистрированы в границах плюма реки Кодор. Но сам плюм реки может излучать внутренние волны, это происходит на резкой границе опрес-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023

ненных вод с морской водой при движении границы плюма. Такие случаи были описаны неоднократно (см. [38]) при использовании спутниковых снимков высокого разрешения прибрежной акватории у устья Кодора. В работе [8], посвященной исследованию гидрофизической структуры и динамики течения плюма Кодора, где акцент делался на использовании снимков акватории прибрежной зоны с квадрокоптера, также был выявлен аналогичный случай генерации цуга короткопериодных внутренних волн движущейся границей плюма.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы госзадания Минобрнауки РФ № FMWE-2021-0010, а также при поддержке гранта РФФИ № 19-05-00715, обработка и анализ данных выполнены при поддержке гранта РНФ № 22-77-00055.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Бондур В.Г., Серебряный А.Н., Замшин В.В. Аномальный цуг внутренних волн рекордных высот на шельфе Черного моря, генерируемый атмосферным фронтом // Доклады АН. 2018. Т. 483. № 4. С. 431–436.
- 2. *Гончаров В.В., Лейкин И.А.* Волны на течении со сдвигом скорости // Океанология. 1983. Т. 23. № 2. С. 210–216.
- 3. Иванов В.А., Серебряный А.Н. Внутренние волны на мелководном шельфе бесприливного моря // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1983. Т. 19. № 6. С. 661–665.
- 4. Кацнельсон Б.Г., Переселков С.А., Петников В.Г. и др. Акустические эффекты, обусловленные интенсивными внутренними волнами на шельфе // Акустический журнал. 2001. Т. 47. № 4. С. 494–500.
- 5. *Миропольский Ю.З.* Динамика внутренних гравитационных волн в океане. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 304 с.
- 6. *Митягина М.И., Лаврова О.Ю*. Вихревые структуры и волновые процессы в прибрежной зоне северо-восточной части Черного моря, выявленные в ходе спутникового мониторинга // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2008. Т. 5. № 2. С. 155–164.
- 7. *Монин А.С., Красицкий В.П.* Явления на поверхности океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 376 с.
- 8. Осадчиев А.А., Барымова А.А., Седаков Р.О. и др. Гидрофизическая структура и динамика течения плюма р. Кодор // Океанология. 2021. Т. 61. № 1. С. 5–20.
- Полухин А.А., Заговенкова А.Д., Хлебопашев П.В. и др. Гидрохимический состав стока рек Абхазии и особенности его трансформации в прибрежной зоне // Океанология. 2021. Т. 61. № 1. С. 21–31.
- Сабинин К.Д., Серебряный А.Н. "Горячие точки" в поле внутренних волн в океане // Акустический журнал. 2007. Т. 53. № 3. С. 410–436.

- 11. Сабинин К.Д., Серебряный А.Н., Назаров А.А. Интенсивные внутренние волны в Мировом океане // Океанология. 2004. Т. 44. № 6. С. 805-810.
- 12. Серебряный А.Н. Наблюдение на шельфе Черного моря внутренних волн больших амплитуд, сгенерированных антициклоническим вихрем // Сборник тезисов Восьмой всероссийской открытой конференции "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса". М.: ИКИ РАН, 2010. С. 205–206. https://doi.org/10.1080/16000870.2019.1652881
- Серебряный А.Н. Яхтенная океанология: 15-летний опыт исследований на шельфе // Материалы XVII международной научно-технической конференции "Современные методы и средства океанологических исследований (МСОИ-2021)". Том 1. М.: ИО РАН, 2021. С. 135–138.
- 14. Серебряный А.Н. Столкновение течений новый механизм генерации внутренних волн в море // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 2. С. 265–269.
- Серебряный А.Н., Кенигсбергер Г.В., Елистратов В.П. и др. Акустическая диагностика гидрофизической изменчивости на абхазском шельфе Черного моря // Ученые записки физического факультета МГУ. 2017. Т. 5. С. 1750130.
- 16. Серебряный А.Н., Тарасов Л.Л., Кенигсбергер Г.В. Вброс взвешенного вещества рекой Кодор на шельф Черного моря по данным ADCP // Геология морей и океанов: Материалы XXIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. М.: ИО РАН, 2019. С. 85–89.
- Серебряный А.Н., Фурдуев А.В., Аредов А.А., Охрименко Н.Н. Генерация подводного шума сулоем внутренней волны большой амплитуды в океане // Акустический журнал. 2022.Т. 68. № 3. С. 312–322.
- 18. Серебряный А.Н., Химченко Е.Е. Замшин В.В. Генерация внутренних волн субмезомасштабным вихрем у мыса Святой Нос в Баренцевом море // Доклады РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 508. № 1. С. 115–121.
- Химченко Е.Е., Серебряный А.Н. Внутренние волны на кавказском и крымском шельфах Черного моря (по летне-осенним наблюдениям 2011–2016 гг.) // Океанологические исследования. 2018. № 2. С. 69–87.
- Apel J.R., Holbrook J.R., Tsai J., Liu A.K. The Sulu Sea internal soliton experiment // J. Phys. Oceanogr. 1985. V. 15. № 12. P. 1625–1651.
- Colosi J.A., Duda T.F., Lin Y.T. et al. Observations of sound-speed fluctuations on the New Jersey continental shelf in the summer of 2006 // The Journal of the Acoustical Society of America. 2012. V. 131. № 2. P. 1733–1748.
- 22. *Guo C., Chen X.* A review of internal solitary wave dynamics in the northern South China Sea // Progress in Oceanography. 2014. V. 121. P. 7–23.
- Holloway P.E. Internal hydraulic jumps and solitons at a shelf break region on the Australian North West shelf // J. Geophys. Res. 1987. V. 92 (C5). P. 5405–5416.
- Huang X., Chen Z., Zhao W. et al. An extreme internal solitary wave event observed in the northern South China Sea // Scientific reports. 2016. V. 6. P. 30041.

- 25. Jackson C.R., Apel J. An atlas of internal solitary-like waves and their properties // Contract. 2004. [Электронный pecypc] URL: http://www.internalwaveatlas.com/Atlas2\_index.html
- 26. Johannessen O.M., Sandven S., Chunchuzov I P., Shuchman R.A. Observations of internal waves generated by an anticyclonic eddy: a case study in the ice edge region of the Greenland Sea // Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 2019. V. 71. № 1. P. 1652881.
- Konyaev K.V., Sabinin K.D., Serebryany A.N. Largeamplitude internal waves near Mascarene Ridge in the Indian Ocean // Deep-Sea Research I. 1995. V. 42. № 11/12. P. 2075–2091.
- Koohestani K., Stepanyants Y., Allahdadi M.N. Analysis of internal solitary waves in the Gulf of Oman and sources responsible for their generation // Water. 2023. V. 15. P. 746. https://doi.org/10.3390/w15040746
- 29. Lynch J.F., Lin Y.T., Duda T.F., Newhall A.E. Acoustic ducting, reflection, refraction, and dispersion by curved nonlinear internal waves in shallow water // IEEE Journal of Oceanic Engineering. 2010. V. 35. № 1. P. 12–27.
- Mikryukov A., Popov O., Serebryany A. Acoustical observation of internal waves on the shelf of the Black Sea // Hydroacoustics. Annual Journal. 2009. № 12. P. 153– 158.
- 31. *Morozov E.G.* Semidiurnal internal wave global field // Deep Sea Research I. 1995. V. 42. № 1. P. 135–148.
- 32. *Nash J., Moum J.* River plums as a source of large-amplitude internal waves in the coastal ocean // Nature. 2005. V. 437. № 7057. P. 400–403.
- 33. Osborne A.R., Burch T.L. Internal solitons in the Andaman Sea // Science. 1980. V. 208. № 4443. P. 451–460.
- 34. Pinkel R., Merrifield M., McPhaden M. et al. Solitary waves in the western Equatorial Pacific Ocean // Geophys. Res. Letters. 1997. V. 24. № 13. P. 1603–1606.
- 35. *Ramp S.R., Tang T. Y., Duda T.F. et al.* Internal solitons in the northeastern South China Sea. Part I: Sources and deep water propagation // IEEE Journal of Oceanic Engineering. 2004. V. 29. № 4. P. 1157–1181.
- 36. Serebryanyy A. Processes responsible for the generation of internal solitons on a shelf: experimental evidences // EGU General Assembly Conference Abstracts. 2022. P. EGU22-6963.
- Serebryany A., Khimchenko E., Popov O. et al. Internal waves study on a narrow steep shelf of the Black Sea using the spatial antenna of line temperature sensors // Journal of Marine Science and Engineering. 2020. V. 8. P. 833.

https://doi.org/10.3390/jmse8110833

38. Serebryany A., Khimchenko E., Zamshin V., Popov O. Features of the field of internal waves on the Abkhazian shelf of the Black Sea according to remote sensing data and in-situ measurements // Journal of Marine Science and Engineering. 2022. V. 10. № 10. P. 1342. https://doi.org/10.3390/jmse10101342

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023

## Internal Waves Generated by the Inflow of the Kodor River in the Black Sea

A. N. Serebryany<sup>*a*, *b*, *#*</sup>, E. E. Khimchenko<sup>*a*</sup>, V. V. Goncharov<sup>*a*</sup>, L. L. Tarasov<sup>*b*</sup>, O. E. Popov<sup>*c*</sup>, D. V. Belov<sup>*a*</sup>, I. P. Neshenko<sup>*d*</sup>

<sup>a</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
<sup>b</sup>Andreyev Acoustics Institute, Moscow, Russia
<sup>c</sup>Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
<sup>d</sup>Institute of Ecology of the Academy of Sciences of Abkhazia, Sukhum, Abkhazia

#e-mail: serebryany53@list.ru

The results of studies of internal waves in the shelf zone of the Black Sea in the water area near the mouth of the Kodor River, conducted in June 2021, are presented. Spatial surveys were carried out with ADCP "Rio Grande 600 kHz", which revealed the main characteristics of currents and the presence of internal waves generated by the river inflow in to the sea. Internal waves were recorded in two sections oriented along the normal to the coastline and extending to depths of 100 m. The observed waves had the features of nonlinear waves, were located on the near-surface thermocline, and had a height of up to 3–6 m. Also short-period internal waves waves in the form of a train of waves with an apparent period of about 3.5 min were recorded by a chain of thermistors in the coastal zone of the sea. The dispersion curves and eigenfunctions of internal waves were calculated by numerically solving the equation of internal waves, taking into account the velocity shift in the sea. Theoretical data are compared with experimental ones. A significant influence of the river inflow on the parameters of the generated internal waves moving with the flow was revealed. The experimentally observed decrease in wave periods and an increase in their group and phase velocities were confirmed.

Keywords: internal waves, river waters, suspended matter, acoustic backscattering, ADCP, r. Kodor, shelf, Black Sea

———— ФИЗИКА МОРЯ ——

УДК 532.59;556.556.4

# ИССЛЕДОВАНИЕ РЕЖИМОВ СЕЙШЕВЫХ КОЛЕБАНИЙ СЕВАСТОПОЛЬСКОЙ БУХТЫ

© 2023 г. Ю. В. Манилюк<sup>1, \*</sup>, Д. И. Лазоренко<sup>1, \*\*</sup>, В. В. Фомин<sup>1, \*\*\*</sup>, Д. В. Алексеев<sup>1, \*\*\*\*</sup>

<sup>1</sup>Морской гидрофизический институт РАН, г. Севастополь, ул. Капитанская, 2, 299011 Россия \*e-mail: uvmsev@mhi-ras.ru \*\*e-mail: d.lazorenko.dntmm@gmail.com \*\*\*e-mail: v.fomin@mhi-ras.ru \*\*\*\*e-mail: d.alekseev@mhi-ras.ru Поступила в редакцию 30.09.2022 г. После доработки 23.01.2023 г. Принята к публикации 16.02.2023 г.

На основе гидродинамической конечно-элементной модели ADCIRC исследуются различные режимы сейшевых колебаний в узкой протяженной глубоководной бухте на примере Севастопольской бухты. В качестве возмушений рассматриваются длинные волны, проникающие в бухту через ее вход. Расчеты выполнены для возмущений с периодами 2.5, 2.9 и 6.2 мин, принадлежащих собственным модам бухты с различной пространственной структурой: поперечной, продольно-поперечной и продольной соответственно. Воздействие данных возмущений приводит к генерации не только резонансных мод с периодами, близкими к периоду возмущения, но и интенсивной моды Гельмгольца, возникающей после прекращения действия возмущения и приволящей к значительному увеличению амплитуды колебаний уровня. В проведенных исследованиях сейш, вызываемых возмущениями в виде монохроматических длинных волн, приходящих из открытого моря, не удалось получить подтверждения, что наибольшую потенциальную опасность для прибрежной зоны вытянутой глубоководной бухты представляют так называемые экстремальные моды, имеющие поперечную структуру. Мода со структурой, близкой к поперечной, была сгенерирована, но ее максимальная амплитуда оказались в 2.5 раза меньше, чем у продольно-поперечной и продольной сейш. Наибольшее усиление набегающих волн отмечено для продольно-поперечной моды с периодом 2.9 мин.

**Ключевые слова:** сейши в бухтах, экстремальные моды сейш, севастопольские бухты, модель *ADCIRC* **DOI:** 10.31857/S0030157423060114, **EDN:** QOSMGE

## 1. ВВЕДЕНИЕ

Сейши в частично замкнутых бассейнах (бухтах, заливах, гаванях), соединяющихся с морем, представляют собой особый вид движений ('harbor oscillations'). Они отличаются от сейшевых колебаний в полностью замкнутых водоемах [7, 18] тем, что обычно генерируются не за счет непосредственного воздействия внешних факторов (атмосферного давления, ветра, осадков и пр.) на внутреннюю акваторию, а за счет проникновения длинных волн из открытого моря через вход; потери волновой энергии, в основном, связаны не с процессами диссипации, а происходят за счет излучения ее через открытую границу.

Сейши в бухтах имеют периоды, близкие к собственным периодам бухты, а пространственные структуры колебаний уровня и связанных с ними сейшевых течений – к пространственным структурам собственных функций. Определить собственные периоды и собственные функции бухты можно, решив задачу на собственные значения. При этом обычно используются два вида граничных условий. Первый, более простой [7, 18], – когда предполагается, что у входа в бухту находятся узловые линии всех собственных мод. Второй [13] позволяет учесть затухание колебаний воды в бухте за счет излучения энергии через ее вход. В работе [10] показано, что для узкой протяженной бухты разница в результатах (значения собственных периодов бухт. пространственные структуры собственных функций), полученных при использовании граничных условий излучения и узловой линии на входе в бухту, незначительна. Поэтому во многих случаях можно воспользоваться упрощенным граничным условием первого вида. Для бассейнов простой формы существуют аналитические решения [2, 18], с помощью которых можно найти приближенные оценки параметров сейш в реальных водоемах. Например, в [3] на основе аналитических решений проведены оценки значений периодов и амплитуд скоростей сейшевых течений (по заданным амплитудам колебаний уровня) для Петрозаводской губы Онежского озера, а в [2] — для севастопольских бухт, хорошо согласующиеся с данными натурных наблюдений.

Недостатком подхода, основанного на решении задачи на собственные значения, является невозможность получить количественные значения амплитуд колебаний уровня и скоростей сейшевых течений, а также определить условия генерации определенных мод сейш. Но важным достоинством данного метода является то, что он дает возможность вычислить достаточно точные значения собственных периодов реальных бухт и получить представление о пространственных структурах колебаний воды в них. Поэтому данный метод целесообразно применять для нахождения первоначальных оценок, которые будут служить первым приближением для дальнейших исследований.

При решении прикладных задач важно установить не только резонансные периоды бухты и области наиболее интенсивных колебаний уровня и течений, но и определить условия, при которых будет иметь место наибольший отклик на действие возмущений. Для получения количественных оценок амплитуд колебаний уровня и скоростей сейшевых течений необходимо решать задачу о вынужденных колебаниях, когда жидкость в бассейне выводится из состояния равновесия действием возмущающей силы, а сейши рассматриваются как колебания воды, происходящие после прекращения действия возмущения [7]. Особую опасность может представлять ситуация, когда одновременно действуют несколько возмущений. Например, штормовой нагон и метеоцунами [12].

Теоретически для судов и береговой инфраструктуры в бухтах наиболее опасны резонансные моды с экстремально узкими пиками на диаграммах усиления [9]. В [16] их предложено называть экстремальными модами (extreme modes). Амплитуды таких мод значительно возрастают при увеличении длительности действия возмущения [9]. Они могут послужить причиной возникновения сильного тягуна. Но в связи с тем, что данные моды имеют узкий диапазон коэффициента усиления и для их генерации требуются достаточно длительные воздействия - до сотен и даже тысяч периодов экстремальной моды [9], вероятность их возникновения незначительна. Особенностью экстремальных мод является их пространственная структура, затрудняющая излучение энергии колебаний воды через вход в бухту [9, 16]. Например, для протяженной узкой бухты к таким модам можно отнести поперечные и продольно-поперечные моды. Но в то же время, из-за особенностей данных пространственных структур колебаний воды передача им энергии от волн, проникающих в бухту из открытого моря, становится неэффективной. В лабораторных экспериментах [11] не удалось сгенерировать экстремальную моду монохроматическими волнами, входящими в модельный прямоугольный бассейн. Авторы [11] указывают, что это связано с тем, что для возбуждения данной моды требуется длительное время в сотни и даже тысячи волновых периодов; также им не удалось точно настроить волнопродуктор на резонансный период. В связи с этим они делают вывод, что возбуждение экстремальной моды в лабораторных условиях маловероятно и поэтому в реальных условиях допустимо пренебречь учетом возможности генерации экстремальных мод. Использование таких допущений предполагает пренебрежение опасностью негативного воздействия экстремальных мод на суда, находящиеся в гавани, и береговую инфраструктуру. Поэтому, прежде чем делать такие допущения, надо с большой тщательностью исследовать возможность генерации мод данного типа и определить условия их возникновения с учетом особенностей изучаемой бухты.

Общие закономерности экстремальных мод пока не установлены. Исследования проведены для небольшого количества модельных бассейнов. Поэтому представляет практический и научный интерес изучение возникновения экстремальных мод в реальных бухтах.

Дополнительным фактором, влияющим на параметры сейшевых колебаний в бухте, является наличие связанных с ней бухт. Такая система представляет собой систему связанных резонаторов. Наличие связи приводит к тому, что собственные моды крупных бухт могут проявляться в соседних бухтах, расширяя их модовый состав [5, 6, 8, 14]. В работе [17] на основе лабораторных экспериментов показано, что при возбуждении сейш в одной бухте системы связанных бухт колебания воды передаются в соседнюю.

Севастопольская бухта — самая большая в системе севастопольских бухт. Она включает в себя ряд небольших бухт, активно эксплуатируемых в хозяйственной деятельности. Малые бухты имеют собственные названия (рис. 1), которые будут использованы ниже при анализе результатов модельных расчетов.

Согласно аналитических оценок, приведенных в [6], к потенциально экстремальным модам Севастопольской бухты можно отнести одноузловую поперечную собственную моду с периодом 2.8 мин. При этом близкий период имеет и двухузловая продольно-поперечная собственная



**Рис. 1.** Расположение виртуальных мареографов, батиметрия (тонкие линии – изобаты (в метрах)) и бухты, входящие в Севастопольскую бухту (*A*): *B* – Константиновская, *C* – Матюшенко, *D* – Старосеверная, *E* – Северная, *F* – Инженерная, *G* – Доковая (Панаиотова), *H* – Голландия, *I* – Сухарная, *J* – Маячная, *K* – Графская, *L* – Килен, *M* – Корабельная, *N* – Южная, *O* – Артиллеристская, *P* – Александровская, *Q* – Мартынова.

мода Севастопольской бухты, а также продольные собственные моды Карантинной, Стрелецкой, Камышовой и Южной бухт, что может способствовать возбуждению сейшевых колебаний с данным периодом в Севастопольской бухте за счет связи между данными бухтами.

Для сравнения представляет интерес также рассмотреть резонансную моду Севастопольской бухты с пространственной структурой, не затрудняющей излучение энергии колебаний воды в открытое море. Например, продольную трехузловую сейшу с периодом 6.3 мин [6]. Отметим, что таким собственным периодом не обладает ни одна из бухт, входящих в систему севастопольских бухт, за исключением одноузловой продольной сейши Камышовой бухты [6].

Цель настоящей работы — на основе численных экспериментов исследовать возможность генерации длинноволновыми возмущениями, приходящими из открытого моря, экстремальных мод сейшевых колебаний в протяженной узкой бухте.

## 2. ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И ОПИСАНИЕ МЕТОДИКИ ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Для исследования отклика Севастопольской бухты на внешние длинноволновые возмущения была проведена серия численных экспериментов на основе конечно-элементной модели ADCIRC (Advanced Circulation Model for Shelves Coasts and Estuaries) [15]. В настоящей работе использован линейный вариант модели, описанный в [5]. Расчетная область [5] включала в себя систему сева-

стопольских бухт и часть прибрежной зоны в виде сектора с радиусом 8 км. Сетка сгущалась в бухтах (длины сторон треугольников здесь составляли ~ 50 м). Шаг интегрирования по времени  $\Delta t = 0.025$  с.

Для выделения мод сейш расчеты на начальном этапе проводились для возмущения, представляющего собой суперпозицию гармонических волн, генерируемых на жидкой границе, имеющих периоды, заключенные в диапазоне, включающем искомый период, значение которого получено с помощью аналитических оценок.

Каждый численный эксперимент состоял из двух этапов. На первом этапе при нулевых начальных условиях осуществлялась генерация волн возмущениями на открытой границе расчетной области в виде [6]:

$$\eta = \frac{a_0}{N} \sum_{n=1}^{N} \sin \omega_n t, \qquad (1)$$

где  $a_0 = 0.1 \text{ м} - \text{амплитуда}$  колебаний;  $N - \text{количе$ ство гармоник в ряде; <math>n - номер гармоники;  $\omega_n = 2\pi/T_n - \text{частота}$  колебаний;  $T_n - \text{период}$  колебаний, t - время. Период колебаний каждой гармоники ряда (1) определяется выражением  $T_n = T_{\min} + (T_{\max} - T_{\min})\delta_n$ , где  $T_{\min}$ ,  $T_{\max} - \text{мини$ мальный и максимальный периоды колебаний, $<math>\delta_n = (n - 1)/(N - 1)$ . Количество гармоник  $N = (T_{\max} - T_{\min})/t_d + 1$  (в расчетах использовался шаг  $t_d = 10$  с).

На втором этапе граничное условие (1) заменялось условием свободного прохождения и моделировались свободные колебания воды. В каче-



**Рис. 2.** Энергетические спектры сейшевых колебаний в Севастопольской бухте, вызванных возмущениями с периодами, лежащими в диапазоне 1–15 мин: (а) точка 9; (б) точка 26. Показаны периоды (в минутах) для основных пиков.

стве начальных условий задавались поля волновой скорости и колебаний уровня для момента времени *t*, соответствующего окончанию первого этапа расчетов. Длительность первого этапа расчетов составляла 24 ч (расчет для возмущений в заданном диапазоне периодов) и 6 ч (расчет для возмущения с заданным периодом) модельного времени, а второго – 4 ч (расчет свободных колебаний).

Длительность первого этапа расчетов выбрана на следующих основаниях. Для возникновения тягуна в черноморских портах Туапсе, Сочи, Батуми, Поти необходимо, чтобы продолжитель-ность шторма составляла 7–13 ч [1]. Сильный тягун в Туапсе возникает, если длительность возмущения равна 24 ч [4]. К возникновению тягуна в Севастопольской бухте может приводить возмущение продолжительностью 18 ч [1]. Поэтому при проведении предварительных расчетов для установления значений параметров численной модели рассматривались длительности действия возмушений до 24 ч. Выявлено, что стационарный режим колебаний наступает в Севастопольской бухте через 4-5 ч после начала действия возмущений. Это позволило при моделировании ограничить действия возмущений временным интервалом длительностью, равной 6 ч.

На основе полученных на втором этапе волновых полей строились энергетические спектры, позволяющие выделить резонансные периоды Севастопольской бухты, значения которых использовались в дальнейших расчетах, выполняемых по методике, приведенной выше. Сначала осуществлялась генерация волн на полученных резонансных периодах Севастопольской бухты, затем проводился анализ свободных колебаний, происходящих после прекращения действия возмущений.

## 3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

#### 3.1. Длинноволновые колебания в Севастопольской бухте, вызванные возмущениями с периодами, лежащими в интервале 1–15 мин

Данных натурных наблюдений за высокочастотными сейшами в диапазоне периодов 1-10 мин, представляющих потенциальную опасность в плане возникновения тягуна в Севастопольской бухте, нет. В [6] исследуется генерация сейш в системе севастопольских бухт в зависимости от длительности действия возмущений. В частности, в этой работе показано, что интенсивные высокочастотные сейши с периодами 1-10 мин возникают при длительностях действия возмущений более 15 ч. На рис. 2 показаны модельные спектры, построенные для колебаний уровня в точках 9 и 26 (рис. 1), вызванных возмушениями в диапазоне периодов 1–15 мин длительностью 24 ч, рассчитанных по методике, описанной в разделе 2. Как видно из этих рисунков, модовый состав сейш в данном диапазоне периодов достаточно широк. Здесь не будем останавливаться на анализе модового состава. Его можно найти в работе [6]. Из предполагаемых к исследованию мод мода с периодом 2.9 мин наиболее интенсивна.

#### 3.2. Экстремальные моды сейшевых колебаний

Для поиска потенциально экстремальных мод сейшевых колебаний Севастопольской бухты были выполнены расчеты для интервала периодов возмущений, заключенных в диапазоне 2.4— 3.0 мин. Данный диапазон включает в себя период поперечной и продольно-поперечных мод Севастопольской бухты, равных по аналитическим оценкам 2.8 мин [6]. При колебаниях данного вида излучение энергии в открытое море через вход в бухту затруднено, т.к. они происходят поперек



**Рис. 3.** Процесс генерации волн в Севастопольской бухте возмущением с периодом 2.5 мин, бухта Северная (точка 5). Амплитуды нормированы на  $a_0 = 0.1$  м.

бухты. По результатам расчетов были установлены наиболее энергонесущие в рассмотренном диапазоне периоды волн, возникающих в Севастопольской бухте: 2.5 и 2.9 мин. Затем была выполнена серия численных экспериментов по генерации сейш возмущениями с данными значениями периодов.

## 3.2.1. Колебания, вызываемые возмущением с периодом, равным 2.5 мин

Анализ результатов расчетов генерации волн в Севастопольской бухте возмущением с периодом

2.5 мин показал, что вынужденные колебания воды в бухте выходят на стационарный режим, при котором рост амплитуды колебаний уровня прекращается при продолжении действия возмущения через 70—95 периодов волны (3—4 ч) (рис. 3).

На рис. 4 представлено пространственное распределение безразмерных амплитуд колебаний уровня в Севастопольской бухте, происходящих после прекращения действия данного возмущения. В связи с тем, что Севастопольская бухта входит в сложную систему связанных бухт, включающую в себя Карантинную, Стрелецкую, Круглую. Камышовую и другие достаточно крупные бухты, модовый состав сейш в ней расширяется за счет собственных мод соседних бухт. Поэтому, генерируя сейши в Севастопольской бухте возмущением на собственном периоде 2.5 мин, мы получаем в бухте не только моду с периодом 2.5 мин, но резонансные моды остальных бухт системы, проникающие в Севастопольскую бухту за счет связи.

Как видно из рис. 4, пространственная структура колебаний уровня близка к поперечной в западной половине бухты: нет узловых линий, расположенных поперек бухты, они и другие изолинии большей частью представляют собой кривые в виде секторов с центрами в малых бухтах: Константиновской, Александровской, Северной, Доковой, Голландия, Килен и других. Восточная половина Севастопольской бухты уже западной и содержит меньшее количество малых бухт. Колебания воды в ней имеют как поперечные, так и продольные составляющие. Но, в целом, для данной волны излучение энергии через вход в бухту затруднено. Наибольшее усиление волн имеет место в Александровской бухте - в 25 раз, в Доковой и Килен бухтах – в 14 раз.



**Рис. 4.** Пространственное распределение безразмерных амплитуд колебаний уровня (нормированных на  $a_0 = 0.1$  м, узловые линии показаны штриховыми линиями) в Севастопольской бухте, вызванных действием возмущения с периодом, равным 2.5 мин.



**Рис. 5.** Модельные мареограммы и энергетические спектры сейшевых колебаний, вызванных возмущением с периодом 2.5 мин: (a), (б) – Александровская бухта (точка 21), (в), (г) – Доковая бухта (точка 7), (д), (е) – Маячная бухта (точка 12). Амплитуды нормированы на  $a_0 = 0.1$  м.

Спектральный анализ колебаний уровня, имеющих место после прекращения действия возмущения, показал, что на всех виртуальных мареографах (рис. 1) регистрируется мода с периодом, равным 2.5 мин (рис. 5). Также практически во всех частях акватории Севастопольской бухты проявля-

ется ее мода Гельмгольца с периодом, равным 48 мин (рис. 5). В результате анализа модельных мареограмм установлено, что в Севастопольской бухте имеют место три типа колебаний уровня.

Для первого характерно преобладание высокочастотной составляющей и быстрое затухание

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023



**Рис. 6.** Пространственное распределение безразмерных амплитуд колебаний уровня (нормированных на  $a_0 = 0.1$  м, узловые линии показаны штриховыми линиями): в Севастопольской бухте, вызванных действием возмущения с периодом, равным 2.9 мин.

(рис. 5а, 5б). Второй тип колебаний имеет место в бухтах Доковая (рис. 5в, 5г), Северная, Голландия, Килен. Они достаточно интенсивны, медленно затухают, и четко прослеживается модуляция модой Гельмгольца Севастопольской бухты. Для третьего типа колебаний характерно преобладание моды Гельмгольца над высокочастотной составляющей, они также медленно затухают. Данный тип колебаний имеет место в вершинах Севастопольской (рис. 5д, 5е) и Южной (точка 25) бухт.

Для всех типов выделенных колебаний уровня характерно, что после прекращения действия возмущения в продолжение около 25 мин (полупериод моды Гельмгольца Севастопольской бухты) продолжаются высокочастотные колебания с постоянной амплитудой с периодом вынуждающей силы. Затем их амплитуда резко возрастает (рис. 5) и меняется их характер — ощутимый вклад начинает вносить мода Гельмгольца, генерация которой происходит за счет ухода излишков воды, поступившей в бухту за время действия возмущения. При этом величины пучностей больше, чем впуклостей (рис. 5а, 5в, 5д).

## 3.2.2. Колебания, вызываемые возмущением с периодом, равным 2.9 мин

В результате воздействия возмущения с периодом 2.9 мин в западной части Севастопольской бухты, ограниченной защитным молом с одной стороны и узловой линией, проходящей от Артиллерийской бухты поперек Севастопольской бухты, — с другой стороны, формируется область продольно-поперечных колебаний (рис. 6).

В этой системе колебания происходят между бухтами Александровской и Константиновской, а также между бухтами Мартыновой и Матюшенко. Наличие данной системы затрудняет излучение энергии в открытое море. В восточной половине Севастопольской бухты колебания носят продольный характер и узловые линии расположены попрек бухты. В Южной бухте формируется двухузловая продольная сейша (значение ее периода, равное 2.9 мин, совпадает с аналитической оценкой [6]).

Стационарный режим вынужденных колебаний наступает через 50–60 периодов волны (2.5– 3.0 ч) – быстрее, чем у моды, рассмотренной выше, пространственная структура которой близка к поперечной. В то же время усиление набегающих волн для данной моды больше, чем у поперечной сейши. Наибольшее усиление волн имеет место в бухтах: Северная – в 62 раза, Корабельная – в 41 раз, Александровская – в 28 раз, Мартынова – в 22 раза.

Аналогично волне, вызванной возмущением с периодом, равным 2.5 мин, для данной волны также можно выделить три типа колебаний уровня (рис. 7): интенсивные высокочастотные колебания на резонансном периоде бухты, равном периоду возмущающей силы (рис. 7а, 7б), достаточно быстро затухающие; интенсивные высокочастотные колебания, промодулированные модой Гельмгольца (рис. 7в, 7г), и колебания в виде интенсивной моды Гельмгольца (рис. 7д, 7е). Причем, до прекращения действия возмущения в таких областях акватории бухты колебания уровня незначительные, их амплитуды не превышают 2-3 см. Но после прекращения действия возмущения они резко возрастают в десятки раз. Например, в точке 12 (рис. 7д, 7е), находящейся в вершине Севастопольской бухты, амплитуды колебаний уровня увеличиваются в 30 раз.

В отличие от поперечной сейши, у данной волны впуклости превышают пучности (рис. 7а, 7в, 7д).



**Рис.** 7. Модельные мареограммы и энергетические спектры сейшевых колебаний, вызванных возмущением с периодом 2.86 мин: (a), (б) – Северная бухта (точка 5), (в), (г) – Доковая бухта (точка 7), (д), (е) – Маячная бухта (точка 12). Амплитуды нормированы на  $a_0 = 0.1$  м.

Через 20—25 мин (примерно через полпериода моды Гельмгольца) после прекращения действия возмущений режим стационарных колебаний прекращается и происходит резкое увеличение их амплитуды практически во всей акватории Севастопольской бухты, связанное с возникновением моды Гельмгольца.

## 3.3. Неэкстремальные моды сейшевых колебаний

К таким модам можно отнести продольные моды сейшевых колебаний, т.к. для них излучение энергии в открытое море через вход в бухту не затруднено и стационарный режим при их генерации должен теоретически наступать быстрее.



**Рис. 8.** Пространственное распределение безразмерных амплитуд колебаний уровня (нормированных на *a*<sub>0</sub> = 0.1 м, узловые линии показаны штриховыми линиями) в Севастопольской бухте, вызванных действием возмущения с периодом, равным 6.2 мин.

Для исследования сейш данного типа в Севастопольской бухте удобно выбрать продольную трехузловую сейшу. По аналитическим оценкам, выполненным в [6], ее период составляет от 6.3 до 6.9 мин. Был выполнен расчет генерации волн в системе севастопольских бухт возмущением с периодами, заключенными в интервале 6.0—7.0 мин. Анализ результатов расчетов позволил выделить наиболее энергонесущий период — 6.2 мин. Затем проведена генерация сейши на этом периоде. В результате получена трехузловая продольная мода (рис. 8), что хорошо согласуется с аналитическими оценками.

Для выхода вынужденных колебаний на стационарный режим потребовалось 40 периодов волны (около 4 часов), что меньше в 1.5–2.5 раза, чем для двух видов сейш, рассмотренных выше. Наибольшее усиление набегающих волн имеет место в бухтах: Маячная – в 59 раз, Южная, Килен – в 45 раз, Корабельная – в 38 раз, Сухарная – в 25 раз, Северная – в 21 раз.

Колебания уровня, как и в предыдущих рассмотренных случаях, имеют три типа (рис. 9).

Также имеет место усиление колебаний примерно через 25 мин (полупериод моды Гельмгольца Севастопольской бухты) после прекращения действия возмущений, связанные с возникновением моды Гельмгольца. При этом величины впуклостей больше величин пучностей (рис. 9а, 9в, 9д).

#### 4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Воздействие высокочастотных длинноволновых возмущений на собственных периодах Севастопольской бухты (2.5, 2.9 и 6.2 мин), приходящих из открытого моря, приводит к генерации в ней не только резонансных мод с периодами, близкими к периоду возмущения, но и значительной моды Гельмгольца. Причем во многих областях акватории интенсивности колебаний уровня для данных мод сопоставимы, а в вершине бухты мода Гельмгольца доминирует.

2. Анализ результатов расчетов показал, что длинноволновые возмущения, проникающие в Севастопольскую бухту из открытого моря, приводят к формированию в ее акватории областей с высокой интенсивностью колебаний уровня. Данные области располагаются в малых бухтах, входящих в состав Севастопольской бухты. Это может представлять опасность для пришвартованных судов и портовой инфраструктуры.

3. Наибольшие амплитуды колебаний уровня для всех рассмотренных в работе видов сейш имели место в областях акватории, где доминируют высокочастотные колебания воды на резонансной частоте бухты, на которой производилась генерация волн.

4. Самыми безопасными областями для стоянки судов являются прямолинейные участки побережья в центральной части Севастопольской бухты, где сейшевые колебания имеют меньшую интенсивность.

5. В наших исследованиях не удалось получить подтверждения, что наибольшую потенциальную опасность для прибрежной зоны вытянутой глубоководной бухты представляют так называемые экстремальные моды. Мода со структурой, близкой к поперечной, была сгенерирована. Установлено, что, действительно, время достижение стационарного режима у нее больше, чем у продольнопоперечной и продольной мод. Но максимальные амплитуды оказались в 2.5 раза меньше. В то же время у другой моды (период 2.9 мин), имеющей пространственную структуру, затрудняющую излучение энергии колебаний в открытое море, про-



**Рис. 9.** Модельные мареограммы и энергетические спектры сейшевых колебаний, вызванных возмущением с периодом 6.2 мин: (a), (б) – Килен бухта (точка 14), (в), (г) – Доковая бухта (точка 7), (д), (е) – вершина Севастопольской бухты (точка 11). Амплитуды нормированы на  $a_0 = 0.1$  м.

исходит наибольшее усиление волн по сравнению со всеми рассмотренными здесь модами. Максимальный коэффициент усиления волн у продольной трехузловой сейши с периодом 6.2 мин всего на 5% меньше, чем у моды с периодом 2.9 мин. Но при этом она в целом интенсивнее. Источник финансирования. Работа выполнена в рамках госзадания по теме № *FNNN*-2021-0005 "Комплексные междисциплинарные исследования океанологических процессов, определяющих функционирование и эволюцию экосистем прибрежных зон Черного и Азовского морей".

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Балинец Н.А. Условия возникновения тягуна в портах Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовых зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2007. № 15. С. 362–369.
- 2. Иванов В.А., Манилюк Ю.В., Санников В.Ф. Сейши в бассейне с открытым входом // Прикладная механика и техническая физика. 2018. Т. 59. № 4. С. 23–30. https://doi.org/10.15372/PMTF20180404
- 3. Иванов В.А., Пальшин Н.И., Манилюк Ю.В. Сейши Петрозаводской губы Онежского озера // Водные ресурсы. 2019. Т. 46. № 5. С. 503–510. https://doi.org/10.31857/S0321-0596465503-510
- 4. *Манилюк Л.С., Балинец Н.А*. Тягун в портах Черного моря // Метеорология и гидрология. 2005. № 9. С. 120-122.
- Манилюк Ю.В., Лазоренко Д.И., Фомин В.В. Исследование сейшевых колебаний в смежных бухтах на примере Севастопольской и Карантинной бухт // Морской гидрофизический журнал. 2020. Т. 36. № 3. С. 261–276.
  - https://doi.org/10.22449/0233-7584-2020-3-261-276
- 6. *Манилюк Ю.В., Лазоренко Д.И., Фомин В.В.* Сейшевые колебания в системе севастопольских бухт // Водные ресурсы. 2021. № 5. С. 526–536. https://doi.org/10.31857/S0321059621050126
- Рабинович А.Б. Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение. – СПб.: Гидрометеоиздат, 1993. 325 с.
- Aranguiz R., Catalan P.A., Cecioni C. et al. Tsunami resonance and spatial pattern of natural oscillation modes with multiple resonators // JGR Oceans. 2019. V. 124. Iss. 11. P. 7797–77816.

https://doi.org/10.1029/2019JC015206

 Bellotti G. Transient response of harbours to long waves under resonansce conditions // Coastal Engenieering. 2007. V. 54. Iss. 9. P. 680–693. https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2007.02.002

- Bellotti G., Briganti R., Beltrami G., Franco L. Modal analysis of semi-enclosed basins // Coastal Engineering. 2012. V. 64. P. 16–25. https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.02.002
- Dong G., Zheng Z., Gao J. et al. Experimental investigation on special modes with narrow amplification diagrams in harbor oscillations // Coastal Engineering. 2020. V. 159. August 2020, 103720. https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2020.103720
- Heidarzadeh M., Rabinovich A.B. Combined hazard of typhoon generated meteorological tsunamis and storm surges along the coast of Japan // Natural Hazards. 2021. V. 106. P. 1639–1672. https://doi.org/10.1007/s11069-020-04448-0
- Lee J.J. Wave-induced oscillations in harbours of arbitrary geometry // Journal of Fluid Mechanics. 1971. V. 45. № 2. P. 375–394.
- 14. Liu P. L.-F., Monserrat M., Macros M., Rabinovich A.B. Coupling between two inlets: observation and modeling // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № C3. 3069. P. 14-1– 14-10.

https://doi.org/10.1029/2002JC001478

- 15. *Luettich R.A., Westerink J.J.* Formulation and numerical implementation of the 2D/3D *ADCIRC*; 2004. http://adcirc.org/adcirc\_theory\_2004\_12\_08.pdf.
- Ma X., Zheng Z., Zhang X., Dong G. Numerical investigation on special modes with narrow amplification diagram in harbor oscillations // Ocean Dynamics. 2020. V. 70. Iss. 1. P. 1–19. https://doi.org/10.1007/s10236-019-01325-8
- 17. Nakano M., Fajimoto N. Seiches in bays forming coupled system // Journal of the Oceanographical Society of Japan. 1987. V. 43. P. 124–134.
- Rabinovich A.B. Seiches and Harbor Oscillations (Chapter 9) // Handbook of Coastal and Ocean Engineering / Ed. Y.C. Kim. – Singapoure: World Scientific Publ., 2009. P. 193–236.

# Investigation of the Regimes of Seiche Oscillations Sevastopol Bay

Yu. V. Manilyuk<sup>a, #</sup>, D. I. Lazorenko<sup>a, ##</sup>, V. V. Fomin<sup>a, ###</sup>, D. V. Alekseev<sup>a, ####</sup>

<sup>a</sup>Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol, Russia

<sup>#</sup>e-mail: uvmsev@mhi-ras.ru <sup>##</sup>e-mail: d.lazorenko.dntmm@gmail.com <sup>###</sup>e-mail: v.fomin@mhi-ras.ru <sup>####</sup>e-mail: d.alekseev@mhi-ras.ru

Based on the ADCIRC hydrodynamic finite element model, various regimes of seiche oscillations in a narrow extended deep-water bay are studied using the Sevastopol Bay as an example. Long waves penetrating into the bay through its entrance are considered as perturbations. Calculations are made for perturbations with periods of 2.5; 2.9; 6.2 min, belonging to the eigenmodes of the bay with different spatial structure: transverse; longitudinal-transverse, longitudinal, respectively. The impact of these perturbations leads to the generation of not only resonant modes with periods close to the perturbation period, but also an intense Helmholtz mode that occurs after the perturbation ceases and leads to a significant increase in the amplitude of level oscillations. In the studies of seiches caused by perturbations in the form of monochromatic long waves coming from the open sea, it was not possible to confirm that the greatest potential danger to the coastal zone of an elongated deep-water bay is represented by the so-called extreme modes having a transverse structure. A mode with a structure close to transverse was generated, but its maximum amplitude turned out to be 2.5 times less than that of the longitudinal-transverse and longitudinal seiches. The greatest amplification of the incident waves was noted for the longitudinal-transverse mode with a period of 2.9 min.

Keywords: seiches in bays, extreme modes of seiches, Sevastopol bays, ADCIRC model

——— МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ ——

УДК 593.8:574.5(262.81)

# СОСТОЯНИЕ ПОПУЛЯЦИЙ ГРЕБНЕВИКОВ *MNEMIOPSIS LEIDYI* AGASSIZ, 1865 И *BEROE OVATA* BRUGUIERE, 1789 В ВОДАХ ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА СЕВЕРНОГО И СРЕДНЕГО КАСПИЯ В АВГУСТЕ-СЕНТЯБРЕ 2022 г.

© 2023 г. В. Б. Ушивцев<sup>1,</sup> \*, В. В. Саяпин<sup>2,</sup> \*\*, Е. П. Олейников<sup>2,</sup> \*\*, М. Л. Галактионова<sup>1,</sup> \*, С. А. Котеньков<sup>1,</sup> \*

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия <sup>2</sup>Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону, Россия \*e-mail: caspy@bk.ru \*\*e-mail: ssc-ras@ssc-ras.ru Поступила в редакцию 12.01.2023 г. После доработки 10.04.2023 г. Принята к публикации 16.08.2023 г.

Широтное распространение гребневиков *Mnemiopsis leidyi* A. Agassiz, 1865 и *Beroe ovata* Bruguière, 1789 в российском секторе Каспийского моря имеет различные границы их ареалов. Исследования распространения гребневиков в толще воды показали температурный предел их вертикального распространения, характерный для каждого вида. Исследования взаимоотношений гребневиков показали существенное подавление численности (особенно мелких особей) *M. leidyi* со стороны *B. ovata*.

Ключевые слова: Каспийское море. Гребневики *М. leidyi* и *В. ovata*. Распространение, биомасса, численность, размерный состав, термоклин, телеметрия **DOI:** 10.31857/S0030157423060151, **EDN:** QSTMXW

## введение

В ноябре 1998 г. учеными КаспНИРХа в Каспийском море впервые был обнаружен гребневик *Mnemiopsis leidyi* А. Agassiz, 1865 — планктонный хищник [7]. Исследования тех лет показали, что, поскольку *Mnemiopsis leidyi* не имел естественных врагов в биоте Каспия, его численность регулировалась только условиями среды (температурой и соленостью). Через 2 года гребневик подорвал кормовую базу пелагических промысловых рыб и привел в упадок морскую рыбодобычу [1, 3].

В ноябре 2020 г. в ходе научной экспедиции ЮНЦ РАН и ИОРАН в Каспийском море в районе Махачкалы впервые был обнаружен гребневик *Beroe ovata* Bruguière, 1789 [4]. Этот гребневик, в сущности, является первым и прямым врагом гребневика *Mnemiopsis leidyi*, т.к. питается, практически, только этим видом желетелых и оперативно регулирует их численность. Несмотря на чужеродность происхождения, появление берое в биоте Каспия явление потенциально позитивное для биопродуктивности моря.

Изучение видового, размерного состава, численности и вертикального распространения желетелых в биоте Каспия дистанционными, визу-

альными методами было начато учеными КаспНИРХа в 2003-2004 годах [2]. Оригинальный методический подход и испытания экспериментальных технических средств того времени, позволили получить информацию об особенностях распределения гребневиков в толше воды и определить их нижнюю границу распространения. В 2018-2022 гг. разработка этой методологии была продолжена Каспийским филиалом ИОРАН. На основе современных технических средств был изготовлен экспериментальный подводный телеметрический комплекси разработан регламент методики работ. Материалы испытаний показали, что методика позволяет получить качественные и количественные данные, которые существенно дополняют классические методы исследований [4, 5]. В настоящей статье представлены материалы исследований состояния популяций гребневиков в российском секторе моря. полученные в августе-сентябре 2022 г. в ходе совместной экспедиции ЮНЦ РАН и ИО РАН.

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Материал собирали с борта НИС ПТР "Денеб" в последней декаде августа-первой декаде сен-



Рис. 1. Распространение гребневиков в районе исследований.

тября 2022 г. Район работ и расположение станций показаны на рисунке (рис. 1). Отбор проб гребневиков выполняли методом вертикальных ловов от дна до поверхности с помощью конусной сети ИКС-80 (размер ячеи 500-512 мкм) с диаметром входного отверстия 80 см. На станции, в зависимости от погодных условий, проводили 2-3 лова, полученные результаты усредняли. Уловистость сети принимали за 100%. Полученные пробы обрабатывали на борту судна в живом виде. Сырую биомассу гребневиков измерялиобъемным методом в мерном цилиндре или, при малом общем объеме, с помощью медицинских шприцов емкостью 1–5 см<sup>3</sup>. Плотность тела гребневиков принимали за 1 г/см<sup>3</sup> [8]. Биомассу пересчитывали на кубический метр. Размер особей определяли в прозрачной кювете линейкой, с точностью до 1 мм.

Параллельно, с сетным ловом гребневиков, на станциях, где оптические свойства воды и погод-



Рис. 2. Общий вид бортового телеметрического комплекса.

ные условия позволяли применить методику, изучали их численность, видовой, размерный состав и вертикальное распространение методом подводной телеметрии [2, 4], (рис. 2). Станция исследований выполнялась по следующему регламенту. Через 15 мин после постановки судна на якорь под воду, на специальной системе стабилизации погружали платформу, оборудованную: черным экраном, глубиномером, термометром, источниками освещения, телекамерой для наблюдений в режиме онлайн и фото-видеокамерой с высоким разрешением записи (5К). После погружения платформы в поле зрения наблюдателя, на фоне черного экрана, обеспечивающего контрастность изображения, постоянно находилась часть водной толщи, объемом 0.25 м<sup>3</sup> со всем его содержимым (рис. 3, 4). Платформу погружали на предельную глубину изучаемого столба воды, далее, медленно с остановками на заданных горизонтах, поднимали на борт судна. Таким образом, получали общую информацию вертикального распространения макропланктона в виде качественного телевизионного изображения, и фото-видеоматериал высокого разрешения записи для дальнейшего, в т.ч. и количественногоанализа объектов макропланктона на фоне глубины и температуры. На каждом горизонте (0, 3, 5, 8, 10, 12, 15, 20, 22, 25, 30 м) численность и размерный состав гребневиков визуально определяли в объеме воды 3 м<sup>3</sup>, для этого, в зависимости от скорости течения рассчитывали экспозицию. Скорость течения на горизонте определяли путем трехкратного измерения времени прохождения на фоне черного экрана шириной 1 м представителей планктона. Для этого, при вхождении в поле

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023

экрана гребневика, либо другого контрольного объекта включался секундомер, а при выходе из поля выключается. Усредненные данные трех замеров ложились в основу расчета средней скорости течения. Для получения данных о видовом, размерном и количественном составе гребневиков в объеме воды 3 м<sup>3</sup> анализировали фото—видеоматериал 12 погонных метров полученного изображения. Полученные данные пересчитывали на 1 м<sup>3</sup>. Наблюдения проводили в светлое и темное время суток. Идентифицированных особей визуально разбивали на 3 размерных группы: мелкие — 1—3 мм; средние — 4—5 мм; крупные — 6 мм и более. Всего было выполнено 10 станций (табл. 2).



Рис. 3. Гребневики мнемиопсисы на фоне экрана на глубине 15 м.



Рис. 4. Гребневик берое на фоне экрана на глубине 3 м.



**Рис. 5.** Вертикальное распространение разноразмерных особей мнемиопсиса на станции 19 по данным телеметрии.

### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Из 28 станций, где проведены исследования, гребневик *Mnemiopsis leidyi* был обнаружен на 22 станциях, *Beroe ovata* — на 7 станциях. В табл. 1 представленысведения о размерном составе особей и биомассе проб гребневиков по результатам лова конусной сетью. На рисунках 5—13 показано вертикальное распространение, численность и размерный состав гребневиков по данным подводной телеметрии.

Сроки проведения экспедиционных работ были запланированы на сентябрь 2022 г. Решение было принято на основе данных наблюдений 2020–2021 гг. за ходом сезонной миграции популяции гребневиков *M. leidyi* и *B. ovata* в северную часть моря [5]. Предположение о том, что в сезонной миграции 2022 года в исследуемом районе в сентябре будут присутствовать оба вида гребневиков, подтвердилось. В ходе исследований прибрежных вод (12 мильная зона) северной части района (авандельта Волги – Аграханский полуостров) единственным обнаруженным представителем желетелых были *M. leidyi*, встреченные на двух станциях (ст. 1 и 2), большинство особей имели размеры 3–5 мм (рис. 1, табл. 1).

Основная акватория исследовательского района располагалась восточнее (за пределами 12 мильной зоны) и простиралась в меридиональном направлении, более чем на 300 км, от о-ва Малый Жемчужный и до траверса г. Дербент. Первые особи Beroe ovata были обнаружены на станциях 14 и 15. Здесь, по результатам лова в пробах были единичные экземпляры, представленные в основном молодью (табл. 1). Далее на юг количество и размерный состав берое свидетельствовали о формировании полноценной популяции. Общая картина распространения желетелых в районе показана на рисунке 1. Размерный состав берое находился в диапазоне 1-32 мм, при этом крупных экземпляров было крайне мало, основу численности составляли мелкие (1-5 мм) особи, что свидетельствовало о размножении.

Численность и биомасса *M. leidyi*, на тех станциях, где присутствовал *B. ovata*, существенно снижалась (табл. 1, 2). Подобная картина в этом районе наблюдалась и в ноябре 2020 г. [4], (рис. 14).

По результатам наблюдений 2020–22 гг. можно считать, что время захода *B. ovata* в российский сектор моря приходится на конец августа—начало сентября. В первой половине ноября 2020 г. северная граница его распространения проходила по оконечности Аграханского полуострова [4]. В период настоящих исследований (начало сентября) *B. ovata* был обнаружен значительно южнее на траверсе г. Сулак (рис. 1).

О том, что в период с сентября по ноябрь популяция берое в российском секторе моря существенно увеличивается, свидетельствует сравнительный анализ проб его биомассы. Если в сентябре 2022 г. средняя биомасса берое по району составляла 0.015 г/м<sup>3</sup>, то в ноябре 2020 г. она составляла 0.377 мг/м<sup>3</sup>, что больше в 25 раз. О развитии популяции берое свидетельствует и размерный состав особей в сетных пробах. Если в сентябре 2022 г. размер большинства особей составляла 1–5 мм, то в ноябре 2020 г. – 2–20 мм [4, 5].

По результатам телеметрии вертикальное распространение обоих видов гребневиков ограни-

## СОСТОЯНИЕ ПОПУЛЯЦИЙ ГРЕБНЕВИКОВ

№ станции	Глубина (м)	M. leidyi			B. ovata			
		биомасса,	размеры (мм)		биомасса,	размеры (мм)		
		г/м <sup>3</sup>	диапазон	доминирующие (%)	г/м <sup>3</sup>	диапазон	доминирующие (%)	
1	5.0	7.46	1-7	3-5 (80.2)				
2	5.0	20.73	1-10	3-5 (76.1)				
3	4.5	< 0.001	1-4	1-2 (75.0)				
4	3.5	33.6	3-15	5-7 (78.3)				
5	4.0	32.57	2-30	2-5 (92.4)				
6	5.0	10.8	2-20	2-5 (85.3)				
7	5.0	8.25	2-20	2-5 (90.7)				
8	10.0	6.11	2-22	2-5 (83.8)				
9	14.5	6.00	1-22	1-3 (81.2)				
10	22.5	8.42	1-28	1-2 (92.0)				
11	17.5	11.5	2-40	2-5 (86.0)				
12	27.0	29.75	2-22	2-4 (77.5)				
13	33.0	7.80	2-50	2-5 (85.3)				
14	50.0	4.45	2-45	2-5 (70.5)	< 0.001	1 экз. (4)		
15	34.0	3.87	6-36	8-12 (63.0)	< 0.001	3-10	3-6 (83.3)	
16	22.5	13.8	6-24	8-14 (82.5)				
17	27.0	6.64	1-30	1-3 (81.6)				
18	48.0	7.43	1-30	1-3 (72.3)				
19	79.0	0.014	2-20	2-6 (57.6)	0.014	1-18	1-8 (84.6)	
	/8.0	0.33	2-40	8-12 (57.9)	0.067	1-24	1-3 (77.8)	
20	67.0	0.003	1-2	1-2 (57.1)	0.073	1-20	1-3 (70.0)	
21	47.0	0.005	2 экз. (12; 22)		0.25	1-22	1-3 (72.9)	
22	54.0	0.157	2-20 (56.9)	10-12	0.0039	1-32	1-2 (76.2)	
23	60.0	0			0.0031	1-12	1-2 (61.8)	

Таблица 1. Биомасса и размерный состав особей гребневиков Mnemiopsis leidyi и Beroe ovata в пробах конусной сети

Таблица 2. Численность и размерный состав Mnemiopsis leidyi и Beroe ovata в столбе воды по данным телеметрии

Станция		M. leid	уі (мм)		В. ovata (мм)				
	1-3	4-5	6и>	всего	1-3	4-5	6 и >	всего	
8	22	35	19	76					
9	25	39	17	81					
10	39	47	26	112					
11	60	64	55	179					
12	134	110	79	323					
13	69	64	45	178					
15	103	105	52	260	8	12	9	29	
21	5	15	21	41	57	90	45	192	
19		3	10	13	10	13	6	29	
22	5	6	21	32	6	7	4	17	



Рис. 6. Вертикальное распространение разноразмерных особей берое на станции 19 по данным телеметрии.

чивалось температурой воды на глубинах 20–30 м. Для большинства особей берое предельным порогом была температура 12–13°С на глубине 20– 22 м, (рис.6, 9, 10). Для мнемиопсиса температурный предел находился в диапазоне 10–11°С. Такие воды залегали под слоем термоклина на глубинах 25–30 м (рис. 5, 8, 10).

Особый интерес представляла общая картина вертикального распространения M. leidvi и B. ovata. Как известно, мнемиопсис является более эвритермным по сравнению с теплолюбивым берое [6]. Это экологическое преимущество успешно использовалось мнемиопсисом в борьбе за живучесть, и на станциях, где присутствовал берое, мнемиопсис образовывал скопления под слоем термоклина при температуре 10-12°C, куда теплолюбивый берое не заходил. при этом основу скопления представляли крупные особи. Такая картина наблюдалась практически на всех станциях, где присутствовали оба вида гребневиков (рис. 7, 10). Наиболее ярко подобное поведение наблюдали на станции 15 (рис. 13). Следует заметить, что в 2021 г. на этой же станции в условиях отсутствия берое граница вертикального распространения мнемиопсиса ограничивалась температурой 15-16°С [5].

О том, что берое существенно подавляет численность мнемиопсиса, свидетельствуют наблюдения на станциях 15, 21, 19, расположенных в направлении с севера на юг по пути миграции берое (рис. 1).



**Рис.** 7. Вертикальное распределение общей численности мнемиопсиса и берое на станции 19 по данным телеметрии.

На станции 15 был обнаружен фронт захода популяции берое в скопление мнемиопсиса. Здесь, на фоне небольшого числа берое (рис. 12), в вертикальном разрезебыло обнаружено обильное скопление мнемиопсиса, представленное боль-



**Рис. 8.** Вертикальное распространение разноразмерных особей мнемиопсиса на станции 21 по данным телеметрии.



Рис. 9. Вертикальное распространение разноразмерных особей берое на станции 21 по данным телеметрии.



**Рис. 11.** Вертикальное распространение разноразмерных особей мнемиопсиса на станции 15 по данным телеметрии.

шей частью мелкими и средними особями, что свидетельствовало о размножении (рис. 11, табл. 2).

Южнее, на станции 21, количество берое существенно увеличилось, причем, в размерном соста-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023



**Рис. 10.** Вертикальное распределение общей численности мнемиопсиса и берое на станции 21 по данным телеметрии.



Рис. 12. Вертикальное распространение разноразмерных особей берое на станции 15 по данным телеметрии.

ве стали доминировать мелкие и средние особи, что свидетельствовало о размножении (рис. 9, табл. 2). Мнемиопсис в столбе воды встречался единично, при этом большаячасть его скопления была обнаружена под термоклином (рис. 10).



**Рис. 13.** Вертикальное распределение общей численности мнемиопсиса и берое на станции 15 по данным телеметрии.



**Рис. 14.** Биомасса *М. leidyi*, по исследованной акватории, в присутствии и отсутствии *В. ovata*, по данным 2020 и 2022 гг.

В размерном составе мнемиопсиса существенно снизилась доля мелких и средних особей (рис. 8, табл. 2).

На самой южной станции № 19 общее количество гребневиков было невысоким. Здесь, в столбе воды от поверхности до термоклинана фоне небольшой численности берое, мнемиопсис отсутствовал. Его скопление было обнаружено под термоклином, при этом мелкие особи отсутствовали (рис. 5, табл. 2). Размер особей *Beroe ovata* в российском секторе Каспийского моря ограничивался 30–35 мм, *Mnemiopsis leidyi* несколько крупнее 40–50 мм. Это различие сказывалось на особенностях питания берое, который, в первую очередь, выедал мелких и средних особей мнемиопсиса (табл. 2).

## выводы

1. В ходе сезонной миграции 2022 г заход гребневика *Beroe ovata* в российский сектор моря был отмечен в первой декаде сентября.

2. Вертикальное распространение гребневиков ограничивается температурой воды. Для *Mnemiopsis leidyi* физиологический предел находится в диапазоне 10–11°C, для *Beroe ovata* – 12–13°C.

3. Гребневик *Beroe ovata* существенно подавляет гребневика *Mnemiopsis leidyi*, о чем свидетельствуют численность и биомасса последнего.

4. Гребневик *Mnemiopsis leidyi* в процессе борьбы за живучесть образует скопления под слоем термоклина при температуре воды  $10-11^{\circ}$ С, куда теплолюбивый гребневик *Beroe ovata* не заходит, при этом основу скопления представляют крупные особи.

5. В процессе питания гребневик *Beroe ovata* в большей степени выедает мелких и средних особей мнемиопсиса.

Таким образом, в Каспийском море нашел свою экологическую нишу гребневик *Beroe ovata*, о чем свидетельствуют трехлетний стаж его обитания в биоте, численность и структура популяции. Берое, активно подавляя численность мнемиопсиса, будет способствовать оздоровлению экосистемы моря. Метод подводной телеметрии для изучения вертикального распространения гребневиков существенно дополняет метод сетного лова.

Источники финансирования. Исследования выполнены в рамках Госзаданий: ГЗ ИО РАН № FMWE-2021 0004, методом подводной телеметрии и ГЗ ЮНЦ РАН, № госрегистрации 122011900153-9, методом отбора проб с помощью планктонных сетей.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Камакин А.М., Студеникина Ю.Б., Степенова Л.В., Рубцова Е.Г. Сезонное распределение Mnemiopsis leidyi в Каспийском море в 2001 году // Науч. бюл. Каспийского Плавучего ун-та. 2002. Вып. 3. С. 42–46.
- Камакин А.М., Ушивцев В.Б. и др. Вертикальное распространение популяции гребневика Mnemiopsis leidyi в Каспийском море // Тр. КаспНИРХа. Рыбохозяйственные исследования на Каспии: Результаты НИР за 2003г. Астрахань: Изд-во КаспНИРХа, 2004. С. 191–198.
- 3. Карпюк М.И., Катунин Д.Н. и др. Результаты исследований по оценке влияния Mnemiopsisleidyi на

экосистему Каспийского моря и разработка биотехнических основ возможного вселения Beroe ovata для биоконтроля популяции мнемиопсиса // Тр. КаспНИРХа. Рыбохозяйственные исследования на Каспии: Результаты НИР за 2003 г. Астрахань: Изд-во КаспНИРХа, 2004. С. 165–183.

- Саяпин В.В., Ушивцев В.Б., Олейников Е.П., Досаев Ф.Г. Гребневик Beroe ovata (Bruguiere 1789) – новый вселенец в экосистеме Каспийского моря // Океанология. 2021. Т 61. № 5. С. 753–758.
- 5. Ушивцев В.Б., Саяпин В.В., Олейников Е.П., Галактионова М.Л. Оценка состояния популяций гребневиков Mnemiopsis leidyi А. Agassiz, 1865 и Beroe ovata Bruguiere, 1789 в российском секторе Каспийского моря в августе 2021 г. // Наука юга России. 2022. Т. 18. № 3. С. 105–110.
- 6. Лебедева Л.П., Шушкина Э.А., Виноградов М.Е. и др. Многолетняя трансформация структуры мезозоопланктона северо-восточного прибрежья Черного моря под воздействием гребневиков-вселенцев // Океанология. 2003. Т. 43. № 5. С. 710–715.
- Ivanov V.P., Kamakin A.M., Ushivtsev V.B., et al. Simultaneous invasion of the Caspian Sea by two jellies *Mnemiopsis* and *Aurelia* //J. of Invasion In: "Biological Invasions". 2000. Kluwer Academic Publishers, Printed in the Neterlands. 2. P. 255–258.
- Purcell J.E. Quantification of Mnemiopsis leidyi (Ctenophora, Lobata) from formalin-preserved plankton samples // Marine Ecology Progress series. 1988. V. 45. № 1/2. P. 197–200.

# Population Status of the Ctenophores *Mnemiopsis leidyi* Agassiz, 1865 and *Beroe ovata* Bruguiere, 1789 in the Waters of the North and Middle Caspian Western Shelf in August–September, 2022

V. B. Ushivtsev<sup>a, #</sup>, V. V. Sayapin<sup>b, ##</sup>, E. P. Oleynikov<sup>b, ##</sup>, M. L. Galaktionova<sup>a, #</sup>, S. A. Kotenkov<sup>a, #</sup>

<sup>a</sup>P.P. Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia <sup>b</sup>Southern Scientific Center, Russian Academy of Sciences, Rostov-on-Don, Russia <sup>#</sup>e-mail: caspy@bk.ru <sup>##</sup>e-mail: ssc-ras@ssc-ras.ru</sup>

The latitudinal distribution of the ctenophores *Mnemiopsis leidyi* A. Agassiz, 1865 and *Beroe ovata* Bruguière, 1789 in the Russian sector of the Caspian Sea has different borders of their ranges. Studies on the occurrence of ctenophores in the water column have demonstrated that each species has a characteristic temperature limit of its vertical distribution. Investigations into interactions between ctenophores showed a considerable abundance suppression of *M. leidyi* (particularly of smaller individuals) by *B. ovata*.

**Keywords:** Caspian Sea. Ctenophores *M. leidyi* and *B. ovata*. Distribution, biomass, abundance, size composition, thermocline, telemetry

——— МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ ——

УДК 574.587

## ДОННЫЕ БИОЦЕНОЗЫ ТАМАНСКОГО ЗАЛИВА АЗОВСКОГО МОРЯ

© 2023 г. И. В. Любимов<sup>1,</sup> \*, Г. А. Колючкина<sup>1</sup>, У. В. Симакова<sup>1</sup>, А. Б. Басин<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

\*e-mail: sapvanes@gmail.com Поступила в редакцию 14.12.2022 г. После доработки 13.03.2023 г. Принята к публикации 27.03.2023 г.

Проведено исследование видового состава и структуры макрофитобентоса, макрозообентоса и грунтов Таманского залива, одного из немногих районов Азовского моря, где морская трава *Zostera marina* L. образует подводные луга. Материал был собран в 2008–2009 гг. до начала этапа осолонения Азовского моря. Было выделено три основных зоны с разными типами грунта, в пределах которых располагались четыре основных биоценоза макробентоса. Важным фактором среды оказалось содержание ила (с размером гранул 0.01–0.05 мм и менее 0.001 мм) в грунте. Пространственная структура макрозообентоса коррелировала с проективным покрытием *Z. marina*. Обсуждаются возможные причины выявленных закономерностей распределения сообществ.

**Ключевые слова:** *Zostera marina*, макрозообентос, инфауна, эпифауна, макрофитобентос, Таманский залив, структура сообществ, факторы среды

DOI: 10.31857/S0030157423060102, EDN: QNBONN

#### введение

В прибрежных морских экосистемах одной из групп видов-эдификаторов являются морские травы [48]. Разнообразие и обилие макрозообентоса в биоценозе морских трав, как правило, значительно выше, чем на соседних участках грунта. лишенных высшей растительности [48]. Одним из наиболее распространенных видов морских трав в северном полушарии является зостера морская, или взморник – Zostera marina L. Она широко распространена в прибрежных зонах бассейнов Тихого и Атлантического океанов [47]. Это растение образует густые подводные луга с общим проективным покрытием (ОПП) до 100%, занимающие общирные плошали на мелковольях как южных [29], так и северных [8] морей РФ. У кавказских берегов Черного моря в середине XX в. обширные заросли зостеры (Z. marina и Zostera noltei Hornemann, 1832) занимали все песчаные мелководья [14], а их суммарная фитомасса достигала нескольких десятков тысяч тонн [21].

В первой половине XX в. по всему миру площади морских лугов зостеры сократились, что связывают с изменением климата и антропогенной эвтрофикацией, повлекшими за собой уменьшение прозрачности вод, а также с распространением паразитического организма *Labyrinthula zosterae* D. Porter et Muehlst in Muehlstein et Short, 1991 (Chromista) [52]. Сокращение площадей зарослей зостеры наблюдалось и в Черноморском регионе [32]. В XXI в. отмечается постепенное восстановление морских лугов Z. marina в Черном море в крымских водах [18, 29] и в других европейских акваториях [46]. У берегов Кавказа в XXI в. зостера стала встречаться массово лишь в бухтах и на Керченско-Таманском шельфе [6]. В Азовском море сокращение обилия зостеры не было выражено, однако здесь она образует плотные луга лишь в лиманах и заливах (Бейсугский, Утлюкский, Таманский), а также в Керченском проливе [36].

Одним из районов наиболее массового произрастания зостеры морской в Азово-Черноморском регионе является Таманский залив [36]. Несмотря на то, что Таманскому заливу присвоен статус водно-болотных угодий мирового значения [40]. донные экосистемы этого района остаются сравнительно плохо изученными. Последние работы по описанию макрофитобентоса залива являются обобщением данных конца XX века [16], или основаны на съемке 2005 г. – до разлива мазута 11 ноября 2007 г. [7]. Изучению макрозообентоса Таманского залива посвящен ряд современных работ [7, 12, 49, 50]. Было показано, что несмотря на высокий антропогенный пресс и последствия катастрофы, донная фауна остается стабильной на протяжении более 100 лет [19, 31, 50]. Принципиально не повлияло на структуру биоценозов и появление нового вселенца – двустворчатого моллюска Anadara kagoshimensis Tokunaga, 1906 [50], изменившего облик черноморских сообществ [36]. Ни в одной из современных работ не проводилось исследование фауны морских лугов залива, а также не исследовалось влияние эдификаторных макрофитов на структуру макрозообентоса. Кроме того, исследования инфаунного макрозообентоса морских лугов в Азово-Черноморском регионе немногочисленны и в основном касаются западного побережья Крыма (по данным 1993 г. [35]; современные данные [26]). Целью настоящей работы была оценка обилия и пространственной структуры макробентоса Таманского залива, а также выявление факторов, их определяющих.

#### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Таманский залив - типичный мелководный лагунный водоем лишенный постоянного пресного стока и открывающийся в Керченский пролив. Глубины в заливе не превышают 6 м [11]. Соленость здесь зависит от направления течения в Керченском проливе и ветра [33]. В период наблюдений 2008 г. она составляла от 14.0 до 17.4‰, в 2009 г. – от 15 до 17‰. Температура вод в заливе коррелирует с температурой воздуха и изменяется в широких пределах (в 2008 г. от 25.4 до 29.0°С, в 2009 г. от 26.4 до 27.5°С). Дно Таманского залива сложено преимущественно рыхлыми грунтами. Мелководный порог отделяет западную. ближайшую к Керченскому проливу, часть Таманского залива с более интенсивными течениями от его восточной части, где водообмен ослаблен [33].

Отбор и обработка проб. Пробы собирали на глубинах 0.5-5.0 м 18-29 июля 2008 г. и 3-10 июля 2009 г. (рис. 1) с использованием легководолазного снаряжения. В 2008 г. сетка станций равномерно покрывала весь залив, в 2009 г. были исследованы биотопы морских лугов Zostera mari*па* в трех районах залива: у косы Тузла (ст. 09-1– 09-9), во внутренней части Таманского залива у южного берега (ст. 09-10-09-18) и в открытой части Таманского залива (ст. 09-28-09-36). В каждом районе был исследован участок дна 150 × 150 м. Отбор проб макрофитобентоса проводили в трехкратной повторности в радиусе 1-2 м от мест отбора макрозообентосных проб. В 2008 г. материал собирали с помощью квадратных рамок площадью 0.0625-0.1 м<sup>2</sup> (всего 20 количественных проб на 10 станциях). В 2009 г. – с помощью рамки площадью 0.0625 м<sup>2</sup> на трех станциях в удаленных друг от друга участках Таманского залива (9 проб на 3х станциях). ОПП определяли при водолазном обследовании площадки 100 м<sup>2</sup>. Пробы макрофитов на берегу разбирали сразу либо фиксировали 4% раствором формальдегида в морской воде. В каждой пробе определяли все макроскопические водоросли, линейный размер талломов которых превышал 0.3-0.5 см, по возможности до видового уровня, а также все высшие растения по "Определителю зеленых, бурых и красных водорослей южных морей СССР" А.Д. Зиновой [20]. Названия таксонов приведены в соответ-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023

ствии с современной классификацией по Algaebase, 2022 [37]. В качестве основной характеристики сообществ была использована биомасса (абс. сух. вес, 12 часов при температуре 85°С), определявшаяся с точностью до 0.001 г.

В 2008 г. было собрано 86 проб макрозообентоса с 21 станции г., а в 2009 г. — 49 проб с 20 станций (табл. 1). В 2008 г. на каждой станции собирали 3— 5 проб трубчатым пробоотборником с площадью 0.0095 м<sup>2</sup>. В 2009 г. отбирали в одну банку три таких пробы (площадь пробы составила 0.0285 м<sup>2</sup>), в трех повторностях на станцию. После промывки через сито (d = 0.5 мм) пробы фиксировали 4% раствором формальдегида на морской воде.

В лабораторных условиях пробы отмывали от формалина проточной водой и переводили в 70% этанол, затем проводили идентификацию организмов макрозообентоса по возможности до вида, подсчет и взвешивание (возд. сух. вес) особей каждого вида/таксона (с точностью до 0.001 г). Для идентификации использованы определители фауны Черного и Азовского морей [13, 22, 30]. Проверка валидности видовых названий (на октябрь 2022 г.) осуществлялась согласно международной базе данных WoRMS.

На каждой станции трубчатым пробоотборником диаметром 4 см в одной повторности были отобраны пробы верхних 5 см грунта для определения его гранулометрического состава (хранили в сухом виде) и содержания органического углерода ( $C_{opr}$ ) (хранили при температуре  $-18^{\circ}$ C).

Содержание общего органического углерода (С<sub>орг</sub>) в сухом веществе определяли на анализаторе TOC Vcph (Shimudzu Co.) Shimadzu сотрудники Лаборатории химии океана Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН в течение полугода после пробоотбора. Анализ гранулометрического состава грунта был выполнен сотрудниками Аналитической лаборатории ИО РАН водно-ситовым методом по усовершенствованной методике Петелина (ИО РАН) и Аттерберга (AWI, Германия) [4]. Было определено содержание основных 14-ти фракций: от <0.001 до >10 мм.

Везде в тексте приводятся средние значения  $\pm$   $\pm$  стандартное отклонение.

Статистическая обработка и анализ данных. Для анализа данных использовали программу Primer v. 6.1.16 с расширением Permanova 1.0.6. (Primer E Ltd. 2009). Непараметрический анализ корреляций по Спирману проводили в программе Statistica 12 (Statsoft Inc.). Полнота выявления видового разнообразия была оценена с помощью кумулятивной кривой накопления числа видов с увеличением числа проб, а также расчета ожидаемого полного числа видов с поправкой *Chao2* на встречаемость редких видов [41]. Для анализа структуры макрофитобентоса использовали постанционную биомассу макрофитов, а также биомассу и числен-


Рис. 1. Карта станций отбора проб в Таманском заливе в 2008-2009 гг.

ность различных частей *Z. marina* (дочерних и материнских побегов, генеративных побегов, дочерних и материнских корней и корневищ) [1, 2].

В качестве меры обилия макрозообентоса использовали интенсивность метаболизма (*R*, скорость дыхания) [25]:

$$\boldsymbol{R} = \boldsymbol{c} \cdot \boldsymbol{N}^{0.25} \cdot \boldsymbol{B}^{0.75},$$

где c — специфичный для таксона коэффициент удельной интенсивности метаболизма, кДж/ч [5]; N — численность, экз./м<sup>2</sup>; B — биомасса таксона на станции, г/м<sup>2</sup>.

Вид, имеющий наибольшую интенсивность метаболизма (наибольшее обилие), считался доминирующим.

Для оценки пространственной структуры грунтов использовали метод главных компонент (PCA) на основании нормализованных данных о содержании в нем разных гранулометрических фракций и содержании органического углерода. Для оценки структуры сообществ макрозообентоса был проведен постанционный анализ данных. Сравнение структуры сообществ на станциях проводили с использованием кластерного анализа на основе матриц сходства по индексу Брея-Кертиса lg-трансформированной интенсивности метаболизма для макрозообентоса, биомассы для макрофитобентоса и численности побегов Z. таrina. Для определения достоверности различий между кластерами использовали метод SIMPROF [43]. Уровень значимости был принят за 0.05. Для определения видов, дающих наибольший вклад в сходство и различия в кластерах, использовали процедуру SIMPER [42]. Достоверность различий между массивами данных проверяли методами одномерного ANOSIM и Permutational ANOVA (PERMANOVA) [38, 42]. Для идентификации факторов, наиболее точно объясняющих разделение станций по структуре биоты на группы, выявленные с помощью SIMPROF анализа, использовали методы BEST и LINKTREE [43]. Для анализа значимости различий в распределении биоты и факторов окружающей среды использовали процедуру RELATE [44].

# РЕЗУЛЬТАТЫ

#### Пространственная структура донных осадков

Было выделено три группы станций по составу грунта, далее зоны (рис. 2). Первая зона включала станции глубин 4–6 м в центральных областях Таманского залива. На них доминировал самый тонкий ил (размер частиц менее 0.01 мм) и было отмечено высокое содержание С<sub>орг</sub> (в среднем

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023

			(	Φ	ракция гру	HTa	IIIO	L L		Макрофи	гтобентос		Mak	срозообен	TOC
Š	q	риотоп	Copr	>2 MM	0.05-2 мм	<0.05 мм	макрофиты	Z. marina	S	В	$N_z$	$B_{z\%}$	S	Ν	В
08-5	0.5	Плавни	I	3.2	96.7	0.1	0	0	0	0	0	0	8	17687	95.9
08-12	0.7	Плавни	5.01	13.6	44.2	42.2	0	0	0	0	0	0	15	6254	90.8
08-14	1.0	Макрофиты	Ι	6.5	56.0	37.5	75	50	15	375.7	830	81	22	2379	58.4
08-15	0.4	Плавни	0.07	1.7	73.9	24.4	0	0	0	0	0	0	15	14213	33.8
08-16	0.2	Плавни	I	ļ	I	I	0	0	0	0	0	0	15	61 141	394.7
08-18	1.8	Макрофиты	I	I	1	1	100	25	16	445.8	145	7	22	2606	240.9
08-19	3.7	Ил, нитчатки	2.9	I	I	I	0	10	I	I	I	I	18	11 422	553.1
08-20	4.0	Ил, нитчатки	Ι	Ι	I	I	100	10	4	68.6	0	0	17	21372	216.7
08-21	1.8	Макрофиты	Ι	11.9	83.3	4.9	50	25	I	I	I	I	14	3237	334.3
08-22	1.5	Морские луга	Ι	14.9	37.5	47.6	100	80	2	224.3	320	22	33	9396	279
08-23	2.5	Морские луга	0.51	15.2	57.6	27.2	100	100	1	339.7	608	100	40	17529	1572.6
08-24	4.5	Ил, нитчатки	2.18	0.0	1.4	98.6	100	20	I	1	I	I	14	7264	139.9
08-25	4.0	Ил, нитчатки	1.86	8.4	1.5	90.2	100	10	I		I	I	23	14845	173.5
08-26	2.5	Морские луга	1.79	30.3	56.5	13.3	100	80	5	422.1	827	91	25	10475	263.3
08-27	1.0	Плавни	I	3.9	29.6	66.5	80	0	4	53.3	0	0	21	11 770	354.6
08-28	5.0	Ил, нитчатки	1.86	0.6	3.3	96.1	100	5	I	1	I	I	23	11976	393.5
08-29	4.2	Ил, нитчатки	2.08	0.0	5.1	94.9	100	10	5	74.6	315	19	21	7422	198.6
08-30	1.0	Песок	0.02	1.5	96.7	1.8	0	0	I		I	I	19	5001	60.2
08-36	4.0	Ил, нитчатки	Ι	3.6	3.0	97.0	20	10	4	12.1	0	0	8	11/1	532.2
08-37	3.3	Ил, нитчатки	2.38	0.0	4.4	95.6	20	10	6	36.6	176	19	17	3185	415
Примеча фракцик численна	ания. У г грунт ость, э	№ – номер станции а, %; ОПП – общее кз./м <sup>2</sup> ; прочерк – н	; <i>d</i> – гл : проек ieт данн	іубина, м; тивное по ных.	; С <sub>орг</sub> – содеј окрытие, %; ,	ржание орг S – число в	анического угле идов; В – биома	грода в донні асса, г/м <sup>2</sup> ; N <sub>2</sub>	ых осадк .– числе	сах, %; фрі інность Z.	акция грун <i>тагіпа</i> , эк	нта — соде $(3/M^2; B_{2\%})$	ержание г ; – биомас	рануломет сса Z. <i>mari</i> i	рической 1a, %; N –

# емии 2008 г. в Таманском защие Ę таншат спеты на aouorz макиофитобентиса и фан озообентога 1034 Таблина 1. Основные характеристики

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63

Nº 6 2023

# ДОННЫЕ БИОЦЕНОЗЫ ТАМАНСКОГО ЗАЛИВА АЗОВСКОГО МОРЯ

939



**Рис. 2.** Результаты анализа главных компонент по содержанию на станциях различных гранулометрических фракций и органического углерода в грунтах.

2.21 ± 0.39%) (табл. 1). Вторую группу образовывали станции зоны морских лугов (ст. 09-1-09-9) у косы Тузла и прибрежных мелководий (ст. 08-5, 08-14, 08-15, 08-30). Здесь преобладала песчаная фракция (табл. 1, 2), а содержание органического углерода не превышало 1% (0.02-0.63%). И третья группа станиий – зона морских лугов в центральной и внутренней частях Таманского залива (ст. 09-10-09-18 и ст. 09-28-09-36), где было высоко содержание наиболее крупных фракций грунта (>2 мм) (табл. 1, 2), представленных в заливе ракушью (до 59% на станции). Содержание органического углерода здесь составляло 0.57-1.52 на ст. 09-10-09-18 и 1.39-2.53% на ст. 09-28-09-36, в среднем 0.99  $\pm$  0.36% и 1.59  $\pm$  0.47%, соответственно.

Содержание  $C_{opr}$  в донных осадках коррелировало (по Спирману, p = 0.004) лишь с тремя гранулометрическими фракциями: тонкого ила (0.001–0.005 мм и <0.001 мм) и тонкого песка (0.1–0.25 мм), при этом коэффициент корреляции составлял 0.58, 0.67 и –0.81, соответственно. Таким образом, в грунтах с высоким содержанием тонкого песка отмечены низкие значения  $C_{opr}$ , а с высоким содержание тонкого ила – высокие.

# Структура макрофитобентоса

Сообщества макрофитобентоса Таманского залива были сформированы, главным образом, морскими травами, харовыми и другими зелеными водорослями. Однако в прибрежной зоне на валунах и антропогенных твердых субстратах были отмечены отдельные талломы бурой водоросли Gongolaria barbata (Stackhouse) Kuntze. Непрерывный пояс растительности (ОПП = 100%) в исследованной части залива в 2008-2009 гг. занимал глубины от 1 до 3.5 м. От уреза воды до 1.0 м макрофиты встречались отдельными пятнами, образуя в основном одновидовые скопления  $(O\Pi\Pi = 50-80\%)$  либо скопления неприкрепленных форм (в тростниковых плавнях косы Чушка). На глубинах 4.0-6.0 м на сильно заиленном грунте были встречены отдельные растения рдестов Stuckenia pectinata (L.) Börner, 1912, морских трав Zostera spp. и Zannichellia major (Hartm.) Rchb. (численность менее, чем 1 экз./ $M^2$ ) с ОПП около 10%. На многих станциях (ст. 08-20, 08-24, 08-25, 08-28, 08-29) глубин 4.0-6.0 м был обнаружен слой нитчатых зеленых водорослей, покрывающий грунт с ОПП = 100% (табл. 1).

Всего на 13 станциях в 2008–2009 гг. было найдено 32 вида макрофитобентоса (Angiospermae – 5 видов, Chlorophyta – 13, Phaeophycea – 1, Rhodophyta – 9, Charales – 4). Морские травы (Zostera marina, Zostera noltei, S. pectinata, Z. major, Ruppia L. sp.) встречались на всех станциях, за исключением ст. 08-5, 08-15, 08-16, собранных в тростниковых плавнях. Биомасса макрофитов варьировала от 12 до 1410 г/м<sup>2</sup>.

в поясе морских лугов со $100\%$ ОПП Zostera marina	
обентоса и факторов среды на станциях съемки 2009 г. в	
Основные характеристики макрозо	1 заливе. ( <i>Обозначения см. табл. 1</i> )
Таблица 2. (	в Таманском

ОКЕАНОЛОГИЯ

том 63

Nº 6

2023

				Φ	ракция грун	HTa		Макрофи	тобентос		Ma	крозообент	loc
Š	q	Биотоп	$C_{opr}$	>2 MM	0.05-2 мм	<0.05 мм	S	В	$N_z$	$B_{z\%}$	S	N	В
09-1			0.29	4.0	79.9	16.0					17	9298	265.5
09-2			0.27	5.2	79.8	15.0					13	3298	87.2
09-5	с с		0.49	4.1	74.8	21.1		3 370 + 1 0171		001	18	4690	134
9-60	<b>J.U</b>	морские луга	0.56	2.6	72.4	25.0	-	C.C02 I 1.0141	771 I 100	100	18	3742	86.1
2-60			0.45	4.0	71.9	24.1					14	3157	96.7
09-8			0.63	5.2	85.5	9.4					14	2526	49.5
09-10			0.57	51.5	27.5	21.1					19	6304	930.4
09-13			1.52	41.2	24.5	34.0					18	6573	777.2
09-14	с с		0.76	Ι	Ι	I	-	0 72 + 0 673		001	15	6713	320.9
09-16	0.0	морские луга	0.96	52.4	39.6	8.0	-	0.01 I 40.040	04/ H /4	100	13	5274	785.5
09-17			0.81	41.9	27.2	30.9					15	4853	695.2
09-18			1.33	47.6	30.5	22.0					22	6280	1743.1
09-29			1.30	41.1	47.2	11.7					26	3789	108.6
06-30			1.46	33.5	48.2	18.3					21	2865	93.2
09-31			2.08	50.4	30.3	19.3					21	4959	610.9
09-32			1.39	36.9	41.5	21.6	,	7 07 + 7 07 7 57	95 + LCV	0 00	22	5789	751.7
09-33		MUDCKNC JIJI A	1.43	47.3	36.4	16.3	r	0.00 - 0.00+	00 - 17	6.66	29	7356	702.5
09-34			1.09	30.3	49.2	20.5					20	3029	251.3
09-35			2.53	27.8	38.1	34.2					17	5169	221.2
09-36			1.42	46.6	20.4	33.0					20	5789	607.9

# ДОННЫЕ БИОЦЕНОЗЫ ТАМАНСКОГО ЗАЛИВА АЗОВСКОГО МОРЯ

941

Примечания. Обозначения см. табл. 1.



**Рис. 3.** Кластерограмма сходства станций Таманского залива, построенная на основании значений индекса сходства Брэя—Кёртиса, рассчитанного по (lg + 1)-трансформированной биомассе видов макрофитобентоса. Номерами отмечены номера станций.

Анализ структуры макрофитобентоса на основании трансформированной биомассы отдельных видов (рис. 3) с помощью SIMPROF теста позволил выделить четыре группы станций (ANO-SIM global R = 0.943, p = 0.1%).

Первая группа станций объединяла все станции 2009 г., а также станции 08-22, 08-23, 08-26 и 08-29. Структура донной растительности подводных лугов на станциях 09-1-09-9, 09-10-09-18, 09-28-09-36, 08-23 на основании биомассы была сходной практически на 100%, на всех этих станциях отмечен только один вид макрофитобентоса собственно Z. marina. По структуре грунтов станции 09-1-09-9 группировались отдельно от других станший зоны зостеры, а по структуре макрофитобентоса, напротив были близки почти на 100%. Однако структура зарослей зостеры по численности побегов близ косы Тузла существенно отличалась от других станций. Здесь была наибольшей численность вегетативных побегов (507 экз./м<sup>2</sup>), а также были найдены генеративные побеги (62 экз./м<sup>2</sup>), не встреченные более ни на одной из обследованных станций. Кроме того, биомасса зостеры на ст. 09-1-09-9 достигала 1410 г/м<sup>2</sup>, тогда как на ст. 09-10-09-18, ст. 09-28-09-36 и ст. 08-23 биомасса зостеры была ниже в 2.6-4 раза (табл. 2). Таким образом, в районе косы Тузла в 2009 г. были отмечены наиболее плотные и продуктивные заросли зостеры. На остальных станциях этой группы было отмечено 2-5 видов макрофитобентоса. Станции 08-22 и 08-26 объединялись на уровне сходства 67%, а ст. 08-29 на уровне 50% с остальными станциями этой группы. ОПП зостеры на ст. 08-22 и ст. 08-26 составляло 80%, на ст. 08-29 10%. Биомасса Z. marina достигала 90-100% за исключением станции 08-22 (2 вида), где она была второстепенным видом (23% биомассы), а доминантом — *S. pectinata* (77%). На ст. 08-26 кроме Z. marina были отмечены морская трава Z. noltei, красные водоросли Chondria capillaris (Hudson) М.J.Wynne и зеленые Ulva intestinalis Linnaeus, на ст. 08-29– зеленые водоросли Cladophora vadorum (Areschoug) Kützing и Ulva sp. и красная водоросль Ceramium virgatum Roth.

Еще одна группировка включала две прибрежные станции (ст. 08-14 и ст. 08-18) со сходством по структуре макрофитобентоса 45%. Их объединяло наибольшее для исследованных станций залива видовое разнообразие (16 и 15 видов, соответственно) и средние биомассы макрофитобентоса (376 и 254 г/м<sup>2</sup>, соответственно). На ст. 08-14 биомасса *Z. marina* достигала 81% общей биомассы, а на ст. 08-18 всего лишь 7%. На последней содоминировали *Z. noltei* (86 г/м<sup>2</sup>) и харовые водоросли (*Chara* sp. и *Lamprothamnium papulosum* (K.Wallroth) J. Groves, 77 и 37 г/м<sup>2</sup>, соответственно).

Третья группа станций (08-20, 08-27, 08-37, 30% сходство) отличалась низкими биомассами макрофитобентоса (37-55 г/м<sup>2</sup>). На станциях 08-20 и 08-27 было найдено по 4 вида (табл. 1), доминировала морская трава Z. major (38 и 45  $\Gamma/M^2$ ). На ст. 08-20, кроме этого были отмечены рдесты, зеленые водоросли Cladophora liniformis Kützing и *C. vadorum*, а на ст. 08-27 – красные водоросли Gracilaria dura (C.Agardh) J.Agardh, C. virgatum и Ceramium siliquosum var. elegans (Roth) G.Furnari. На ст. 08-37 биомасса составляла 35 г/м<sup>2</sup>, доля морских трав достигала 80%. Здесь было найдено 10 видов макрофитов, в том числе Z. major и C. liniformis, а также Ruppia sp., Z. marina, зеленые водоросли Cladophora coelothrix Kützing, Rhizoclonium Kützing, Ulva intestinalis L., Ulva maeotica (Proshkina-Lavrenko) P.M.Tsarenko и красные Carradoriella denudata (Dillwyn) Savoie et G.W. Saunders и Ch. capillaris.

Наконец, ст. 08-36 отличалась от всех остальных изученных станций чрезвычайно низкой



**Рис. 4.** Результаты кластерного анализа структуры макрозообентоса на станциях на основе значений индекса сходства Брэя—Кёртиса, рассчитанного по трансформированной lg(x + 1) интенсивности метаболизма для станций 2008—2009 гг. в Таманском заливе.

биомассой макрофитов (12 г/м<sup>2</sup>). Доминировала здесь *Ruppia* sp. (58% биомассы), кроме того, отмечены *Z. noltii*, *C. vadorum*, *C. capillaris*, *Ulothrix* sp.

Еще одна, пятая, группа станций, не включенная в многомерный анализ, относилась к зоне тростниковых плавней, где донная растительность была представлена неприкрепленными талломами нитчаток.

# Структура макрозообентоса

В 2008—2009 гг. на 41 станции был найден 91 вид макрозообентоса (в 2008 г. — 86, а в 2009 — 47 видов). Кумулятивная кривая накопленного числа видов не выходила на плато, поэтому был проведен расчет ожидаемого полного числа видов с поправкой *Chao2* на встречаемость редких видов. Оно составило: для 2008 г. — 116 ± 15 видов, а для 2009 г. — 61 ± 11 видов.

В исследованный период макрозообентос Таманского залива был представлен девятью крупными таксонами, причем большая часть видов относилась к Arthropoda (30%) и Polychaeta (40%), меньший вклад вносили Gastropoda (11%) и Bivalvia (10%). Остальные таксоны были представлены 1-2 видами (Anthozoa - 2%, и Tunicata - 1%) или не были идентифицированы до видового уровня (Oligochaeta, Phoronidae, Nemertea, Platyhelminthes и Insecta). Наибольшее число видов макрозообентоса (33 и 40) было найдено в поясе зостеры на ст. 08-22 и 08-23 (табл. 1). На большинстве станций были отмечены 21-29 видов (табл. 1, 2). Низкое видовое разнообразие (8-15 видов) было отмечено в зоне плавней и в зоне подводных лугов в 2009 г. у косы Тузла.

Многомерный анализ данных показал, что по структуре макрозообентоса станции достоверно (ANOSIM global R = 0.933, p = 0.1%) группировались в 4 большие группы на уровне 40–55% сходства по интенсивности метаболизма, а ст. 08-36

отличалась от всех на 90% (рис. 4). На ней было отмечено низкое видовое разнообразие (8 видов), низкая численность (1711 экз./м<sup>2</sup>), но высокая биомасса макрозообентоса (532 г/м<sup>2</sup>) (табл. 1). Здесь доминировал (93% от суммарной интенсивности метаболизма, 7% численности и 98% биомассы) крупный (до 3 см в длину) инвазивный двустворчатый моллюск *Anadara kagoshimensis* (Токипада, 1909), не отмеченный более ни на одной из станций. Кроме того, здесь доминировали по численности полихеты *Alitta succinea* (Leuckart, 1847), *Nephtys hombergii* Savigny in Lamarck, 1818, *Harmothoe imbricata* (Linnaeus, 1767) и *Heteromastus filiformis* (Claparède, 1864), а также представители Oligochaeta, Sagartiidae и Talitridae.

В группе, объединяющей станции 08-5, 08-12, 08-15, 08-16 (биотоп прибрежных тростниковых плавней у косы Чушка), ст. 08-14, 08-27, 08-30 (прибрежных мелководий Таманского залива и Керченского пролива) было найдено 39 видов макрозообентоса (8-22 вида на станцию), численность варьировала от 2379 до 17687 экз./м<sup>2</sup>, биомасса от 34 до 96 г/м<sup>2</sup> (табл. 1). Исключение составила ст. 08-16, где численность составила 60615 экз/м<sup>2</sup> за счет амфипод из сем. Corophiidae (до 47000 экз/м<sup>2</sup>), а биомасса 395 г/м<sup>2</sup> за счет многочисленных двустворчатых моллюсков Abra segmentum (Récluz, 1843) (2869  $3\kappa_3/M^2$ , 324  $\Gamma/M^2$ ), a также ст. 08-27, где биомасса достигала 355 г/м<sup>2</sup> за счет A. segmentum (3116 экз/м<sup>2</sup>, 258 г/м<sup>2</sup>). Сходство станций группы определяли доминанты сообществ: A. segmentum и двустворчатый моллюск Cerastoderma glaucum (Bruguière, 1789) (55% сходство на основании процедуры Simper), численность которых не превышала 10% от общей численности животных на станциях, но биомасса достигала 19-86%. На ст. 08-14, где в отличие от других станций этой группы были отмечены морские травы, доминировал мелкоразмерный прикрепленный двустворчатый моллюск *Mytilaster lineatus* (Gmelin, 1791), достигая численности 674 экз./м<sup>2</sup> и биомассы 15 г/м<sup>2</sup>. Высокую роль на ст. 08-12 и 08-15 играли полихеты *Hediste diversicolor* (О.F. Müller, 1776) (51 и 20 г/м<sup>2</sup>, 1685 и 280 экз/м<sup>2</sup>, соответственно), а на ст. 08-5 – мелкоразмерные брюхоногие моллюски *Hydrobia acuta* (Draparnaud, 1805) (9749 г/м<sup>2</sup>, 30 г/м<sup>2</sup>).

Третья группа станций объединяла биоценозы илистых грунтов центральных областей Таманского залива глубин 3.3-5 м (ст. 08-19, 08-20, 08-24, 08-25, 08-28, 08-29 и 08-37). Здесь было найдено 39 видов макрозообентоса (14-23 вида на станцию). Численность варьировала от 1711 до 21372 экз./м<sup>2</sup>, биомасса от 140 до 553 г/м<sup>2</sup>. Сходство станций на уровне 57% на 74% обеспечивали четыре вида: C. glaucum. N. hombergii. H. acuta и брюхоногий моллюск *Bittium reticulatum* (da Costa. 1778). От станций предыдущей группы их отличало отсутствие полихет H. diversicolor и очень низкая встречаемость (лишь на ст. 08-19, 08-25 и 08-29) и обилие (26-158 экз./м<sup>2</sup>, 0.7-5.6 г/м<sup>2</sup>) A. segmentum. Основной вклад в биомассу здесь обеспечивал С. glaucum, составляя 20-94% от общей биомассы макрозообентоса. По численности лидировали три вида мелкоразмерных организмов: N. hombergii, H. acuta и B. reticulatum, а так же Rissoa spp., составляя 60-90% численности макрозообентоса.

Станции морских лугов (за исключением ст. 08-22 и 08-26) группировались на уровне сходства 63% (рис. 3). Всего здесь было найдено 58 видов. Число видов здесь варьировало в широких пределах: от 13 на станциях 09-1-09-9 до 40 на ст. 08-23 (табл. 1, 2). Численность макрозообентоса составляла от 2526 до 17529 экз./м<sup>2</sup>, а биомасса от 50 до 1573 г/м<sup>2</sup>. Сходство станций на 70% обеспечивали пять видов: *B. reticulatum*, *A. segmentum*, *M. lineatus, Mytilus galloprovincialis* Lamarck, 1819 и Loripes orbiculatus Poli, 1795. Bittium reticulatum, A. segmentum и M. lineatus были доминантами сообществ, обеспечивая около 60-77% численности. По биомассе лидировали мидии (50% биомассы), за исключением станций близ косы Тузла (55-76% биомассы — *B. reticulatum* и *L. orbiculatus*).

Отдельную группу образовали станции прибрежной части Таманского залива глубин 1.5–2.5 м (ст. 08-18, 08-21, 08-22, 08-26). Макрозообентос здесь был представлен 49 видами (14–33 вида на станцию). Численность составляла 2606– 10475 экз./м<sup>2</sup>, биомасса 241–334 г/м<sup>2</sup>. Три вида (*A. segmentum*, *L. orbiculatus*, *M. lineatus*) обеспечивали 70% сходства станций. Основным доминантом был *L. orbiculatus*, который составлял 12–73% численности макрозообентоса и 16–81% биомассы.

Из 91 вида, найденного в заливе, встречаемость 63 не превышала 25%. Среди них преиму-

щественно были представители Arthropoda, Polychaeta и Gastropoda, отличающиеся мелкими размерами и не вносящие существенного вклада в биомассу. Единственный доминирующий вид, попавший в эту группу, и отмеченный на единственной станции – A. kagoshimensis. Встречаемостью 27-49% отличались полихеты сем. Nereididae, Pectinaria sp., Glycera tridactyla Schmarda, 1861, Leiochone leiopygos (Grube, 1860), ракообразные Amphibalanus improvisus (Darwin, 1854). Dexamine spinosa (Montagu, 1813), Rhithropanopeus harrisii (Gould, 1841), Iphinoe sp., Talitridae gen. sp., Microdeutopus sp., Gammarus aequicauda (Martynov, 1931), двустворчатые моллюски С. glaucum, M. galloprovincialis, брюхоногие моллюски H. acuta, а также не идентифицированные до вида представители Nemertea, Oligochaeta и Turbellaria.

Характерными видами залива являлись всего 11 видов, встречаемость которых составляла от 54 до 85%: двустворчатые моллюски *A. segmentum*, *M. lineatus*, *Parvicardium exiguum* (Gmelin, 1791), *L. orbiculatus*, брюхоногие моллюски *Rissoa* sp., *B. reticulatum*, полихеты *N. hombergii*, *H. filiformis*, *Harmothoe imbricata* (Linnaeus, 1767), *Melinna palmata* Grube, 1870 и актинии из сем. Sagartiidae. Был проведен кластерный анализ сходства структуры сообществ на основании присутствия/отсутствия этих видов для исключения влияния фактора недостаточного объема выборки. Оказалось, что все станции группировались на уровне 20%, станции пояса подводных лугов – на уровне 50% сходства, а станции остальных биоценозов – 35%.

# Сопоставление распределения абиотических факторов и сообществ макробентоса

Разделение станций по зонам, выделенным на основании структуры грунта, лишь частично совпадало с группировками по структуре растительных сообществ. Различия между группами были достоверными лишь для зоны ила и ракуши с песком (PERMANOVA p = 0.031). Процедура RELATE также выявила низкое сходство и достоверность зависимости в распределении структуры грунтов и макрофитобентоса (Rho: 0.276, уровень значимости 3.3%). Процедура BEST выявила, что достоверно со структурой растительных сообществ коррелировали всего шесть факторов глубина и содержание пяти фракций грунта: 7-10 мм, 5-7 мм, 0.01-0.05 мм, 0.001-0.005 мм и менее 0.001 мм. Проведенный на основании значений этих факторов и структуре растительных сообществ (по биомассе) анализ LINKTREE позволил идентифицировать факторы, наиболее достоверно объясняющие различия между группировками макрофитобентоса. Отличие станций 08-27, 08-36, 08-37 от других было связано с незначительными различиями в содержании фракции грунта 0.001-0.005 мм и, по всей видимости,

объяснялось другими, не учтенными в работе факторами. Группировка станций 08-22 и 08-29 совпадала с низкой долей на них илистых фракций.

Выявлена достоверная корреляция между структурой макрозообентоса и макрофитобентоса (RE-LATE Rho: 0.672, уровень значимости 0.2%).

Разделение станций по зонам на основании структуры грунта с высокой степенью достоверности совпадало с разделением на группы сообществ макрозообентоса (PERMANOVA p = 0.001). Тест RELATE показал следующие значения между структурой макрозообентоса и глубиной (Rho: 0.637, уровень значимости 0.1%), гранулометрическим составом грунта (Rho: 0.446, уровень значимости 0.1%), C<sub>орг</sub> (Rho: 0.391, уровень значимости 0.1%) и ОПП зостеры (Rho: 0.755, уровень значимости 0.1%). Процедура BEST выявила, что достоверно со структурой сообществ коррелировали пять факторов: глубина, ОПП зостеры, содержание ила (размерная фракция менее 0.001 мм), мелкого песка (0.1-0.25 мм) и ракуши (7-10 мм). Процедура LINKTREE позволила определить, какие из них наилучшим образом объясняли разделение станций по структуре макрозообентоса на группы. Основная дивергенция совпадала с разделением станций по ОПП зостеры. Станции с ОПП зостеры 20% и менее относились к зоне илов глубин 4-5 м и песчаных грунтов глубин менее 1 м, а станции с ОПП зостеры >25% - к прибрежным зарослям макрофитов и подводным лугам зостеры на глубинах 1.5-3.0 м.

# ОБСУЖДЕНИЕ

# Биоценозы Таманского залива Азовского моря

Азовское море в течение XX в.-начале XXI в. претерпело три волны осолонения и перестройки экосистемы. Первые две были связаны с сооружением Цимлянского и Краснодарского водохранилищ, а третья, зарегистрированная в 2010-х гг. с аридизацией климата и снижением стока рек [27]. Как показали результаты предыдущих исследований, экосистемы Таманского залива, в отличие от Азова, остаются сравнительно стабильными в течение последних 100 лет [7, 19, 31, 50]. Настоящее исследование было выполнено в период наибольшего распреснения Азовского моря, когла соленость в его центральной части не превышала 11‰. Данные 2013 г. [50] указывают на отсутствие принципиальных изменений в структуре донных сообществ Таманского залива по сравнению с 2008 г., что сохраняет актуальность выявленных в настоящей работе закономерностей.

На основании данных по структуре грунтов, макрозообентоса и макрофитобентоса в Таманском заливе было выделено четыре пояса. На глубинах менее 1 м в прибойной зоне располагались биоценозы с доминированием моллюсков *Abra* segmentum и Cerastoderma glaucum, лишенные прикрепленной донной растительности. Глубже (до 2.5 м), в зоне, менее подверженной воздействию волнения, на песчано-ракушечных грунтах располагались наиболее разнообразные сообщества макрофитов с доминированием морских трав, их симбионта Loripes orbiculatus (Bivalvia) [55] и закрепляющихся на корнях морских трав моллюсков Mytilidae spp. На глубинах 2.5-3 м располагался пояс чистых моновидовых зарослей Zostera marina и высокопродуктивных биоценозов макрозообентоса с доминированием прикрепленных видов Mytilidae spp. В центральных областях на глубинах 4-5 м на тонких илах, число видов и обилие макрофитобентоса были чрезвычайно низкими, а общее проективное покрытие Z. marina не превышало 20%. Здесь доминировали крупные подвижные моллюски C. glaucum и Anadara kagoshimensis.

Таманский залив является типичной лагуной [50]. Как и для других лагун [39], здесь отмечается низкое видовое разнообразие, высокая продуктивность, и в то же время высокая устойчивость населяющих его бентосных сообществ [50]. В настоящем исследовани были встречены около 21% от фауны беспозвоночных [9], 28-45% флоры водорослей и практически все виды водных цветковых растений Азовского моря [36]. Низкое число видов в Таманском заливе частично объясняется отсутствием в нем чисто пресноводных и более солоноводных видов. Несмотря на повышенную по сравнению с Азовским морем (в 2008-2009 гг.) соленость, в Таманском заливе бентос имел большие черты сходства с азовоморскими биоценозами, чем с черноморскими. В заливе не были отмечены типичные черноморские доминанты рыхлых грунтов – Chamelea gallina (Linnaeus, 1758), Pitar rudis (Poli, 1795) и многие другие виды, характерные для прибрежной зоны Черного моря [23]. Это связано, по всей видимости, с суровостью условий в заливе - большими перепадами температур, переменной соленостью, характером грунта, неустойчивым кислородным режимом и ограниченным количеством биотопов [50]. С другой стороны, виды, доминирующие в заливе (A. segmentum, C. glau*cum*, *Bittium reticulatum*, *Nephtys hombergii*) являются обычными обитателями черноморских бухт, где встречаются морские травы рода Zostera (Севастопольская бухта [24]; Геленджикская бухта [34]). Гидрологические условия в областях бухт, где отмечается зостера, близки к таманским: более низкая соленость и более высокий уровень трофности вод по сравнению с Черным морем.

Расположение биоценозов в Таманском заливе имело концентрический характер, поскольку здесь отсутствует характерный для большинства черноморских бухт и заливов, имеющих пресный сток, градиент гидрологических характеристик [36]. Сходным образом — в виде концентрических поясов располагаются и биоценозы центральных областей Азовского моря [10, 19]. Как и в открытой части Азова, в Таманском заливе были выявлены области с доминированием A. segmentum и С. glaucum. В Азовском море биоценоз А. segmen*tum* отмечали на глубинах 10-11 м на илистых ракушечниках вокруг наиболее обедненных кислородом зон, а биоценоз C. glaucum опоясывал его ближе к берегу, располагаясь на алевритовых илах, на глубинах 7-10 м. В Таманском заливе биоценоз с доминированием A. segmentum, напротив, был приурочен к наиболее мелководным областям прибрежных плавней, а наибольшее обилие C. glaucum было отмечено в центральных областях залива на глубинах 4-6 м. Здесь, в центре, отмечено и наиболее продуктивное поселение инвазивного двустворчатого моллюска A. kagoshimensis, к 2021 г. вытеснившего биоценоз C. glaucum в южной части Азовского моря из-за повышения солености [17]. По всей видимости, распределение этих видов связано с характером грунта. По нашим данным, в Таманском заливе песчаные и песчано-ракушечные грунты располагались в прибрежных областях, а илистые – в центральных районах. В Азовском море пояс ракуши располагается кольцом вокруг центральной заиленной области, где обычны заморы. В наиболее благоприятные годы, когда соленость повышалась, а заморы отступали, центральные области (за исключением пояса ракуши) в Азове также занимали биоценозы С. glaucum [27].

# Эдификаторная роль Zostera marina в Таманском заливе

Наибольшее обилие и разнообразие макрофитов в Таманском заливе было отмечено на глубинах от 1.5 до 2.5 м. На этих глубинах, по всей видимости, условия освещения, гидродинамики и грунты являются оптимальными для развития, как водорослей, так и морских трав. Именно в этой зоне встречаются антропогенные твердые субстраты (остатки древних построек, современные гидротехнические сооружения, затопленные суда и пр.), на которых могут закрепляться водоросли. Такой тип донной растительности благоприятствует развитию разнообразного и продуктивного макрозообентоса [48, 51]. Наиболее многочисленны и обильны здесь были моллюски: Mytilaster lineatus и Loripes orbiculatus, редко занимающие доминирующие позиции в Азове [27].

Глубже, на 2.5–3.0 м в Таманском заливе располагались луга морской травы *Z. marina* – практически монодоминантные заросли с ОПП 100%. Здесь ярко проявлялась эдификаторная роль *Z. marina* для сообществ макрозообентоса. Вопервых, макрозообентос зарослей отличался высоким числом видов и биомассой, а во-вторых – однородностью пространственной структуры и присутствием здесь специфического набора видов. Это, по всей видимости, объясняется монотонностью биотопа и низкой мозаичностью эди-

фикаторного вида, образующего очень плотные заросли. И хотя один из районов (коса Тузла) и отличался от других по структуре зарослей зостеры и отсутствию мидий Mytilus galloprovincialis, даже здесь отличия укладывались в пределы общей изменчивости. Некоторые доминанты биоценоза морских лугов (*M. lineatus*, *A. segmentum* и др.), были характерны и для других биотопов Таманского залива, играя в них роль второстепенных или характерных видов. Однако один из характерных видов морских лугов не был отмечен в районах. где ОПП зостеры было ниже 20% - Loripes orbiculatus. Этот двустворчатый моллюск живет в непосредственном контакте с ризосферой зостеры и редко отмечается в районах, где нет этой морской травы [54]. Пищеварительная система L. orbiculatus редуцирована, и он питается преимущественно за счет симбиотрофных бактерий, обитающих в его жабрах и использующих сульфид в качестве донора электронов. Заросли зостеры способствуют интенсивному осадконакоплению, что приводит к накоплению Сорг и способствует гипоксии [45]. Loripes orbiculatus благодаря бактериям способствует снижению содержания сульфидов в грунтах и обогащению грунта кислородом благодаря активной биотурбации. Таким образом, образуется трехсторонний симбиоз, что приводит к повышению продуктивности самих подводных лугов.

Специфическая донная макрофауна характерна и для подводных лугов других широт (например, Балтийского моря [53]). Заросли зостеры создают естественные ниши, субстрат для прикрепления и убежища для донных животных, обеспечивают их пищевыми ресурсами [48]. Поэтому участки грунта, покрытые ковром морских трав, обычно отличаются более высоким обилием и разнообразием макрозообентоса по сравнению с близлежащими лишенными высшей растительности биотопами [48].

# Распространение подводных лугов в Таманском заливе

Морские луга расположены в заливе узким поясом, резко обрывающимся на глубинах около 3 м и сменяющийся на глубинах 4—6 м разреженной растительностью с ОПП зостеры, не превышающим 20%. В соседнем Черном море плотные заросли Z. marina опускаются до глубины 5 м, а отдельные растения встречаются до 12 м [3]. Что лимитирует развитие лугов Z. marina столь узким диапазоном глубин в Таманском заливе?

По всей видимости, верхняя граница зостеры и макрозообентоса в целом, определяется прибойностью [28], которая в прибрежной зоне выше, чем на глубинах 2.5–3.0 м. Еще одним фактором может быть промерзание грунтов залива, поскольку в зимний период Таманский залив по-

крывается льдом [11]. Нижнюю границу морских лугов в Таманском заливе, по всей видимости, определяют пониженные условия освещенности и подвижность грунта. Это предположение подтверждают отрицательные корреляции обилия зостеры и характера грунта: с увеличением численности и биомассы зостеры гранулометрический состав менялся от преобладания тонких илов к большему содержанию песчаных и гравийных фракций (побережье Крыма – [28]: наст. исследование). Сочетание очень интенсивной седиментации и, как следствие, чрезвычайно подвижного грунта – полужидкого тонкого ила, способствующего уже при легком волнении возникновению мути, препятствует закреплению макрофитов и снижает проникновение света в нижние горизонты. Ослабление светового потока обеспечивает и высокая продукция фитопланктона. связанная с высокой эвтрофностью Таманского залива [32]. Кроме того, грунты центральных областей залива содержат высокие концентрации органического углерода, что способствует развитию бактериальной флоры и возникновению недостатка кислорода и заморам [31]. Известно, что густых зарослей зостеры на глубинах более 4 м в Таманском заливе не находили ни в начале [19], ни в середине XX века [31]. Так, в 1910 г. на единственной станции, собранной на глубине около 4 м, было отмечено сообщество двустворчатого моллюска C. glaucum на илистых грунтах [19]. В 1955 г. при подробных дночерпательных съемках глубин 4-6 м в Таманском заливе были найдены также илистые грунты с доминированием либо C. glaucum, либо полихеты Nephtys hombergii. Обе работы [19, 31] были проведены с использованием драг и дночерпателей, а подводные наблюдения авторами не осуществлялись, поэтому судить о плотности зостеры в исследованных ими биотопах невозможно. По нашим данным, C. glaucum встречался в большинстве биоценозов залива, но не обнаружен в плотных зарослях зостеры. Это указывает на то, что в начале и середине ХХ в. в заливе на глубинах 4-6 м действительно не было сплошных подводных лугов.

В Азовском море так же, как и в Таманском заливе, грунты на большей части акватории рыхлые [36]. В Азове макрофитобентос также приурочен к узкой прибрежной полосе, в основном в западной и южной частях моря [36]. В открытой центральной части Азова макрофитобентос не отмечается из-за чрезвычайно подвижных легко взмучиваемых грунтов, интенсивного волнения и низкой освещенности в толще вод, а также периодических заморов [15].

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таманский залив, расположенный между Черным и Азовским морями, географически относится к Азовскому морю. Структура бентоса зали-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023

ва также более близка к азовоморской. Повышенная по сравнению с Азовским морем соленость в заливе, близкая к черноморской, не приводит к формированию в заливе типично черноморских биоценозов макрозообентоса. Наиболее сходны донные биоценозы Таманского залива с биоценозами черноморских бухт. Основным отличием таманских донных сообществ от азовоморских гораздо большее развитие макрофитов. Если в Азовском море макрофитобентос занимает лишь узкую прибрежную полосу, то в Таманском заливе он покрывает практически все дно, отсутствуя лишь в прибойной зоне и зоне тростниковых плавней. Широкое распространение в Таманском заливе макрофитов создает чрезвычайно мозаичные условия формирования грунтов и развития макрозообентоса. Одним из наиболее однородных биоценозов залива являются подводные луга Zostera marina. в которых формируется специфическое сообщество макрофауны, характеризующееся высоким видовым разнообразием и биомассой. Нижняя граница подводных лугов проходит в заливе мелководнее, чем в Черном море, и центральные области залива отличаются чрезвычайно разреженной высшей растительностью. Это связано с низкой прозрачностью воды и подвижностью грунтов в заливе. Сходные условия и закономерное отсутствие зостеры и подводных лугов характерны и для центрального бассейна мелководного (глубины до 14 м) Азовского моря. О возможных периодически заморах говорят исследования середины XX века [31], однако в период 2008–2009 гг. гипоксии и аноксии в придонном слое вод здесь отмечено не было [33]. Однако продолжающееся в современный период осолонение бассейна Азова, повышение летних температур и ветровые депрессии могут способствовать возникновению заморных условий и в Таманском заливе, что требует продолжения мониторинга экосистемы этого уникального водоема.

Благодарности. Авторы чрезвычайно признательны Т.А. Алексеевой за проведение анализа гранулометрического состава грунта и Н.А. Беляеву за анализ содержания органического углерода в донных осадках, В.Л. Семину за помощь в идентификации полихет, а также В.О. Мокиевскому за обсуждение результатов работы.

Исследования выполнялись в рамках темы Государственного задания ИО РАН FMWE-2021-0007.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Александров В.В. Оценка состояния ценопопуляций Zostera marina L. в районе Севастополя (Чёрное море) // Экология моря. 2000. Т. 52. С. 26–30.
- 2. Александров В.В. Взаимосвязь морфоструктуры черноморской Zostera marina L. и гранулометрического состава донных осадков // Экология моря. 2001. Т. 58. С. 45–49.

- Александров В.В. Морфологическая структура особей морской травы Zostera marina L. на различных глубинах // Современные проблемы экологии Азово-Черноморского региона: материалы V меж. конф., Керчь, 8–9 окт. 2009. Керчь: ЮгНИРО, 2010. С. 84–93.
- 4. Алексеева Т.Н., Свальнов В.Н. Усовершенствованная методика водно-механического анализа тонкозернистых осадков // Литология и полезные ископаемые. 2005. № 6. С. 651–665.
- 5. *Алимов А.Ф.* Интенсивность обмена у водных пойкилотермных животных // Общие основы изучения водных экосистем. Л.: Наука, 1979. С. 5–20.
- Афанасьев Д.Ф. Запасы некоторых видов макрофитов на российском шельфе Черного моря: современное состояние, многолетняя динамика и анализ причин изменения // Известия ТИНРО. 2008. Т. 155. С. 161–168.
- 7. Бирюкова С.В., Сёмин В.Л., Громов В.В. Состояние донных сообществ Таманского залива после постройки дамбы Тузла в Керченском проливе // Наука Юга России. 2016. Т. 12. №. 2. С. 53–67.
- Вехов В.Н. Зостера морская (Zostera marina L.) Белого моря. М.: Изд-во МГУ, 1992. 143 с.
- Воловик С.П., Корпакова И.Г., Барабашин Т.О. и др. Фауна водных и прибрежно-водных экосистем Азово-Черноморского бассейна. Краснодар: ФГУП "ФЗНИИРХ", 2010. С. 249.
- Воробьев В.П. Бентос Азовского моря // Тр. АзЧер-НИРО. 1949. Вып. 13. Симферополь: Крымиздат, 1949. 193 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. V. Азовское море: Под ред. Терзиева Ф.С. и др. СПб: Гидрометеоиздат, 1991. 237 с.
- 12. Головкина Е.М., Набоженко М.В. Современное состояние донных сообществ Керченского пролива (Российский сектор) и заливов Таманского полуострова // Вестник Южного Научного Центра РАН. 2012. Т. 8. № 2. С. 53–61
- Гринцов В.А. Амфиподы Чёрного моря: иллюстрированный атлас-определитель. Севастополь: ФИЦ ИнБЮМ, 2022. 476 с.
- Громов В.В. Донная растительность верхних отделов шельфа южных морей России: автореф. дис. ... д-ра биол. наук. СПб: БИН РАН, 1998. 50 с.
- Громов В.В. Экологические особенности водной растительности акватории Азовского моря // Экосистемные исследования среды и биоты Азовского бассейна и Керченского пролива. Т. 7. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2005. С. 107–118.
- 16. Громов В.В. Водная и прибрежно-водная растительность северного и западного побережья Азовского моря // Журнал СФУ. Биология. 2012. Т. 5. № 2. С. 121–137.
- Живоглядова Л.А., Ревков Н.К., Фроленко Л.Н. и др. Экспансия двустворчатого моллюска Anadara kagoshimensis (Tokunaga, 1906) в Азовском море // Российский журнал биологических инвазий. 2021. Т. 14. № 1. С. 83–94.
- Заика В.Е., Болтачев А.Р., Зуев Г.В. и др. Флористические и фаунистические изменения на Крымском шельфе Черного моря после 1995–1998 гг. // Морской экологический журнал. 2004. Т. З. № 2. С. 37–44.

- Зернов С.А. К вопросу об изучении жизни Черного моря // Записки Императорской Академии Наук. 1913. Т. 32. № 1. 99 с.
- Зинова А.Д. Определитель зеленых, бурых и красных водорослей южных морей СССР. М., Л.: Наука, 1967. 398 с.
- Калугина А.А. Донная растительность Черного моря у берегов Северного Кавказа // Запасы морских растений и их использование. М.: Наука, 1964. С. 26–57.
- Киселева М.И. Многощетинковые черви (Polychaeta) Черного и Азовского морей: Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2004. 409 с.
- 23. Колючкина Г.А., Семин В.Л., Григоренко К.С. и др. Роль абиотических факторов в вертикальном распределении макрозообентоса северо-восточного побережья Черного моря // Зоологический журнал. 2020. Т. 99. № 7. С. 784–800.
- 24. *Копий В.Г.* Макрозообентос в прибрежной зоне бухт Севастополя // Морский Екологічний Журн. 2011. Отд. вып. 2. С. 43–48.
- Кучерук Н.В., Савилова Т.А. Количественная и экологическая характеристика донной фауны шельфа и верхнего склона Северо-Перуанского апвеллинга // Бюлл. МОИП, отд. биол. 1985. Т. 89. Вып. 4. С. 59–70.
- 26. Макаров М.В. Биоразнообразие макрозообентоса зарослей макрофитов у берегов Крыма // Биоразнообразие и устойчивое развитие: материалы 3 междунар. научно-практ. Конф., Симферополь, 15–19 сент. 2014, С. 200–202.
- 27. *Матишов Г.Г., Шохин И.В., Набоженко М.В и др.* Многолетние изменения донных сообществ Азовского моря в связи с характером осадконакопления и гидрологическим режимом // Океанология. 2008. Т. 48. № 3. С. 425–435.
- Мильчакова Н.А. Статистический анализ влияния гранулометрического состава донных осадков на численность и размерную структуру популяций Zostera marina L. в Черном море // Экология моря, 1989. Т. 32. С. 59–63.
- 29. Мильчакова Н.А. Макрофитобентос // Современное состояние биоразнообразия прибрежных вод Крыма (Черноморский сектор). Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2003. С. 152–208.
- Мордухай-Болтовской Ф.Д. Определитель фауны Черного и Азовского морей: Свободноживущие беспозвоночные, в 3 т. Киев: Наукова думка, 1968– 1972. 3 т.
- Несис К.Н. Донная фауна Керченского пролива. Дипломная работа. М: Московский технологический институт рыбного хозяйства. 1956. Рукопись. Гидробиологический музей им. Н.С. Гаевской Калининградского государственного технического университета.
- 32. Саенко Е.М., Марушко Е.А. Состояние запасов Zostera marina L. и Zostera noltii Ногпет в Керченском проливе и Северо-Восточной части Черного моря // Водные биоресурсы, аквакультура и экология водоемов: Труды V Балтийского морского форума. Всероссийская науч. конф. 2017. С. 66–70.
- Сапожников В.В., Аржанова Н.В., Лапина Н.М. и др. Комплексные экологические исследования Керченского пролива и Таманского залива после ката-

948

строфы танкера с мазутом (2007–2010 гг.) // Труды ВНИРО. 2013. Т. 150. С. 65–77.

- 34. Семин В.Л., Колючкина Г.А., Любимов И.В. и др. Современное состояние макробентоса Геленджикской бухты Черного моря // Комплексные исследования Мирового океана. Материалы VI Всероссийской науч. конф. молодых ученых. Москва. 8–24 апр. 2021. М.: ИО РАН. С. 308–309.
- 35. Терентьев А.С. Сообщества зарослевых биоценозов Джарылгачского залива Черного моря // Заповедники — 2019: биологическое и ландшафтное разнообразие, охрана и управление. Материалы IX Всероссийской научно-практической конф. Симферополь. 09—11 октября 2019. Симферополь: Изд. Типография "Ариал", 2019. С. 400—405.
- Экологический Атлас. Черное и Азовское моря. Москва: Фонд "НИР". 2019. 464 с.
- AlgaeBase (Guiry, Guiry, 2022) Guiry, M.D. & Guiry, G.M. 2022. AlgaeBase. World-wide electronic publication, National University of Ireland, Galway. https://www.algaebase.org; searched on 18.08.2022.
- Anderson M.J. A new method for non-parametric multivariate analysis of variance // Austral Ecology. 2001. V. 26. P. 32–46.
- Carrada, G.C., Fresi, E. Le lagune salmastre costiere. Alcune riflessioni sui problemi e sui metodi // Le lagune costiere: ricerca e gestione. 1988. Massa Lubrense: CLEM. P. 35–56.
- CBD/EBSA/WS/2017/1/4. 2018. Report of the regional workshop to facilitate the description of ecologically and biologically significant marine areas in the Black Sea and the Caspian Sea (Baku, 24–29 April 2017). 361 p.
- 41. *Chao A*. Estimating the population size for capture recapture data with unequal catchability // Biometrics. 1987. V. 43. № 4. P. 78–791.
- Clarke K.R., Ainsworth M., A method of linking multivariate community structure to environmental variables // Mar. Ecol. Prog. Ser. 1993. V. 92. P. 205–219.
- 43. Clarke K., Somerfield P., Gorley R. Testing of null hypotheses in exploratory community analyses: similarity profiles and biota-environment linkage // Journal of

Experimental Marine Biology and Ecology. 2008. V. 366. P. 56–69.

- 44. *Clarke K.R., Gorley R.N., Somerfield P. J. et al.* Change in Marine Communities: An Approach to Statistical Analysis // 2014. 3rd edn. Plymouth, Primer-E Ltd., 256 p.
- 45. *De Boer W. F.* Seagrass-sediment interactions, positive feedbacks and critical thresholds for occurrence: a review // Hydrobiologia. 2007. V. 591. № 1. P. 5–24.
- 46. *de los Santos C.B., Krause-Jensen D., Alcoverro T. et al.* Recent trend reversal for declining European seagrass meadows // Nature communications. 2019. V. 10. № 1. P. 1–8.
- 47. *Den Hartog C*. The sea-grasses of the World // North-Holland Pub. Co., Amsterdam. 1970. 275 p.
- 48. Fredriksen S., De Backer A., Boström C. et al. Infauna from Zostera marina L. meadows in Norway. Differences in vegetated and unvegetated areas // Marine Biology Research. 2010. V. 6. № 2. P. 189–200.
- 49. Kolyuchkina G.A., Belyaev N.A., Spiridonov V.A. et al. Long-term effects of Kerch Strait residual oil-spill: hydrocarbon concentration in bottom sediments and biomarkers in *Mytilus galloprovincialis* (Lamarck, 1819) // Turkish Journal of Fisheries and Aquatic Sciences. 2012. V. 12. № 5. P. 461–469.
- 50. Kolyuchkina G.A., Syomin V.L., Spiridonov V.A. et al. The resilience of macrozoobenthos of boreal coastal lagoons to non-indigenous species invasion: a case study of Taman Bay (the Sea of Azov) // Regional Studies in Marine Science. 2019. V. 28. 100573.
- 51. *Möller T., Kotta, J., Martin, G.* Spatiotemporal variability in the eelgrass *Zostera marina* L. in the north-eastern Baltic Sea: canopy structure and associated macrophyte and invertebrate communities // Estonian Journal of Ecology. 2014. V. 63. № 2. P. 90–108.
- 52. *Muehlstein L.K.* Perspectives on the wasting disease of eelgrass *Zostera marina* // Dis Aquat Org. 1989. P. 211–221.
- 53. Silberberger M.J., Thormar J., Fredriksen S. Small-scale removal of seagrass (Zostera marina L.): effects on the infaunal community // Marine Biology Research. 2016. V. 12. № 9. P. 993–1002.
- 54. van der Heide T., Govers L.L., de Fouw J. et al. A threestage symbiosis forms the foundation of seagrass ecosystems // Science. 2012. V. 336. № 6087. P. 1432–1434.

# Bottom Biocenoses of Taman Bay (Sea of Azov)

# I. V. Lyubimov<sup>a, #</sup>, G. A. Kolyuchkina<sup>a</sup>, U. V. Simakova<sup>a</sup>, A. B. Basin<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Shirshov Institute of Oceanology Russian Academy of Science, Moscow, Russia <sup>#</sup>e-mail: sapvanes@gmail.com

In this research, the species composition and structure of macrophytobenthos, macrozoobenthos, and bottom sediments of the Taman Bay, one of the areas of the Sea of Azov where the seagrass *Zostera marina* L. forms underwater meadows. The material was collected in 2008–2009 before of the Sea of Azov salinization. Three main zones with different types of bottom sediments (sands, sands with shells and silts) were identified, within which four main macrobenthic biocenoses were located (unvegetated coastal biocenosis, mosaic macrophyte communities outside the surf zone, *Z. marina* underwater meadows and the central regions' biocenosis with the dominance of mobile forms of macrozoobenthos and a low abundance of macrophytes). The main environmental factor associated with this distribution of macrophytobenthos was the content of silt (with a granule size of less than 0.001 mm). The spatial structure of the macrozoobenthos correlated with the projective cover of *Z. marina*. Possible reasons for the revealed regularities in the distribution of communities are discussed.

Keywords: macrozoobenthos, infauna, epifauna, macrophytobenthos, Taman Bay, community structure, environmental factors

——— МОРСКАЯ БИОЛОГИЯ ——

УДК 599.537:591.582.2

# ЭТОЛОГО-АКУСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЧЕРНОМОРСКОЙ АФАЛИНЫ (*Tursiops truncatus ponticus* Barabash, 1940) В ПРИБРЕЖНОЙ АКВАТОРИИ КАРАДАГСКОГО ЗАПОВЕДНИКА, ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ КРЫМ

© 2023 г. И. В. Логоминова<sup>1, \*</sup>, А. В. Агафонов<sup>1, 2, \*\*</sup>, В. А. Литвин<sup>1, \*\*\*</sup>

<sup>1</sup>Карадагская научная станция им. Т.И. Вяземского — природный заповедник РАН — филиал Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра "Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН", Феодосия, пгт. Курортное, Россия

<sup>2</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

\*e-mail: logominova@rambler.ru \*\*e-mail: agafonov.57@mail.ru \*\*\*e-mail: karadag 1914@mail.ru Поступила в редакцию 15.03.2023 г. После доработки 28.03.2023 г. Принята к публикации 06.06.2023 г.

Работа посвящена исследованию сообщества афалин в прибрежной акватории Карадагского заповедника (юго-восточный Крым). Наблюдения и акустические записи выполнялись в 2015—2017 гг. и в 2020—2022 гг. В качестве основного метода идентификации особей афалин применялся разработанный нами метод акустического учета афалин по индивидуальным звуковым сигналам "свистамавтографам". Данный метод идентификации позволяет достаточно точно проводить учет численности, наблюдать перемещения афалин, а также выявлять ассоциированность особей друг с другом.

**Ключевые слова:** черноморская афалина, "свист-автограф", акустический метод, сообщество, транзитная группировка, резидентная группировка

DOI: 10.31857/S0030157423060096, EDN: QMWDKK

# введение

Отечественные комплексные исследования локальной группировки черноморской афалины впервые были проведены в конце 70-х годов на побережье Крыма (в районе п-ова Тарханкут) совместно Институтом океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР и Московским государственным университетом. В ходе работ описывались районы обитания и миграций дельфинов, структура групп, особенности поведения, а также подводная акустическая активность в различных ситуациях. Были проанализированы тональные сигналы представителей вида, показаны сходство и различия сигналов, записанных в море и в неволе, выдвинуто предположение о существовании элементарных единиц. лежаших в основе коммуникативной комбинаторики. Была продемонстрирована вариабельность импульсных сигналов; параллельно в дельфинариях исследовались различные аспекты слухового восприятия и эхолокации дельфинов, что имело первостепенное значение для понимания механизмов ориентации под водой и коммуникации [3-5]. Однако в начале

80-х гг. данные работы были прекращены, и на протяжении длительного времени комплексные этолого-акустические исследования черноморских дельфинов в естественной среде обитания не проводились.

Сравнительно недавно нами были возобновлены исследования подводной звуковой сигнализации афалин в условиях дельфинария, в ходе которых был уточнен типовой состав сигналов, продуцируемых дельфинами, описана временная динамика акустической активности исследуемых животных и выделены индивидуальные репертуары отдельных особей [1, 2]. На основании полученных данных была разработана и впервые применена методика акустического мониторинга черноморских афалин в естественной среде обитания, позволившая идентифицировать отдельных дельфинов по персонифицированным звуковым сигналам - "свистам-автографам", выделять как особей, постоянно пребывающих в исследуемой акватории, так и мигрирующих из других районов.

Многочисленные исследования показали, что "свисты-автографы" играют роль индивидуальноопознавательных сигналов. "Свист-автограф" определяется, как тональный сигнал (свист) с уникальной для каждого животного формой частотного контура, который является доминирующим в репертуаре данной особи; он используется афалинами для идентификации особей — продуцентов и их местоположения в море, для поддержания единства группы [9, 11].

В настоящее время проведение комплексного мониторинга жизнелеятельности черноморских афалин в естественных условиях обитания является перспективным и актуальным направлением. Важным аспектом исследований представляется составление каталога индивидуально-опознавательных сигналов афалин – "свистов-автографов", которые составляют до 80% вокального репертуара тональных сигналов каждой особи и продуцируется дельфинами регулярно [1]. При анализе записей, сделанных в море, число регистрируемых типов "автографов" в пределах 20%-ной погрешности соответствует количеству наблюдаемых особей; таким образом, эти сигналы могут рассматриваться в качестве маркеров отдельных особей. Анализ такого акустического материала позволяет получить значительно более точные данные о состоянии, численности и пространственно-временной структуре популяции данного вида дельфинов.

В 2014 году в прибрежной акватории юговосточного Крыма (м. Меганом—м. Капчик м. Агир) были начаты регулярные круглогодичные этолого-акустические исследования афалин. В дальнейшем география работ была расширена, а данный район в проводимых исследованиях стал рассматриваться в качестве "эталонного". В указанной акватории было установлено существование двух группировок афалин, которые, исходя из количества дней, в течение которых в данном районе присутствовали те или иные особи, были нами определены как транзитная и резидентная [7, 8].

С 2015 года этолого-акустические наблюдения стали проводится в акватории Карадагского заповедника. Минимальное расстояние между данной акваторией и "эталонным" районом составляет порядка 30 км; таким образом, анализ результатов проводимых исследований позволит уточнить степень интегрированности локальных сообществ афалин.

Целью данной работы является проведение мониторинга сообщества афалин в акватории Карадагского заповедника, в том числе — выявление особей, относительно постоянно присутствующих в данном районе, и посещающих его не регулярно. В качестве основного метода учета использовался метод акустической идентификации афалин по продуцируемым ими индивидуальным сигналам — "свистам-автографам".

# МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Этолого-акустические исследования в прибрежной акватории Карадагского заповедника (юго-восточный Крым) начаты в 2015 г. Исследуемая акватория занимает площадь 809.1 га. Наблюдения и акустические записи выполнялись как стационарно, с оборудованного наблюдательного пункта — причал Карадагской биостанции, так и с моря, с использованием моторной лодки (рис. 1).

Данные визуальных наблюдений заносились в журнал по стандартной схеме: время посещения дельфинами акватории, направление перемещений, численный и возрастной состав групп, тип поведенческой активности и т.п.

В период 2015–2017 гг. осуществлялись эпизодические этолого-акустические наблюдения (береговые и выходы в море). Всего было проведено 20 дней наблюдений, продолжительность записей с регистрацией подводной акустической активностью афалин составляет 42 часа, выделено и обработано более тысячи тональных сигналов – "свистов-автографов". В последующем исследования проводились в летний сезон 2020, а также систематически с июня 2021 года по декабрь 2022 года (всего 288 дней наблюдений, продолжительность акустических записей, в которых зарегистрированы сигналы афалин – 302 часа, выделено более 8 тыс. "свистов-автографов" афалин).

Запись акустических сигналов проводилась с помощью гидроакустического тракта, состоящего из пьезокерамического гидрофона, встроенного в гидрофон предварительного усилителя и герметичного кабеля; наземного усилителя-коммутатора с блоком питания; цифрового рекордера. Акустические записи осуществлялись в цифровом формате WAV (PCM), 16 бит, частота дискретизации до 96 кГц. Диапазон звукозаписи – 20 Гц-48 кГц. Опыт проведенных работ показал, что в условиях штилевого моря сигналы афалин обнаруживаются, при помощи имеющейся аппаратуры на расстоянии до 1.5 – 2 км. Обработка акустических сигналов проводилась при помощи программы Adobe Audition 1.5 при следующих установочных параметрах: размер блока быстрого преобразования Фурье 256-1024 точек, весовая функция Хемминга. Программа позволяет визуализировать обрабатываемые сигналы в спектральном или волновом виде и производить точные замеры их частотно-временных параметров (рис. 2).

Зарегистрированные "свисты-автографы" афалин заносились в базу-каталог идентифициро-



Рис. 1. Район проведения работ (юго-восточный Крым) – акватория Карадагского заповедника и прилегающий район м. Меганом—м. Агир.



**Рис. 2.** Спектрограмма, отображающая структуру типичного тонального сигнала (свиста): L – общая длительность сигнала,  $l_1-l_4$  – длительность отдельных элементов,  $f_1$  – начальная частота сигнала,  $f_2$  – максимальная частота сигнала,  $f_3-f_4$  частоты точек перегиба контура сигнала,  $f_5$  – конечная частота сигнала.

ванных "свистов-автографов", которая составляется с 2014 года; новым типам, которые были впервые описаны в Карадагской акватории, присваивались свободные номера из каталога.

# РЕЗУЛЬТАТЫ

В данной работе представлены результаты анализа данных, собранных за период 2015—2017 гг. и 2020—2022 (включительно) гг. Необходимо отме-



Рис. 3. Идентифицированные типы "свистов-автографов" в акватории г. Кара-Даг.

тить, что наибольшее количество данных по посещению акватории теми или иными особями афалин (на основании их идентификации по "свистам-автографам") было получено в период регулярных наблюдений (сезоны 2021–2022 гг.).

В ходе анализа акустических данных, собранных за весь период этолого-акустических исследований, по персонифицированным звуковым сигналам — "свистам-автографам" было идентифицировано 99 особей афалин. Из них 49 типов "свистов-автографов" (и, соответственно, особей афалин) зарегистрированы впервые в данной акватории. Кроме того, были определены 50 типов "свистов-автографов", которые ранее уже встречались в нашем основном районе работ (прибрежная акватория м. Меганом—м. Агир); данные особи относятся как к транзитной группировке афалин – 40 типов "свистов-автографов", так и к резидентной – 10 типов "свистов-автографов" (рис. 3, табл. 1, 2).

На рис. 4 представлены примеры "свистов-автографов" особей афалин, которые регистрировались в акватории Карадагского заповедника относительно регулярно. Так, тип "свиста-автографа" **660** – зарегистрирован впервые в 2022 г., встречался в течение 29 дней наблюдений; тип "свиста-автографа" **646** – зарегистрирован впервые в 2021 г., встречался в течение 32 дней наблюдений; тип "свиста-автографа" **500** – зарегистрирован впервые в 2015 г., встречался в течение 27 дней наблюдений (рис. 4).

**Таблица 1.** Типы "свистов-автографов" афалин, зарегистрированные в акватории Карадагского заповедника, за период этолого-акустических наблюдений 2015–2017 и 2020–2022 гг.

Типы "свистов-автографов", зај Карадагского заповед м. Меганом–м	регистрированные как в акватории цника, так и в акватории 1. Агир (50 типов)	Типы "свистов-автографов", зарегистрированные впервые в акватории Карадагского заповедника (49 типов)
Типы, относящиеся к резидентной группировке особей афалин акватории м. Меганом—м. Агир	Типы, относящиеся к транзитной группировке особей афалин акватории м. Меганом—м. Агир	Всего 49 особей: 467, 468, 469, 470, 471, 472, 473, 474, 475, 476, 477, 478, 479, 480, 481, 482, 483, 484, 485, 486,
Всего 10 особей: 4, 17, 33, 51, 62, 91, 96, 135, 241, 413	Всего 40 особей: 5, 8, 15, 32, 38, 40, 48, 52, 66, 84, 87, 95, 102, 104, 112, 130, 134, 159, 203, 213, 228, 229, 236, 239, 247, 274, 279, 283, 302, 303, 310, 320, 368, 385, 388, 391, 395, 416, 425, 438	487, 488, 489, 490, 491, 492, 493, 494, 495, 496, 497, 498, 499, 500, 646, 647, 648, 649, 650, 651, 652, 653, 654, 655, 656, 657, 658, 659, 660

Здесь и далее жирным шрифтом выделены типы "свистов-автографов", идентифицированные впервые в акватории Карадагского заповедника.

		*				
Тип "ориста артографа"			Год реги	страции		
тип свиста-автографа	2015	2016	2017	2020	2021	2022
203	2015					
130	2015		2017			
95	2015		2017		2021	
489, 499	2015		2017	2020		
485	2015		2017		2021	2022
487	2015				2021	
425, <b>490</b> , <b>500</b>	2015				2021	2022
102, 159		2016				
479, 480		2016	2017		2021	
498		2016	2017	2020	2021	2022
62		2016		2020	2021	2022
96		2016			2021	
135, 283, <b>478</b> , <b>481</b> , <b>483</b> , <b>484</b> , <b>488</b> , <b>495</b>		2016			2021	2022
17, 33, 228		2016				2022
279, <b>491</b> , <b>493</b>			2017			
395, 438, <b>494</b>			2017	2020	2021	2022
5, 38			2017		2021	
84			2017		2021	2022
15, 241, 274, 302, 310, <b>475</b>				2020	2021	2022
652				2020		2022
4, 40, 51, 52, 112, 134					2021	
8, 32, 66, 87, 91, 104, 236, 247, 368, 385, 413, <b>469</b> ,					2021	2022
470, 471, 472, 473, 474, 476, 477, 496, 646, 647,						
648, 650, 651, 653, 654, 655, 657, 658, 659,						
48, 213, 229, 239, 303, 320, 388, 391, 416, <b>467</b> , <b>468</b> ,						2022
482, 486, 492, 497, 649, 656, 660						

Таблица 2. Данные регистрации типов "свистов-автографов" с разбивкой по годам

Частота встречаемости зарегистрированных типов "свистов-автографов" представлена в виде графика (рис. 5).

Как видно из графика, частота встречаемости различных типов "свистов-автографов" различается. Перелом кривой ориентировочно происходит на двух временны́х отрезках, на основании чего можно условно выделить три группировки особей, которые посещали Карадагскую акваторию:

**І группировка**. Посещала данную акваторию в течение 1–6 дней наблюдений (не регулярно) – всего 37 особей со следующими типами "автографов": 95, 112, 134, 229, 239, 279, 303, 320, **467**, **468**, **479**, **487**, 228, 236, 388, 413, 416, **469**, **490**, 96, 104, 213, 438, **483**, **485**, **488**, 283, 368, 385, 391, **480**, **486**, 38, **477**, **484**, **470**, **476**.

В І группировке присутствуют 22 особи, которые ранее были зарегистрированы в нашем "эталонном" районе исследований — акватория м. Меганом—м. Агир, и являются представителями транзитной группировки (20 особей) и резидентной группировки (2 особи).

**II группировка**. Посещала данную акваторию в течение 7–21 дня наблюдений (относительно регулярно) – всего 40 особей со следующими типами "автографов": 4, 33, 475, 478, 481, 495, 52, 472, 496, 425, 471, 647, 84, 91, 40, 482, 498, 648, 650, 51, 48, 87, 649, 651, 492, 652, 274, 497, 473, 17, 247, 474, 5, 32, 494, 658, 659, 8, 241, 654.

Во II группировке зарегистрировано 17 особей, ранее отмеченных на акватории м. Меганом м. Агир, которые являются представителями транзитной группировки (11 особей) и резидентной группировки (6 особей).

**Ш группировка.** Посещала данную акваторию в течение 22–36 дней наблюдений (регулярно) – всего 13 особей со следующими типами "автографов": 15, 310, **655**, **656**, **653**, 302, **500**, **657**, **660**, 135, 62, **646**, 66.

# ЭТОЛОГО-АКУСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ



Рис. 4. Спектрограммы "свистов-автографов" афалин, которые относительно регулярно посещали акваторию Карадагского заповедника.



**Рис. 5.** Частота встречаемости типов "свистов-автографов" в акватории Карадагского заповедника за период 2021–2022 гг. По горизонтали: число дней наблюдений (с разбивкой на трехдневные интервалы), в течение которых наблюдалось то или иное количество типов "свистов-автографов". По вертикали: общее количество типов "свистов-автографов", наблюдавшихся в течение данного числа дней.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023

# ЛОГОМИНОВА и др.

Общее количество дней наблюдений	Общее количество типов "свистов-автографов", зарегистрированные в течение данного числа дней	Типы "свистов-автографов"
1	12	95, 112, 134, 229, 239, 279, 303, 320, <b>467, 468, 479, 48</b> 7
2	7	228, 236, 388, 413, 416, <b>469, 490</b>
3	7	96, 104, 213, 438, <b>483, 485, 488</b>
4	6	283, 368, 385, 391, <b>480, 486</b>
5	3	38, <b>477, 484</b>
6	2	470, 476
7	6	4, 33, <b>475, 478, 481, 495</b>
8	3	52, <b>472, 496</b>
9	3	425, <b>471, 647</b>
10	2	84, 91
11	5	40, <b>482, 498, 648, 650</b>
12	1	51
13	4	48, 87, <b>649, 651</b>
14	2	492, 652
15	_	—
16	2	274, <b>497</b>
17	1	473
18	3	17, 247, <b>474</b>
19	5	5, 32, <b>494, 658, 659</b>
20, 23	_	_
21	3	8, 241, <b>654</b>
22	1	15
24	2	310, <b>655</b>
25	1	656
26	1	653
27	2	302, <b>500</b>
28	1	657
29	1	660
30, 33, 34, 35	_	_
31	1	135
32	2	62, <b>646</b>
36	1	66

Таблица 3. Встречаемость различных типов "свистов-автографов" в течение определенного количества дней

В III группировке отмечено появление в данной акватории 6 особей афалин из акватории м. Меганом—м. Агир, которые являются представителями транзитной (четыре особи) и резидентной (две особи) группировок.

В табл. 3 приведены данные по числу дней наблюдений и встречаемости конкретных типов "свистов-автографов".

В качестве примера можно привести особей с номерами типов "свистов-автографов" 17 и 96, которые являются представителями резидентной группировки афалин акватории м. Меганомм. Агир [7]. Указанные "свисты-автографы" зарегистрированы в акватории м. Кара-Даг совместно в один день наблюдений – 22.07 2016 г. в составе единой группы. Однако в последующем, данные типы регистрировались по отдельности в разные годы, тип 17 – отмечен в Карадагской акватории в 2022 г., тип 96 – в 2021 г. (рис. 6).

Численный состав наблюдавшихся групп составлял преимущественно от 3 до 7 особей. Проанализировав собранные данные по ассоциирован-

# ЭТОЛОГО-АКУСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ



Рис. 6. А. "Свист-автограф" № 17: 1) зарегистрирован в акватории м. Меганом—м. Агир. 2) зарегистрирован в акватории м. Кара-Даг. Б. "Свист-автограф" № 96: 1) зарегистрирован в акватории м. Меганом—м. Агир. 2) зарегистрирован в акватории м. Кара-Даг.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023

Пары и группы	Типы "свистов-автографов"
Устойчивые пары особей дельфинов	5, 15; 8, 135; 62, 388; 302, 310; 8, 302; 8, 391; 8, 62; 660, 241; 660, 48; 500, 91; 500; 241; 653, 302; 657, 302; 477, 425; 494, 477; 660, 646
Группы из трех особей дельфинов	62, <b>474</b> , <b>653</b> ; 241, <b>660</b> , <b>646</b> ; 62, 302, <b>653</b> ; <b>654</b> , <b>474</b> , <b>498</b>
Группы из четырех особей дельфинов	8, 62, 302, 391; 241, <b>660</b> , <b>646</b> , <b>500</b> ; 62, <b>653</b> , <b>655</b> , <b>657</b> 17, 62, <b>473</b> , <b>660</b> ; 48, <b>483</b> , <b>498</b> , <b>660</b>
Группы из пяти и более особей дельфинов	8, 135, 247, 302, 391; 416, <b>478</b> , <b>482</b> , <b>498</b> , <b>500</b> ; 8, 62, 229, 302, 388, <b>473</b> , <b>656</b> ; 15, 241, 391, 438, <b>478</b> , <b>486</b> , <b>646</b> , <b>660</b> ; 5, 15, 135, 425, <b>477</b> , <b>494</b> ; 48, 62, 302, 310, <b>467</b> , <b>498</b> , <b>649</b> , <b>660</b>

Таблица 4. Формирование устойчивых пар и групп афалин в акватории Карадагского заповедника

ности особей в группы, можно выделить следующие устойчивые пары и группы афалин (табл. 4).

Следует также отметить, что наибольшая численность групп афалин, которые пребывали совместно в зоне видимости в течение одного временно́го отрезка (учтенная по зарегистрированным типам "свистов-автографов") составляла 44, 35 и 28 особей. Такие крупные объединения дельфинов, по наблюдениям, связаны с их кооперацией для совместной охоты во время появления в акватории косяков мигрирующей рыбы.

# ОБСУЖДЕНИЕ

На основании результатов анализа визуальных и акустических данных, можно заключить, что акваторию Карадагского заповедника посещает достаточно большое число афалин. Всего в данной акватории за весь период наблюдений 2015— 2017 гг. и 2020—2022 гг. было идентифицировано по индивидуальным сигналам "свистам-автографам" 99 особей, наибольшее количество типов "автографов" было зарегистрировано в период регулярных этолого-акустических наблюдений в 2021—2022 гг.

Целесообразно сравнить полученные результаты исследования в акватории Карадагского заповедника с результатами, полученными ранее в "эталонном" районе – м. Меганом-м. Агир. В последнем нами были выделены две группировки афалин, одну из которых можно условно назвать резидентной, а другую – транзитной. В резидентную входят 67 особей-продуцентов соответствующих типов "свистов-автографов", эти дельфины посещают исследуемый нами район относительно регулярно (наблюдались в течение 19-61 дня); вторая группировка - это транзитные дельфины (384 особи) - соответственно, им принадлежат 384 типа "свистов-автографов", регистрировавшихся значительно реже, чем "автографы" дельфинов из резидентной группировки.

Они посещали указанные акватории нерегулярно, с большими перерывами между появлениями наблюдались в течение 1—18 дней. Качественный анализ встречаемости в записях "автографов" особей из резидентной группировки показал наличие четырех устойчивых пар, вокруг которых формируются группы разного размера [7].

Подобное разделение сообщества афалин на несколько группировок по количеству посещений наблюдается и в Карадагской акватории.

На основании степени регулярности посещения данной акватории нами выделены три группировки афалин. К I группировке (37 особей) относятся дельфины, которые посещали данную акваторию не регулярно, акустически регистрировались на протяжении от 1 до 6 дней наблюдений. Ко II группировке (40 особей) – относятся афалины, "автографы" которых регистрировались в течение 7-21 дня наблюдений и к III группировке (13 особей) – относятся афалины, которые акустически зарегистрированы в течение 22-36 дней наблюдений. Проведя аналогию с нашим "эталонным" районом работ, можно предположить, что III группировка особей является резидентной для исследуемой акватории, входящие в нее особи пребывают преимущественно в данном районе. II группировка особей афалин находится на периферии между группировкой особей, которая редко посещает данную акваторию, и группировкой, которая более регулярно присутствует в Карадагской акватории. Возможно, что в дальнейшем, исходя из количества дней пребывания в Карадагской акватории, ІІ группировку можно будет отнести к резидентной; данные будут уточнены и дополнены в ходе продолжения наблюдений. И, наконец, І группировка является карадагской транзитной, отнесенные к ней особи довольно редко посещают исследуемый район.

Сравнивая степень кооперации и формирование связей в парах и группах особей, в акватории как м. Меганом – м. Агир, так и Карадагской акватории, можно привести следующий пример.

В акватории м. Меганом—м. Агир тип "свистаавтографа" № 17 является одним из доминирующих (относится к резидентной группировке особей), и образует с типом "свиста-автографа" № 55 (также резидентная группировка) устойчивую пару, которая характеризуется как "ядро" группировки данного района. В акватории Карадагского заповедника тип "свиста-автографа" № 55 ни разу не был зарегистрирован за весь период наблюдений, в то время как тип № 17 появлялся в акватории заповедника относительно регулярно и отмечался в составе группы особей афалин со следующими типами "свистов-автографов":

# 17, 62, 473, 660.

Тип "свиста-автографа" 62 является представителем резидентной группировки особей афалин акватории м. Меганом—м. Агир. Также он регулярно посещает акваторию Карадагского заповедника, зарегистрирован в течение 32 дней наблюдений и вошел также, согласно распределению по частоте встречаемости, в III группировку, которая обозначена как карадагская резидентная.

Интересно отметить, что тип "автографа" 62, в акватории м. Меганом—м. Агир встречался совместно с такими типами "свистов-автографов":

62 + 302; 62 + 17; 62 + 302 + 229;

тип 62 регистрировался в кооперации с такими же типами "автографов" в акватории Карадагского заповедника в составе групп особей:

> 62 + 302; 62 + 17; 48, 62, 302, 310, **467**, **498**, **649**, **660**; 8, 62, 229, 302, 388, **473**, **656**.

Проведенные исследования показали, что в акватории Карадагского заповедника наблюдаются как смешанные группы дельфинов, представляющие собой кооперацию особей, приходящих из акватории м. Меганом—м. Агир, с особями с Карадагского района, так и группы особей, которые идентифицированы впервые в Карадагской акватории и не регистрировались ранее в акватории нашего "эталонного" района работ.

Необходимо отметить, что те особи, которые регистрировались только в акватории Карадагского заповедника, и акустически не отмечались в нашем "эталонном" районе работ, могут являться представителями группировок, относящихся к сообществам, которые обитают далее по побережью в восточном направлении. В настоящее время достоверно не известно, насколько локальны резидентные группировки афалин, и где проходят ориентировочные границы их ареалов. Внесению ясности в этот вопрос могут способствовать дальнейшие долгосрочные круглогодичные этологоакустические исследования.

Сравнение результатов исследований, проведенных нам ранее в разных районах прибрежной акватории Крыма [6, 7] с данными по акватории Карадагского заповедника, подтвердили существование транзитных и резидентных группировок афалин. присутствующих в тех или иных районах наблюдений; дельфины, входящие в резидентную часть сообщества наблюдались значительно чаще, чем транзитные. Экстраполируя результаты наших работ, можно предположить существование нескольких зон преимущественного обитания афалин в водах прибрежной акватории Крыма со своими транзитными и резидентными группировками (подобно существующим в акватории м. Меганом-м. Агир); в более широком аспекте выделить сообщества афалин акватории западного, юго-западного, южного, юго-восточного Крыма (рис. 7). В таком случае резидентные дельфины из этих зон могут являться транзитными по отношению к соседним, и наоборот. При этом границы районов акватории, занятых разными сообществами афалин являются достаточно условными и обуславливаются, в первую очередь, состоянием пищевых ресурсов в акваториях обитания и их сезонной динамикой.

При сравнении результатов наших исследований с зарубежными и более ранними отечественными данными, можно отметить их основное сходство в том, что касается социальной структуры сообществ афалин. Всеми исследователями выделяются элементарные структурные единицы -"ядра", на основе которых строятся более крупные группы. Характерным свойством групп афалин является их нестабильность, переход "ядер" и отдельных особей из группы в группу. По результатам наблюдений авторами было показано, что афалины ассоциируются в группы (bands), объединяющие особей определенного пола и возраста. Наиболее стабильными оказались группы, состоящие из самок с детенышами, причем для каждой из них был характерен собственный локальный участок преимущественного обитания. Отдельно выделялись группы самнов, которые более свободно перемещались по акватории и не были связаны с определенными группами самок с детенышами. Отмечалась также группа самцовподростков, державшаяся обособленно от всех остальных групп. После расширения района наблюдений, были замечены случаи «обмена» особями между сообществами, обитающими в разных заливах [10].

Таким образом, при сравнении данных зарубежных исследователей с полученными нами, можно предположить, что резидентные группировки особей афалин — это группы самок с детенышами, которые являются более локальными и



**Рис.** 7. А – "эталонный" район проведения наблюдений – прибрежная акватория м. Меганом–м. Агир, юго-восточный Крым; Д – акватория Карадагского заповедника, юго-восточный Крым; Б, В, Г – гипотетические зоны сосредоточения афалин в разных районах прибрежной акватории Крыма.

наблюдаются в акватории относительно постоянно; транзитные группировки — это объединения особей самцов афалин; а также самок с детенышами, которые периодически приходят из соседних акваторий в связи с сезонной миграцией некоторых видов рыб.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований в период работ в 2015–2017 гг. и в 2020–2022 гг. в акватории Карадагского заповедника по "свистамавтографам" было идентифицировано 99 особей афалин: 49 типов "свистов-автографов" (соответственно особей) зарегистрированы впервые, а 50 типов "свистов-автографов" ранее уже встречались в нашем основном районе работ – в прибрежной акватории м. Меганом–м. Агир (юговосточный Крым).

Исходя из проведенной оценки распределения зарегистрированных типов "свистов-автографов" по частоте их встречаемости, можно условно выделить три пространственно-временные группировки афалин, посещающих исследуемую акваторию. Первая группировка — это 37 особей, которые посещали акваторию Карадагского заповедника не регулярно, и могут быть охарактеризованы как карадагские транзитные; вторая группировка — это 40 особей, "автографы" которых регистрировались относительно регулярно; и третья группировка — 13 особей, которые регистрировались наиболее часто и могут быть охарактеризованы как карадагские резидентные.

В целом данные группировки являются частью юго-восточного сообщества афалин, обитающего в прибрежной акватории юго-восточного Крыма.

Следует особо отметить, что прибрежная акватория м. Кара-Даг является заповедной, с особым охранным режимом. За границами заповедной акватории осуществляются траловый лов рыбы рыболовецкими сейнерами, неорганизованный морской туризм, отмечены случаи браконьерской ловли рыбы. Данные факторы негативно влияют на нормальную жизнедеятельность сообществ черноморской афалины (шумовое воздействие, создание ситуаций беспокойства и преследования дельфинов быстроходными маломерными судами, гибель дельфинов в рыболовецких сетях и пр.). Для снижения антропогенного воздействия на популяцию дельфинов необходимо усилить контроль за исполнением законодательства в сфере рыболовства и туризма, а в идеале – увеличить заповедную аквальную зону Карадагского заповедника в связи с обитанием в данной акватории и ее окрестностях достаточно большого числа черноморских афалин, занесенных в Красную книгу Российской Федерации.

Источники финансирования. Работа подготовлена по темам государственных заданий Карадагской научной станции им. Т.И. Вяземского – природного заповедника РАН – филиала Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра "Институт биологии южных морей им. А.О. Ковалевского РАН" № 121032300019–0 и Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН № FMWE-2021-0008. Работа выполнена на Уникальной научной установке "Государственный природный заповедник "Карадагский"".

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агафонов А.В., Логоминова И.В., Панова Е.М. Две системы акустических коммуникативных сигналов афалин (*Tursiops truncatus* Montagu, 1821): характеристики, структура, функции. Симферополь: АРИАЛ, 2018. 164 с.
- Агафонов А.В., Панова Е.М., Логоминова И.В. Типология тональных сигналов афалин (Tursiops truncatus). М.: РОО СММ, 2016. 143 с.
- Белькович В.М. Ориентация дельфинов. Механизмы и модели. М.: НЦССХ им. А.Н. Бакулева РАМН, 2001. 239 с.
- Белькович В.М., Казнадзей В.В., Крейчи С.А., Хахалкина Э.А. Типологические особенности свистовых сигналов дельфинов афалин. В кн.: Белькович В.М. (ред.). Поведение и биоакустика дельфинов. М.: ИО АН СССР, 1978. С. 79–103.
- 5. Белькович В.М., Хахалкина Э.Н. Этоголго-акустические корреляты черноморских афалин. В кн.:

Соколов В.Е., Романенко Е.В. (ред.). Черноморская афалина *Tursiops truncatus ponticus*: морфология, физиология, акустика, гидродинамика. М.: Наука, 1997. С. 513–544.

- Логоминова И.В. Пространственно-временное распределение черноморской афалины (*Tursiops truncatus ponticus* Barabash, 1940) в прибрежной акватории Крыма. Дисс. ... канд. биол. наук: 1.5.16. М., 2022. 154 с.
- Логоминова И.В., Агафонов А.В. Локальное сообщество афалин (*Tursiops truncatus ponticus* Barabash, 1940) в акватории юго-восточного Крыма: численность и формирование ассоциаций особей в группах // Океанология. 2021. Т. 61. № 5. С. 769–779.
- 8. Логоминова И.В., Агафонов А.В., Горбунов Р.В. Пространственно-временная динамика локальной популяции черноморской афалины (*Tursiops truncatus ponticus* Barabash, 1940): визуальные и акустические методы описания // Океанология. 2018. Т. 59. № 1. С. 108–115.
- 9. Janik V.M., Slater P.J.B. Context-specific use suggests that bottlenose dolphin signature whistles are cohesion calls // Animal Behaviour. 1998. Vol. 56. Iss. 4. P. 829–838.

https://doi.org/10.1006/anbe.1998.0881

- Scott M.D., Wells R.S., Irvine A.B. A long-term study of bottlenose on the West coast of Florida/ In: Leatherwood S., Reeves R.R. (Eds.). The Bottlenose Dolphin. San Diego; New York: Academic Press, 1990. Chap. 11. P. 235–244.
- Watwood S.L., Owen E.C.G., Tyack P.L., Wells R.S. Signature whistle use by temporarily restrained and freeswimming bottlenose dolphins, *Tursiops truncatus* // Animal Behaviour. 2005. Vol. 69. Iss. 6. P. 1373–1386. https://doi.org/10.1016/j.anbehav.2004.08.019

# Ethological and Acoustic Studies of Bottlenose Dolphins (Tursiops truncatus ponticus Barabash, 1940) in the Coastal Water Area of the Karadagh Reserve, South-Eastern Crimea

I. V. Logominova<sup>a, #</sup>, A. V. Agafonov<sup>a, b, ##</sup>, V. A. Litvin<sup>a, ###</sup>

<sup>a</sup>T.I. Vyazemsky Karadag Scientific Station – Nature Reserve of RAS – Branch of A.O. Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas of RAS, Feodosia, Kurortnoye, Russian Federation

<sup>b</sup>P. P. Shirshov Institute of Oceanology, RAS, Moscow, Russia

<sup>#</sup>e-mail: logominova@rambler.ru
<sup>##</sup>e-mail: agafonov.57@mail.ru
<sup>###</sup>e-mail: karadag1914@mail.ru

The work is devoted to the study of the bottlenose dolphin community in the coastal waters of the Karadag Reserve (southeastern Crimea). Observations and acoustic recordings were carried out in 2015–2017 and in 2020–2022 As the main method for identifying bottlenose dolphins, we used the method developed by us for acoustic recording of bottlenose dolphins by individual sound signals "signature whistles". This method of identification makes it possible to fairly accurately count the population, observe the movements of bottlenose dolphins, and also reveal the association of individuals with each other.

**Keywords:** black sea bottlenose dolphin, "signature whistles", acoustic method, community, transit constellation, resident constellation

УДК 599.269

# ВИДОВОЙ СОСТАВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КИТООБРАЗНЫХ В АТЛАНТИЧЕСКОМ И ИНДИЙСКОМ СЕКТОРАХ ЮЖНОГО ОКЕАНА

# © 2023 г. О. И. Кириллова\*

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия \*e-mail: olga.kirillova@mail.ru Поступила в редакцию 02.06.2023 г. После доработки 12.07.2023 г. Принята к публикации 18.07.2023 г.

Представлены данные попутных наблюдений за пространственным распределением, видовым составом и численностью китообразных в южной части Атлантического и Индийского океанов и в прибрежных водах Антарктиды южной осенью 2021 г. Всего было зарегистрировано 3 вида китов (82 встречи – 136 особей), 1 вид клюворылов (1 встреча – 4 особи) и 6 видов дельфинов (15 встреч – 324 особи), всего 98 наблюдений 464 особей. В процентном соотношении, как и в предыдущие годы, преобладали горбатые киты (58.82%), которые успешно восстанавливают свою численность после китобойного промысла XVIII–XX веков. Южные малые полосатики составили 21.32%, а финвалы – 19.85% от всех китов. Среди дельфинов преобладали южные гладкие китовидные дельфины (83.33%).

**Ключевые слова:** Антарктика, Южный океан, финвал, горбатый кит, южный малый полосатик, дельфины, сезонное распределение, встречаемость

DOI: 10.31857/S0030157423060060, EDN: QIAADD

# введение

Знания о современном распределении и численности морских млекопитающих является основой при изучении популяций и разработке стратегии их охраны. Получение таких данных связано со сложными и дорогостоящими работами, особенно в Антарктике — в связи с удаленностью района исследований и наличием морского льда. Поэтому в настоящее время весьма актуальны неспециализированые исследования (попутные наблюдения), проводимые с научных, экспедиционных, коммерческих и туристических судов [6, 9].

Между 1904 и 1980 гг. в результате коммерческого промысла численность крупных китов катастрофически упала. Решение Международной китобойной комиссии (МКК), объявившей в 1986 г. мораторий, закрыло вопрос о коммерческом промысле китов в Антарктике, но, вопреки оптимистическим прогнозам, возможность восстановления популяций финвалов, горбачей и синих китов за 20–50 лет [37] не оправдалась. Антропогенное воздействие (перелов рыбы и кальмаров, загрязнение окружающей среды), а также климатические изменения [54, 55], негативно сказываются на морских млекопитающих, особенно на редких видах, имеющих узкую пищевую специализацию [10]. Поскольку распространение многих видов определяется взаимодействием между условиями окружающей среды и экологическими нишами, которые они занимают [38], растет интерес к интеграции биологических данных и данных об окружающей среде. В последние годы заметная часть исследований в Южном океане сосредоточена на взаимодействии между китами и крилем, распределение и плотность которого значительно изменяются по годам и сезонам [36, 40], что отражается как на распределении китообразных [8, 26, 31, 39], так и на морской экосистеме Антарктики в целом [4, 15].

В статье представлены результаты попутных судовых наблюдений динамики сезонного распределения, видового состава, сравнительной численности и поведения китообразных в Атлантическом и Индийском секторах Южного океана.

# МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

Исследования проводили в 47 рейсе НЭС "Академик Федоров" во время работ судна по обеспечению полярных станций Антарктиды и гидрологических научных работ со 2 марта по 13 мая 2021 г. при движении по маршруту: п. Кейптаун– ст. Мирный–ст. Прогресс–ст. Молодежная– ст. Новолазаревская–ст. Беллинсгаузен–п. Кейптаун (Атлантический и Индийский секторы

Южного океана). Научная программа рейса предусматривала проведение по пути следования судна учета морских млекопитающих. Учет проводили в светлое время суток по 9-12 час (в зависимости от погодных условий и длины светового дня) из рулевой рубки с высоты 17.6 м (расстояние от глаз наблюдателя до поверхности моря) при скорости судна 10-16 узлов. Секторы обзора составляли 0°-90° по левому и правому бортам судна. Путь, пройденный в ночное время либо во время шторма и тумана, при обработке данных не учитывали. Наблюдения проводили при волнении моря не выше 4 баллов и видимости от 2 (минимально) до 10 км с каждого борта. Регистрировали метеорологические (температура воздуха, скорость и направление ветра, давление воздуха. облачность, осадки) и гидрологические (температура поверхностного слоя воды) данные, а также глубину. Отмечали наличие айсбергов и плотность ледяных полей. В протокол заносили подробный маршрут судна (время и координаты). Визуальный поиск морских млекопитающих осуществляли невооруженным глазом, а при обнаружении животных на удалении – с помощью бинокля Bushnell 8 × 50. При возможности проводили фото- и видеосъемку камерой SONY HDR-CX130E (Pal). При каждой встрече с китообразными регистрировали их видовую принадлежность, расстояние до животных, размер и состав групп, направление движения животных, особенности поведения. Животных, которые держались рядом на протяжении времени прохода судна, относили к одной группе. При невозможности достоверно определить вид животного (большое расстояние, краткость появления в поле зрения, волнение моря и т.д.), его относили к не идентифицированным.

Продолжительность рейса составила 73 дня. Из них на переходы между станциями пришлось 47 лней. Из-за погодных условий наблюдения за китообразными удалось провести в течение 38 дней. Общая протяженность маршрута составила 12600.4 м. миль, наблюдения за китообразными провели на пути в 4393.5 м. миль. Суммарное время наблюдений составило 358 ч 35 мин. Специальные исследования пространственновременного распределения морских млекопитающих предполагают движение судна по трансектам на определенной площади [33, 53, 58]. В нашем случае наблюдения велись методом "проходного учета", при котором судно при встрече с китообразными не сходило с курса и не замедляло хода (распределение на линии) [14].

Для более детального анализа распределения китообразных учетный маршрут был разбит на 3 этапа, которые выделялись естественным путем: переход от п. Кейптаун в прибрежную зону Антарктиды (I) и последовательное посещение антарктических станций, где в течение нескольких дней проходили разгрузочно-погрузочные работы и смена полярников (II). Между станциями судно шло в основном по чистой воде, а при подходе к станциям — и по ледяным полям, на которых регистрировали ластоногих. Результаты наблюдений за ластоногими в данной статье не рассматриваются.

После посещения ст. Беллинсгаузен судно вернулось в п. Кейптаун (III).

I и III этапы проходили открытых водах, а II – в прибрежной зоне Антарктиды южнее 60° ю.ш. II этап был разделен на 5 подэтапов. Характеристики этапов рейса представлены в табл. 1.

Наши наблюдения проходили во второй половине сезона нагула китообразных в Антарктике. Дни с неблагоприятными погодными условиями были на I и II.5 этапах рейса. Дни со штормовой погодой составили 12.8%, а с плохой видимостью (туманом) – 6.4%.

# РЕЗУЛЬТАТЫ

За период выполнения работ в районе исследований было зарегистрировано 3 вида китов (82 встречи – 136 особей), 1 вид клюворылов (1 встреча – 4 особи) и 6 видов дельфинов (15 встреч – 324 особи). Общее количество китообразных составило 464 особи в 98 встречах. Среди китов преобладали горбачи Megaptera novaeangliae: 58.82%. Численность южных малых полосатиков Balaenoptera bonaerensis и финвалов Balaenoptera physalus была сходной: 21.32 и 19.85% соответственно. Из дельфинов массовым видом были южные гладкие китовидные дельфины Lissodelphis peronii (83.33%). Полосатые продельфины Stenella coeruleoalba составили 5.25%, длинноплавниковые гринды Globicephala melas -4.94%, крестовидные дельфины Lagenorhinchus cruciger — 3.09%, косатки Orcina orca – 2.45% и дельфины Фрезера Lagenodelphis hosei - 0.93% от всех встреченных дельфинов. На рис. 1 представлена карта района работ и отмечены встречи с китообразными.

#### Динамика распределения, видовой состав и численность китообразных в районе работ

В летний период в Антарктику на откорм мигрируют киты, ластоногие и птицы. Все они связаны с крилем. Потепление климата, которое усиливается последние десятилетия [13, 54], вносит свои коррективы в распределение морских животных. Киты появляются в Антарктике в ноябре—декабре, а в январе миграция китов полностью заканчивается и распределение их в нагульном ареале более или менее стабилизируется. В мае происходит обратная миграция китов.

	Этапы рейса	Дни переходов/ наблюдений в 2021 г.	Длина учетного маршрута (м. мили)	Продолжительность наблюдений (часы)
Ι	<b>Кейптаун—60° ю.ш.</b> (*03.03 — шторм, *4 и 5.03 — по 0.5 дня шторм, *06.03 — туман)	2.03—6.03 (5/2 дня)	280.8	19 ч 20 мин
II.1	<b>60° ю.ш.—ст. Мирный</b> (*08.03 — 0.5 дня шторм, *13.03 — 0.5 дня шторм)	7.03—14.03 (7/6 дней)	694.4	50 ч 44 мин
II.2	ст. Мирный-ст. Прогресс	17.03—19.03 (3/3 дня)	412.3	33 ч 57 мин
II.3	ст. Прогресс-ст. Молодежная	28.03—01.04 (4/4 дня)	540.2	41 ч 55 мин
II.4	ст. Молодежная-ст. Новолазаревская	04.04—07.04 (3/3 дня)	427.8	35 ч 20 мин
II.5	<b>ст. Новолазаревская—ст. Беллинсгаузен</b> (*20 и 25.04— по 0.5 дня туман, *21,22 и 24.04— шторм)	19.04—30.04 (12/8 дней)	422.8	58 ч 09 мин
III	ст. Беллинсгаузен—п. Кейптаун (*8 и 9.05 по 0.5 дня туман)	01.05—13.05 (13/12 дней)	1615.2	119 ч 10 мин
Всего	Весь маршрут	2.03—13.05 (47/38 дней)	4393.5	358 ч 35 мин

Таблица 1. Общие характеристики рейса

Примечание. Дни (часы) наблюдений и пройденный путь во время шторма (волнение моря выше 4 баллов), тумана (видимость менее 2 км с каждого борта) и подхода судна к станциям по сплоченному льду (7–10 баллов) при обработке материала не учитывали.

Миграции китов бывают двух видов: 1 — перемещение из районов зимовки и размножения в теплых или умеренных водах на поля нагула весной и возвращение назад осенью, 2 — местные передвижения в поисках пищи (микромиграции).

В течение лета в водах Антарктики стада китов все время находятся в движении, переходя в поисках пищи от одного района в другой (микромиграции) в пределах территории своих стад. Ежегодно в бухтах мы встречали горбатых китов с естественными метками, что говорит об их "привязанности" к определенным местам нагула. Считается, что "верность" местам нагула и зимовки, передается через материнское обучение [25, 56]. Динамика распределения китов в течение сезона нагула меняется в зависимости от концентрации криля. Образование скоплений ракообразных, в свою очередь, зависит от гидрометеорологических условий (температуры воды, течений, фронтов и т.д.). Исследования показывают, что потепление климата ведет к уменьшению запасов криля [16]. Наблюдения за распределением, встречаемостью и поведением китов на акватории дают опосредованное представление о наличии криля. Судовой учет китообразных при переходах между Антарктическими станциями дал следующие результаты.

Переход п. Кейптаун—60° ю.ш. (І этап) является транзитной зоной миграции китов от экватора к Антарктиде и в разные месяцы количество китов здесь колеблется довольно значительно. В сезон нагула основная масса китов находится южнее 60° ю.ш. [21, 22], и встречи китообразных в этих водах не часты. В нашем рейсе в связи с плохой погодой было всего два дня наблюдений, но и они показали отсутствие китов. В прибрежных водах Южной Африки была встречена группа плосколобых бутылконосов *Нурегооdon planifrons* (4 особи). Надо заметить, что этот вид мы практически ежегодно встречали в данном районе. На середине пути был встречен только 1 горбач.

II этап рейса (60° ю.ш.—ст. Беллинсгаузен) проходил в прибрежной зоне частично в ледовых условиях (при подходе к станциям). К сожалению, мы не имели возможности брать пробы криля, поэтому оценивали его наличие опосредованно (по количеству и поведению китов). Данный этап был разделен на 5 подэтапов для удобства анализа материала.

На переходе 60° ю.ш-ст. Мирный (этап II.1) киты встречались практически ежедневно, но единично, что говорило об отсутствии на акватории значительных запасов криля. Двух финвалов наблюдали 1 раз в начале перехода (линейная



**Рис. 1.** Карта пространственного распределения китообразных по маршруту рейса. FW – финвал (*Balaenoptera phys*alus), HW – горбач (*Megaptera novaeangliae*), MW – южный малый полосатик (*Balaenoptera bonaerensis*), KW – косатка (*Orcina orca*), LFPW – длинноплавниковая гринда (*Globicephala melas*), SBW – южный (плосколобый) бутылконос (*Hyperoodon planifrons*), UW – неидентифицированный кит, SRWD – южный гладкий китовидный дельфин (*Lissodelphis peronii*), SD – полосатый продельфин (*Stenella coeruleoalba*), F'sD – дельфин Фрезера (*Lagenodelphis hosei*), HD – крестовидный дельфин (*Lagenorhinchus cruciger*). Примечание: на карте указаны места встреч с китообразными, а не количество особей.

плотность составила 0.29 особи на 100 м. миль), а в конце — 1 малого полосатика (0.14 особи на 100 м. миль). Горбатые киты (13 встреч — 20 особей) встречались равномерно по всему маршруту (2.9 особи на 100 м. миль). На данном переходе была встречена самка горбача с подростком в группе из 3-х особей (видимо, семейной). Кроме этого, наблюдали 1 группу (4 особи) крестовидных дельфинов (0.58 особей на 100 м. миль).

На этапе II.2 (ст. Мирный—ст. Прогресс) преобладали южные малые полосатики (7 встреч — 21 особь) и горбачи (9 встреч — 14 особей). Основное количество китообразных (14 встреч) было зарегистрировано 17 марта с 11:51 до 18:52 час на акватории с координатами 65° ю.ш. и 90°31.28′— 86°57.93′ в.д. Обычно южные малые полосатики встречаются по 1, реже 2 особи, а здесь мы встретили одновременно 12 китов, которые плотной группой активно ныряли, что свидетельствовало о наличии на данной акватории "пищевого поля". Рядом кормился горбач. Здесь же наблюдали группу косаток (6 особей). Линейная плотность южных малых полосатиков составила 5.09 особей/100 м. миль пути, горбачей — 3.4 особи/100 м.

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023

миль, косаток — 1.46 особи на 100 м. миль. Финвалов не наблюдали.

На переходе ст. Прогресс-ст. Молодежная (этап II.3) было зарегистрировано самое большое количество финвалов (8 встреч – 18 особей). 31 марта 2021 г. с 8 до 16 ч на участке, ограниченном координатами 64°52.16′-65°29.76′ ю.ш. и 55°22.96′-50°23.97′ в.д., эти киты попадали в поле зрения в основном во время микромиграций. Среди них была самка с подростком. Пищевое поведение наблюдали только у 4 китов. Линейная плотность финвалов составила 3.33 особи на 100 м. миль. Нередко финвалов сопровождают крестовидные дельфины (мы наблюдали одного). Ни горбачей, ни южных малых полосатиков в этот день не встретили. В остальные дни были зарегистрированы по 2 особи южных малых полосатиков (0.37 особи на 100 м. миль), горбачей (0.37 особи на 100 м. миль) и косаток (0.37 особи на 100 м. миль). Косаток оба раза наблюдали в полыньях.

На этапе II.4 (ст. Молодежная-ст. Новолазаревская) киты встречались ежедневно по многу раз, поодиночке или мелкими группами. Так,

# КИРИЛЛОВА

						До	лгота					
Широта	40°— 49° з.д.	50°— 59° з.д.	1°— 9° в.д.	10°— 19° в.д.	20°— 29° в.д.	30°— 39° в.д.	40°— 49° в.д.	50°— 59° в.д.	60°— 69° в.д.	70°— 79° в.д.	80°— 89° в.д.	90°— 100° в.д.
60° ю.ш.					2 1							
61° ю.ш.						4						
62° ю.ш.	5	3					1	6				
63° ю.ш.									4	1		
64° ю.ш.								15		4	1	
65° ю.ш.								3		1	12 1	1 18
66° ю.ш.					2		2 23 2			1		1
67° ю.ш.			1	2 5								
68° ю.ш.												
69° ю.ш.				3						3		

Таблица 2. Пространственное распределение и видовой состав китов, встреченных на ІІ этапе рейса

Обозначения: темно-серый цвет квадратов — финвал, белый цвет — горбатый кит, серый цвет — южный малый полосатик. Цифры в квадратах — количество особей.

4 апреля киты были встречены 17 раз, а 6 апреля — 6 раз. Было зарегистрировано 4 финвала (4 встречи), 30 горбачей (18 встреч) и 5 южных малых полосатиков (5 встреч). Линейная плотность составила 0.94, 7.01 и 1.17 особи на 100 м. миль соответственно.

На переходе ст. Новолазаревская-ст. Беллинсгаузен (этап II.5) 4 дня был шторм, что не позволило провести наблюдения в полном объеме. После шторма горбатые киты активно (5 встреч – 7 особей) шли нам навстречу (на восток). В прошлые годы мы встречали на данном переходе южных гладких китов, однако в этом сезоне их не было. Согласно литературным и нашим данным в проливе Брансфилда регулярно встречаются финвалы [48] и горбачи [34]. Но в этом рейсе мы прошли его ночью, и была штормовая погода. Во время стоянки на ст. Беллинсгаузен судно дважды выходило в пролив Брансфилда, но китов не встретили. Два раза наблюдали горбачей в бухте Ардли. Обобщенные данные пространственного распределения (по широте и долготе) трех видов китов на II этапе представлены в табл. 2.

II этап рейса проходил на акватории, ограниченной координатами: 60°-69° ю.ш. и 40° з.д.-100° в.д. Финвалов наблюдали на 60°. 64°-67°ю.ш. и 17°-50°.30' в.д. с максимумом на 64° ю.ш. 50° в.д. (15 особей), т.е. они предпочитали центральную часть маршрута. Горбатые киты встречались наиболее широко: от 60° до 67° ю.ш. и от 40° з.д до 90° в.д. с максимумом на 66° ю.ш. 40° в.д (23 особи) и занимали практически всю исследованную акваторию. Южных малых полосатиков наблюдали южнее и восточнее: на 64°-66° и 69° ю.ш. и 10°–90° в.д. Наблюдения показали, что распределение китов неравномерно, особенно по долготе, причем на каждом этапе преобладал какой-то один вид китов (рис. 2). Наибольшая линейная плотность южных малых полосатиков была зарегистрирована на этапе II.2, финвалов – на этапе II.3, а горбатых китов – на этапе II.4, хотя горбачи присутствовали на всех этапах. Присутствие китов в высоких широтах свидетельствует о еще продолжающемся сезоне нагула.

III этап рейса (ст. Беллинсгаузен—п. Кейптаун) проходил в открытых водах при хорошей погоде. За время наблюдений были зарегистрирова-



**Рис. 2.** Линейная плотность китов разных видов на этапах рейса. Обозначения: FW – финвал, HW –горбач, MW – южный малый полосатик, UW – не идентифицированный кит.

ны 3 горбача (2 встречи) и 2 финвала (при подходе к п. Кейптаун). Двух китов не удалось идентифицировать до вида в связи с дальним расстоянием. Суммарная линейная плотность усатых китов на этом этапе составила 0.43 особи на 100 м. миль. Мы не наблюдали активной обратной миграции китов, хотя была уже середина мая. На этом этапе были зарегистрированы 5 видов дельфинов. Три раза наблюдали южных гладких китовидных дельфинов (270 особей, 16.72 особи на 100 м. миль), которые часто образуют сотенные стада. Нередко они объединяются с другими видами дельфинов – гриндами и дельфинами Фрезера. что мы и наблюдали. Длинноплавниковые гринды были встречены дважды в группах, состоящих из 10 и 6 особей (линейная плотность 0.99 особей на 100 м. миль). Дельфинов Фрезера наблюдали только 1 раз вместе с южными гладкими китовидными дельфинами (1 встреча – 3 особи, 0.19 особей на 100 м. миль). Также были зарегистрированы 17 полосатых продельфинов (3 встречи, 1.05 особи на 100 м. миль) и 5 крестовидных дельфинов (1 встреча, 0.31 особь на 100 м. миль). В табл. 3 представлены данные встреч и особей китообразных на этапах рейса.

# Размер групп и поведение усатых китов

Финвалы могут образовывать скопления при появлении криля выше определенной пороговой плотности, но обычно держатся небольшими группами численностью в 1—4 особи. В нашем рейсе финвалы встречались как поодиночке, так и группами. В 53.3% случаев наблюдали одиночных финвалов, в 26.7% они держались парами. Реже финвалы создавали плотные группы по 3 (6.7%) – 4 (13.3%) особи. В одной из групп (4 особи) наблюдали подростка.

Среди горбачей регистрировали как одиночных китов (62.7%), так и пары (25.5%). Группы из 3 и 4-х китов встречались значительно реже (по 5.9% случаев). В этом сезоне один раз встретили семейную группу (2 взрослых кита и подросток).

Южные малые полосатики распространены повсеместно, но не образуют крупных скоплений. Они обычно держатся поодиночке, реже парами. В нашем рейсе одиночки составили 73.3%, а пары 20% китов (табл. 4). Первый раз за все годы наблюдений регистрировали плотную группу (12 особей) кормящихся китов этого вида (6.7%).

Поведение китов на полях нагула не отличалось разнообразием. Мы наблюдали три основных формы:

1. Микромиграции (перемещение китов между полями нагула)

- 2. Пищевое поведение
- 3. Отдых-сон

Соотношение этих форм поведения представлены в табл. 5.

Финвалы в 84.62% случаев проплывали на разном удалении от судна. Если кит всплывал в непосредственной близости от судна, он не изменял траекторию движения и не обращал на него внимания (нейтральная реакция). В этом сезоне только один раз наблюдали кормящихся финвалов (4 особи, 15.39%), отдыхающих финвалов не встретили.

Горбачи в 70.89% случаев проходили мимо судна (микромиграции), а в 27.85% случаев мы наблюдали пищевое поведение, при котором киты ныряли на месте с показом хвостовых лопа-

# КИРИЛЛОВА

							Эта	пы								
		T					Ι	Ι					т Т		Bc	его
Вид кито- образных		1	II	.1	II	.2	II	.3	II	.4	II	.5		11		
	встречи	особи	встречи	особи	встречи	особи	встречи	особи	встречи	особи	встречи	особи	встречи	особи	встречи	особи
							Kı	иты					•	•		
FW	0	0	1	2	0	0	8	18	4	4	0	0	1	2	14	26
HW	1	1	13	20	9	14	2	2	17	30	7	9	2	3	51	79
MW	0	0	1	1	7	21	2	2	5	5	0	0	0	0	15	29
UW	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	2	2
Bcero:	1	1	15	23	16	35	12	22	26	39	7	9	5	7	82	136
							Клюв	орылы	[							
SBW	1	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	4
	Дельфины															
KW	0	0	0	0	1	6	2	2	0	0	0	0	0	0	3	8
LFPW	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	16	2	16
SD	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	17	3	17
HD	0	0	1	4	0	0	1	1	0	0	0	0	1	5	3	10
SRWD	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	270	3	270
F'sD	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	3	1	3
Всего:	0	0	1	4	1	6	3	3	0	0	0	0	10	311	15	324
Итого:	2	5	16	27	17	41	15	25	26	39	7	9	15	318	98	464

Таблица 3. Видовой состав, количество встреч и особей китообразных на этапах рейса

Обозначения: FW – финвал, HW – горбач, MW – южный малый полосатик, UW – неидентифицированный кит, SBW – южный плосколобый бутылконос, KW – косатка, LFPW – длинноплавниковая гринда, SD – полосатый продельфин, HD – крестовидный дельфин, SRWD – южный гладкий китовидный дельфин, F'sD – дельфин Фрезера.

Таблица 4. Размер групп китов и их процентное соотношение

Число особей в группе	Финвалы (%, <i>n</i> = 26)	Горбачи (%, <i>N</i> = 79)	Южные малые полосатики (%, <i>n</i> = 29)
1	53.3	62.7	73.3
2	26.7	25.5	20.0
3	6.7	5.9	0
4	13.3	5.9	0
5 и более	0	0	6.7
Всего:	100	100	100

Таблица 5. Формы поведения китов наблюдаемые в рейсе

Поведение	Финвалы (%)	Горбачи (%)	Южные малые полосатики (%)
Микромиграции (перемещения)	84.62 ( <i>n</i> = 22)	65.82 ( <i>n</i> = 52)	37.93 ( <i>n</i> = 11)
Пищевое	15.38 ( <i>n</i> = 4)	32.91(n = 26)	62.07 (n = 18)
Отдых-сон	0	1.27 (n = 1)	0



**Рис. 3.** Встречаемость китов разных видов в течение дня на маршруте рейса. Обозначения: FW – финвалы, HW – горбачи, MW – южные малые полосатики.

стей. Длительность питания в течение суток занимает у китов разное время в зависимости от начала и конца сезона. В прошлые годы в районе Антарктического полуострова в ноябре—декабре мы не наблюдали спящих горбатых китов: они активно кормились как в проливах, так и в бухтах, а в марте до 70% китов, находящихся в поле зрения в бухте Вильгельмина, спали, лежа на поверхности воды. Хотя во время наших исследований 2021 года сезон нагула подходил к концу, мы встретили только одного спящего горбача, который лежал в небольшой полынье практически подо льдом. На поверхности была видна только голова и передняя часть спины.

Южные малые полосатики обычно активно проплывали около судна, создавая всплески и "блины" на воде (от движения хвостовой лопасти под водой). В нашем рейсе мы наблюдали плотную группу китов из 12 особей во время питания около кромки льда и отдельных кормящихся животных в полыньях (62.07%). Ни разу не удалось встретить отдыхающих особей. Горбачи и малые полосатики не избегают судов, а иногда могут специально подходить к судну и подныривать под него. Иногда горбачи, лежа на поверхности воды, выставляют грудные плавники. Разные виды китов, находясь в непосредственной близости, не взаимодействовали, как бы не замечали друг друга.

#### Встречаемость китов в течение дня

Наши исследования проходили во второй половине сезона нагула, когда световой день уменьшается. В течение нашего рейса он составил 13.5— 10 час. В зависимости от времени суток, от степени концентрации криля меняется и поведение животных: в одни часы они более активны, в другие — менее. Известно, что киты ориентируются на суточные вертикальные миграции криля [5]. Если зоопланктон держится на доступной глубине, усатые киты могут питаться в любое время суток. Прямые наблюдения показывают, что у усатых китов пищевая активность выше утром и вечером. В мелководных областях пищевая активность велика и днем.

В данном рейсе встречаемость финвалов была максимальной в 8–9 час утра, южных малых полосатиков в 12–13 час, а горбачей наблюдали в течение всего дня с максимумом в 14–15 час (рис. 3).

Наши наблюдения в прибрежной зоне Антарктиды (II этап) показали, что киты постепенно покидали этот район. Так, в марте (15 дней наблюдений) было зарегистрировано 20 финвалов (9 встреч), а в апреле (13 дней наблюдений) только 4 особи (4 встречи). В марте было встречено 24 особи (10 встреч) южных малых полосатиков, а в апреле только 5 особей (5 встреч). В то же время в марте было зарегистрировано 37 горбачей (25 встреч), а в апреле – 39 (24 встречи). Но основное количество горбачей (23 особи) были зарегистрированы 4 апреля, а затем число китов уменьшилось. В мае в открытых водах (III этап) наблюдали 3 горбачей (2 встречи) и 2 финвалов (1 встреча). Два кита (2 встречи) не были идентифицированы до вида. По всей вероятности, животные возвращались к местам зимовки.

В данном рейсе мы не наблюдали больших скоплений китов, видимо криль был разрежен. Чаще всего одновременно мы видели китов одного вида, но 4 раза наблюдали микромиграции финвалов в непосредственной близости от горбачей, и 4 раза регистрировали горбачей рядом с южными малыми полосатиками. 4.04.2021 г. на этапе II.4 киты находились в поле зрения с 11:03 до 15:45 час. Были зарегистрированы горбачи (23 особи), финвалы и южные малые полосатики (по 2 особи).

# Встречаемость китов в зависимости от ледовых условий, глубины и температуры воды

Многие киты в жизненном цикле проявляют склонность к морскому льду, в то время как другие виды, как правило, избегают льдов [42, 49]. Из 38 дней наблюдений 14 (36.8%) дней маршрут судна проходил в ледовых условиях (1-7 баллов), толщина льдов составляла 50-90 см. В данном рейсе финвалы встречались только на участках с чистой водой, а южные малые полосатики, наоборот, в 100% случаев были зарегистрированы в разводьях между полями однолетнего льда, а также в полыньях. Они тяготеют ко льлам. прелпочитают питаться у кромки льда, где прячется криль. Часто наблюдали этих китов, проплывающих среди льдин, на которых отдыхали тюлени. Количество встреченных горбатых китов в ледовых условиях составило 40.5% (24 встречи -32 особи). Все встречи с косатками происходили в ледовых условиях.

Финвалы чаще встречаются вдали от мелководья и шельфовых вод и имеют тенденцию к глубоководным районам [35], но [58] отмечали высокую плотность этих китов в прибрежных водах, протекающих параллельно Антарктическому полуострову. В нашем рейсе на II этапе финвалы встречались над глубинами от 5300 до 2000 м (средняя – 3766 м) нередко на свале глубин, горбачи – от 5300 до 476 м (средняя – 3266 м), южные малые полосатики – от 2986 до 368 м (средняя – 1549 м), что согласуется с литературными данными. В районе ст. Беллинсгаузен в бухте Ардли два раза наблюдали горбачей над глубиной 83 м.

На II этапе температура воды колебалась от +2.3 до -1.4°С (использовали мгновенные показатели температуры воды на момент встречи китов). На этапе II.1 температура воды была положительной (кроме последних двух дней), на остальных этапах – отрицательной. При подходе к станции Беллинсгаузен (этап II.5) температура воды приобрела положительные значения. Финвалов наблюдали при температуре от +2.2 до −1.4°C (ср. = −0.63°С), горбачей – от +2.3 до −1.3°С  $(cp = -0.25^{\circ}C)$ , а южных малых полосатиков от +1.0 до -1.1°C (ср = -0.84°C). Другие исследователи [41, 43] также наблюдали горбачей в более холодных водах и на меньшей глубине, чем финвалов. Была обнаружена наибольшая плотность горбатых китов в Антарктике в водах с температурой от -1.0 до +0.5°С [35]. Присутствие финвалов было выше в более теплой воде. Так, к югу от 61° ю.ш. увеличение числа встреч китов [43] наблюдали при повышении температуры поверхности моря с 0.4 до 1.4°С. Увеличение температуры, вероятно, соответствует морским фронтам или водоворотам; следовательно, присутствие финвалов в более теплых водах может быть связано с границей океанических фронтов. Южные малые полосатики предпочитали более холодные воды среди льдин.

# ОБСУЖДЕНИЕ

#### Усатые киты

В жизни всех китов в течение года существуют 2 основных периода: нагул и зимовка в теплых водах, где происходят рождение детенышей и спаривание [27].

Нагул китов южного полушария происходит в водах Антарктики, где основной пишей им служит криль. Количество и сроки нахождения здесь китов зависят от различных условий (гидрометеорологических, кормовых и др.) и могут значительно изменяться в отдельные годы. Киты могут кормиться севернее, если условия благоприятны. В феврале-марте основное количество китов держится в более южных широтах, ближе ко льдам. К концу марта скопления китов становятся немногочисленными и начинается обратная миграция. Наши наблюдения показали значительное снижение присутствия усатых китов в прибрежной зоне Антарктики в апреле. Возможно, мы наблюдали китов, которые не успели набрать достаточное количество жира.

Финвалы. Подход финвалов растянут, и даже летом их можно встретить в северных водах даже тогда, когда льды отступают. Во время китобойного промысла финвалы были выбиты местами почти полностью и долго находились в депрессии. Но, в последние 10—15 лет наблюдается рост численности финвалов в обоих полушариях. Подсчеты показывают, что, например, в Охотском море они даже превысили численность малых полосатиков [11]. В этом сезоне финвалов регистрировали только на чистой воде, в то время как в 2017 г. мы встречали их даже в полыньях при подходе к станции Новолазаревская [7].

**Горбатые киты.** Популяции горбатых китов, как и финвалов, на всем ареале была сильно подорвана коммерческим китобойным промыслом, и численность китов снизилась до критической. Тем не менее, горбатые киты раньше других начали активно восстанавливаться и в настоящее время постепенно занимают прежние районы обитания, хотя не все субпопуляции равномерно. Этот процесс происходит как в Северном [12], так и в Южном полушариях [20, 21, 29, 47]. Перемещение горбачей из экваториальных и тропических вод в Антарктику начинается в августе, а массовое появление горбатых китов в антарктических водах происходит в январе. В середине мая горбачи, за исключением одиночек, покидают полярные воды [24]. Однако использование стационарных гидрофонов позволило зафиксировать круглогодичное присутствие горбатых китов в атлантическом секторе Южного океана в течение пяти лет [57].

Южные малые полосатики. Этих китов в Антарктике можно встретить всюду от северной границы до ледяных полей, вблизи суши и вдалеке от нее, а также в полыньях среди ледяных полей. Они меньше пострадали от китобойного промысла. Эти киты, так же как и другие, совершают регулярные миграции, но пути миграций, сроки, последовательность движения и состав мигрирующих стад пока не достаточно изучены. Массовая миграция южного малого полосатика на север из Антарктики начинается в апреле. Однако еще в конце апреля довольно большая часть стада (в том числе много самок) продолжает оставаться на полях нагула в высоких широтах. [3]. Часть южных малых полосатиков задерживается в Антарктике и на зимний период [28]. Однако в этом сезоне мы последний раз видели их 7 апреля на этапе II.4. Для южных малых полосатиков, как правило, не свойственно концентрироваться в местах агрегирования криля в открытых водах Антарктики на значительном удалении от ледяной кромки [3]. В антарктических водах они концентрируются над шельфом [52] и на границе шельфа [35, 45]. Кромка льда может быть важным фактором, контролирующим появление южных малых полосатиков [30]. Наличие ледовых полей, близость кромки, по-видимому, создают дополнительно необходимые условия для успешного нагула: ослабляют влияние неблагоприятных погодных явлений, способствуют концентрации рачков в доступном горизонте [23], предоставляют укрытие от косаток. Однако другие исследования [18] не показали корреляции численности южных малых полосатиков с условиями среды.

Распределение и плотность криля значительно изменяются по годам в пределах высокой межгодовой изменчивости пополнения криля [40], что не может не отражаться на распределении китообразных [26, 31]. Есть наблюдения, что разные виды китов используют криль разного размера. Горбатые киты, как правило, скапливались на участках с мелким крилем (I ювенильные рачки от 15 до 30 мм), в то время как финвалы скапливались на стаях крупного криля (III крупные половозрелые рачки 39-56 мм), а южные малые полосатики перекрывали стаи криля среднего размера (II ювенильные рачки 30-38 мм) [45]. Не ясно, выбирают ли эти три вида китов стаи криля размерного класса в зависимости от особенностей цедильного аппарата или выбирают определенные места обитания или поиск пищи на глубине [32], чтобы минимизировать конкуренцию.

Горизонтальное разделение ниш используемых финвалами и горбатыми китами было предложено [34]. По встречаемости китов на "полях нагула", их численности, можно опосредованно судить о динамике сезонного распределения криля при невозможности взятия проб. Присутствие усатых китов в значительной степени связано с фронтальными процессами [2], которые концентрируют добычу и повышают успех кормодобывания [46]. Было показано, что финвалы предпочитают фронтальные области как в антарктических водах [19], так и в других океанических регионах. Наши данные этого рейса, показавшие преобладание на определенных участках акватории китов одного вида, косвенно подтверждают литературные данные.

#### Зубатые киты

Кроме усатых китов на маршруте рейса наблюдали 7 видов зубатых китов, которые были зарегистрированы в пределах их ареалов [1, 50, 51]. Плосколобые бутылконосы являются обычным видом в прибрежной зоне Антарктики. В этом сезоне мы наблюдали группу этих животных 1 раз (4 особи) после выхода из Кейптауна. На II этапе регистрировали косаток и крестовидных дельфинов. Косаток мы наблюдали только в ледовых условиях и дважды в полыньях, что позволяет предположить, что они относились к плотоядному экотипу [44]. Надо заметить, что, несмотря на обилие тюленей и пингвинов, встречи с косатками происходят не часто. Крестовидные дельфины встречаются значительно южнее остальных. В данном рейсе мы наблюдали этих дельфинов на II и III этапах. Основное видовое разнообразие дельфинов наблюдали на III этапе. Массовым видом оказались южные гладкие китовидные дельфины. Остальные виды составили от 5.25 до 0.93% от всех встреченных дельфинов. Наблюдали только один вид поведения – микромиграции.

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных наблюдений в мартемае 2021 года в южной части Атлантического и Индийского океанов были получены новые данные по распределению, видовому составу, численности, размеру групп и поведению китообразных в период завершения летнего нагула в Южном океане. Распределение видов китообразных по отношению к среде обитания в антарктических водах, вероятно, является сложным взаимодействием многих факторов, включая течения, лед, батиметрию, океанографию [17], распределение криля и, возможно, такое поведение, как избегание конкуренции и нападения хищников [42, 43]. Попутные судовые наблюдения не могут дать объективной картины численности китообразных на акватории, однако (особенно ежегодные) дают информацию по видовому составу, сезонной динамике распределения, сравнительной численности, оцениваемой по частоте встреч и количеству особей в группах, поведению.

Как показывают наши данные, распределение и численность животных значительно меняется по годам и сезонам. Морские млекопитающие, а также птицы являются индикаторами продуктивности акваторий и наблюдения за динамикой их распределения позволяют опосредованно судить о распределении и плотности криля.

Благодарности. Автор выражает благодарность руководству ААНИИ за возможность участия в 66 Российской Антарктической экспедиции, начальнику рейса Курило А.В., капитану НЭС "Академик Федоров" Калмыкову О.Г. за возможность проведения исследований.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках договора с ААНИИ. Срочный трудовой договор № 66/148 от 24.12.2020 г.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атлас морских млекопитающих СССР (ред. Земский В.А.). М.: Пищевая промышленность, 1980. 183 с.
- Белкин И.М. Киты и фронты // Сборник тезисов Х Международной конференции "Морские млекопитающие Голарктики". Архангельск 29 октября— 2 ноября 2018. 2018. С. 21.
- Бушуев С.Г. Распределение и питание малого полосатика на полях нагула в 1-м секторе Антарктики // Материалы советского китобойного промысла (1949–1979). М.: Центр экологической политики России, 2000. С. 206–232.
- Бушуев С.Г., Михалев Ю.А. Влияние истребления китов на экосистемы Антарктики // Материалы советского китобойного промысла (1949–1979). М.: Центр экологической политики России, 2000. С. 233–248.
- Волков А.Ф., Волвенко И.В. Сетной зоопланктон западной части Берингова моря: таблицы встречаемости, численности и биомассы. 1986–2013 // Владивосток: ТИНРО-центр, 2016. 1153 с.
- Кириллова О.И. Судовые наблюдения за китообразными в Атлантическом секторе Антарктики // Сборник научных трудов IV Международной конференции "Морские млекопитающие Голарктики". 2006. Санкт-Петербург. Россия. С. 242–245.
- Кириллова О.И. Исследование сезонной динамики распределения, видового состава и относительной численности морских млекопитающих Атлантики // Российские полярные исследования. Информационно-аналитический сборник. 2017. № 3 (29). С. 22–26.
- Кириллова О.И. Распределение, видовой состав и относительная численность морских млекопитающих Южной Атлантики (март-май 2017 г.) // Сборник тезисов X Международной конференции

"Морские млекопитающие Голарктики". Архангельск 29 октября—2 ноября 2018. 2018. С. 54—55.

- Кириллова О.И., Белькович В.М. Распределение, видовой состав, численность групп китообразных Южной Атлантики по результатам наблюдений в 37 рейсе НИС "Академик Сергей Вавилов" // Сборник тезисов 7 Международной конференции "Морские млекопитающие Голарктики". 2014. Санкт-Петербург. Россия. С. 32.
- Корнев С.И. Морские млекопитающие и рыболовство в российских водах северо-западной части Тихого океана // Тезисы докладов II Международной конференции "Морские млекопитающие Голарктики". 2002. Байкал. С. 133–134.
- Мельников В.В., Сидоренко М.М., Фомин С.В. Современное распределение и численность финвала в Охотском море // Труды ВНИРО. Водные биологические ресурсы. Т. 168. С. 147–154.
- 12. Титова О.В., Федутин И.Д., Филатова О.А. и др. Характеристика нагульного скопления горбатого кита Megaptera novaeangliae (Borowski, 1781) в проливе Синявина у восточного побережья Чукотки по результатам фотоидентификации // Биология моря. 2020. Т 46. № 5. С. 315–322.
- Усов Н.В., Неелов А.В., Поважный В.В. и др. Сезонная и межгодовая динамика видового состава и обилия зоопланктона в бухте Ардли (о. Кинг-Джордж, Южные Шетландские острова) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. №3 (93). С. 51–65.
- 14. Харитонов С.П. Метод "ближайшего соседа" для математической оценки распределения биологических объектов на плоскости и на линии // Вестник Нижегородского университета им. Н.И. Лобачевского. Серия Биология. 2005. Вып. 1 (9). С. 213– 221.
- Ainley D., Ballard G., Blight L.K. et al. Impacts of cetaceans on the structure of Southern Ocean food webs // Mar. Mamm. Sci. 2010. V. 26. P. 482–498.
- Atkinson A.A., Hill S., Pakhomov E. Krill (Euphausia superba) distribution contracts southward during rapid regional warming // Nat. Clim. Change. 2019. V. 9. P. 142–147.
- Bassoi M., Acevedo J., Secchi E.R. et al. Cetacean distribution in relation to environmental parameters between Drake Passage and northern Antarctic Peninsula // Polar Biology 2020. V. 43. P. 1–15.
- Beekmans B.W.P.M., Forcada J., Murphy E.J. et al. Generalised additive models to investigate environmental drivers of Antarctic minke whale (Balaenoptera bonaerensis) spatial density in austral summer // J. Cetac. Res. Manag. 2010. V. 11. P. 115–129.
- 19. Bost C.A., Cotte C., Bailleul F. et al. The importance of oceanographic fronts to marine birds and mammals of the southern oceans // Special Issue on Processes at Oceanic Fronts of the Journal of Marine Systems (JMS-SIOF). 2009. J. Mar.Syst. V. 78. P. 363–376.
- Boyd I. Antarctic Marine Mammals // Encyclopedia of Marine Mammals / Eds. Perrin W. et al. 2008. P. 42–48.
- 21. *Branch T.A.* Humpback whale abundance south of 60° S from three complete circumpolar sets of surveys //

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023

Journal of Cetacean Research and Management. 2011. V. 3. P. 53–69.

- Branch T.A., Butterworth D.S. Estimates of abundance south of 60° S for cetacean species sighted frequently on the 1978/79 to 1997/98 IWC/IDCR-SOWER sighting surveys // J. Cetac. Res. Manage. 2001. V. 3. P. 251– 270.
- Brierley A.S., Fernandes P.G., Brandon M.A. et al. Antarctic krill under sea ice: elevated abundance in a narrow band just south of ice edge // Science 2002. V. 295. P. 1890–1892.
- Brown M.R., Corkeron P.J., Hale P.T. et al. Evidence for a sex-segregated migration in the humpback whale (Megaptera novaeangliae) // Proc. R. Soc. Lond. 1995. V. 259. P. 229–234.
- Carrol E.L., Rayment W., Alexander A. et al. Reestablishment of former wintering grounds by New Zealand southern right whales // Mar. Mamm. Sci. 2014. V. 30 (1). P. 206–220.
- Dalla Rosa L., Secchi E.R., Maia Y.G. et al. Movements of satellite – monitored humpback whales on their feeding ground along the Antarctic Peninsula // Polar. Biol. 2008. V. 31. P. 771–781.
- Dawbin W.H. The seasonal migratory cycle of humpback whales // In: Norris KS/ Ed. Whales, dolphins and porpoises. Proceedings of the first international symposium on cetacean research. University of California Press. Berkeley, 1966. P. 145–170.
- Filun D., Thomisch K., Boebel O. et al. Frozen verses: Antarctic minke whales (*Balaenoptera bonaerensis*) call predominantly during austral winter // R. Soc. Open Sci. 2020. V. 7 (10). P. 1–14.
- 29. *Frakener J.A. van*. Distribution and population densities of marina mammals south of 60° S // Polarforschung. 2002. V. 72. № 2/3. P. 71–74.
- Friedlaender A.S., Halpin P.N., Qian S.S. et al. Whale distribution in relation to prey abundance and oceanographic processes in shelf waters of the Western Antarctic Peninsula // Mar. Ecol. Prog. Ser. 2006. V. 317. P. 297–310.
- Friedlaender A.S., Johnston D.W., Fraser W.R. et al. Ecological niche modeling of sympatric krill predators around Marguerite Bay, Western Antarctic Peninsula // Deep Sea Res. II. 2011. V. 58. P. 1729–1740.
- Friedlaender A.S., Goldbogen J.A., Hazen E.L. et al. Feeding performance by sympatric blue and fin whales exploiting a common prey resource // Mar. Mamm. Sci. 2015. V. 31. P. 345–354.
- Hedley S.L., Buckland S.T., Borchers D.L. Spatial modelling from line transect data // J. Cetacean. Res. Manag. 1999. V. 1. № 3. P. 255–264.
- 34. Herr H., Viquerat S., Siegel V. et al. Horizontal niche partitioning of humpback and fin whales around the West Antarctic Peninsula: evidence from a concurrent whale and krill survey // Polar Biology. 2016. V. 39. P. 799–818.
- Kasamatsu F., Matsuoka K., Hakamada T. Interspecifc relation – ships in density among the whale community in the Antarctic // Polar. Bio. 2000. V. 23. P. 466–473.
- 36. Lascara C.M., Hofmann E.E., Ross R.M. Seasonal variability in the distribution of Antarctic krill, Euphausia

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023

superba, west of the Antarctic Peninsula // Deep. Sea Res. I. 1999. V. 46. P. 951–984.

- 37. *Mackintosh N.A.* Whales and krill in the twentieth century // Antarctic Ecology. 1970. V. 1. P. 195–212.
- MacLeod C.D. Global climate change, range changes and potential implications for the conservation of marine cetaceans: a review and synthesis // Endanger Species Res. 2009. V. 7. P. 125–136.
- Murase H., Matsuoka K., Ichii T. Relationship between the distribution of euphausiids and baleen whales in the Antarctic (35° E-145° W) // Polar. Biol. 2002. V. 25. P. 135-145.
- 40. *Murphy E.J., Watkins J.L., Trathan P.N. et al.* Spatial and temporal operation of the Scotia Sea ecosystem: a review of large-scale links in a krill centred food web // Philos. Trans. R. Soc. Lond. B. Biol. Sci. 2007. V. 362. P. 113–148.
- 41. *Nicol S., Pauly T., Bindof N.L.* Ocean circulation of east Antarctica afects ecosystem structure and ice extent // Nature. 2000. V. 406. P. 504–507.
- 42. *Nicol S., Worby A., Leaper R.* Changes in the Antarctic sea ice ecosystem: potential effects on krill and baleen whales // Mar. Freshw. Res. 2008. V. 59. P. 361–382.
- Orgeira J.L., González J.C., Jiménez Y.G. Occurrence of fin and humpback whales in the Scotia Sea and the Protected Marine Area of the South Orkney islands, Antarctica // Mastozool. Neotrop. 2017. V. 24. P. 135– 143.
- Pitman R.L., Ensor P. Three forms of killer whales (Orcinus orca) in Antarctic waters // J. Cetac. Res. Manage. 2003. V. 5. P. 131–139.
- 45. Santora J.A., Reiss C.S., Loeb V.J. et al. Spatial association between hotspots of baleen whales and demographic patterns of Antarctic krill Euphausia superba suggests size-dependent predation // Marine Ecology Progress Series. 2010. V. 405. P. 255–269.
- 46. Santora J.A., Schroeder I.D., Loeb V. Spatial assessment of fin whale hotspots and their association with krill within an important Antarctic feeding and fishing ground // Marine Biology. 2014. V. 161 (10). P. 2293– 2305.
- 47. Schmitt N.T., Double M.C., Baker S. et al. Mixed-stock analysis of humpback whales (Megaptera novaeangliae) on Antarctic feeding grounds. // J. Cetac. Res. Manag. 2014. V. 14. P. 141–157.
- 48. Secchi E.R., Dalla Rosa L., Kinas P.G. et al. Encouter rates and abundance of humpback whales (Megaptera novaeangliae) in Gerlache and Bransfield Straits, Antarctic Peninsula // Humpback Whales: Status in the Southern Hemisphere. Journal of Cetacean Research and Management (Special Issue 3). 2011. (Gales N. et al. Eds). Cambridge. P. 107–112.
- 49. *Širović A., Hildebrand J.A., Wiggins S.M. et al.* Seasonality of blue and fin whale calls and the infuence of sea ice in the Western Antarctic Peninsula // Deep. Sea Res. II. 2004. V. 51. P. 2327–2344.
- 50. *Sirihai H., Jarrett B.* Whales, dolphins, and other marine mammals of the World. Princeton, NJ: Princeton University Press, 2006. 384 p.
- 51. *Shirihai H*. A Complete Guide to Antarctic Wildlife. Birds and marine mammals of the Antarctic Continent
and the Sousern Ocean. Princeton and Oxford: Princeton University Press, 2008. 546 p.

- Thiele D., Chester E.T., Moore S.E. et al. Seasonal variability in whale encounters in the Western Antarctic Peninsula // Deep. Sea Res. II: Topical Stu Oceanogr. 2004. V. 51. P. 2311–2325.
- Thomas L., Williams R., Sandilands D. Designing line transect surveys for complex survey regions // J. Cetacean Res. Manag. 2007. V. 9. P. 1–13.
- Trathan P.N., Forcada J., Murphy E.J. Environmental forcing and Southern Ocean marine predator populations: effects of climate change and variability // Philos. Trans. R. Soc. Lond. B. Biol. Sci. 2007. V. 362. P. 2351– 2365.
- 55. *Turner J., Barrand N.E., Bracegirdle T.J.* Antarctic climate change and the environment: an update // Polar. Rec. 2014. V. 50. P. 237–259.
- Valenzuela L.O., Sironi M., Rowntree V.J. Isotopic and genetic evidence for culturally inherited site fidelity to feeding grounds in southern right whales (*Eubalaena australis*) // Mol. Ecol. 2009. V. 18. P. 782–791.
- 57. Van Opzeeland I., Van Parijs, S., Kindermann, L. Calling in the cold: pervasive acoustic presence of humpback whales (*Megaptera novaeangliae*) in Antarctic coastal waters. // PLoS ONE. 2013. V. 8. P. 1–7.
- Williams R., Hedley S.L., Hammond P.S. Modeling distribution and abundance of Antarctic baleen whales using ship of opportunity // Ecology and Society. 2006. V. 11. № 1. P. 1–29.

# Species Composition and Distribution of Cetaceans in the Atlantic and Indian Sectors of Southern Ocean

## O. I. Kirillova<sup>#</sup>

P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia #e-mail: olga.kirillova@mail.ru

The data of accompanying observations of the spatial distribution, species composition and abundance of cetaceans in the southern part of the Atlantic and Indian oceans and in the coastal waters of Antarctica in the southern autumn of 2021 are presented. In total, 3 species of whales (82 sightings–136 individuals), 1 species of beaked (1 sighting–4 individuals) and 6 species of dolphins (15 sightings–324 individuals) were registered in the research area. In total, cetacean were observed 98 times, 464 individuals were registered. As in previous years, humpback whales *Megaptera novaeangliae* predominated (58.82%), they are successfully restoring their quantity, although they suffered greatly during whaling in the XVIII–XX centuries. Antarctic minke whales *Balaenoptera bonaerensis* made up 21.32%, and fin whales *Balaenoptera physalus* made up 19.85% of all whales. Southern right whale dolphins (83.33%) prevailed among all dolphins.

Keywords: Antarctica, Southern ocean, fin whale, humpback whale, Antarctic minke whale, dolphins, seasonal distribution, occurrence ——— МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ ——

УДК 551.465

## ГЕОХИМИЯ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОРОК БЕРИНГОВА МОРЯ

## © 2023 г. Г. Н. Батурин<sup>1</sup>, А. Н. Новигатский<sup>1, \*</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия \*e-mail: novigatsky@ocean.ru Поступила в редакцию 31.05.2023 г. После доработки 30.06.2023 г.

Принята к публикации 18.07.2023 г.

Обнаруженные в Беринговом море на массиве Вулканологов, в зоне разлома Альфа и на подводном хребте Ширшова железомарганцевые корки, устилающие поверхность скальных вулканических сооружений, являются, скорее всего, продуктом поствулканической активности. Приведенные результаты свидетельствуют, что исследованные железомарганцевые образования формировались под воздействием двух факторов: с одной стороны – в результате медленного осаждения металлов из обычной морской воды, с другой — под возможным воздействием обогашенных металлами гилротермальных растворов. В микроструктурном и минералогическом плане состав Fe-Mn корок Берингова моря оказался довольно однообразным. Рудная часть представлена преимущественно железистым вернадитом и, редко, гематитом в сочетании с аморфным кремнеземом, в меньшей степени, монтмориллонитом, кальцитом и арагонитом. Марганцевый минерал тодорокит, считающийся надежным признаком гидротермального происхождения рудных корок, в наших образцах не обнаружен. Пониженная цериевая аномалия (0.87) установлена только в одном образце, а в остальных образцах ее величина колеблется в пределах 1.08–1.89, что характерно для верхних горизонтов водной толщи океана. При этом европиевая аномалия близка к нейтральной, так в 7 образцах ее величина составляет 0.96-1.03 (в среднем 1.0) и лишь в трех образцах незначительно повышена (1.05-1.07), что может считаться очень слабым признаком проявления гидротермальной активности. Кроме того, наличие в железомарганцевой фазе микровключений золота может косвенно свидетельствовать о возможном воздействии на состав корок гидротермального фактора.

**Ключевые слова:** Берингово море, донные осадки, железомарганцевые конкреции, геохимия металлов и микроэлементов

DOI: 10.31857/S0030157423060023, EDN: UZWWQL

#### введение

Аккумуляция железа и марганца в виде более или менее уплотненных стяжений – распространенное природное явление на дне многих водоемов, включая озера, моря и океаны [1, 5, 8, 11, 20, 31-32, 35, 39-40 и др.]. В океанах обширные участки подводных равнин усеяны железомарганцевыми конкрециями размером до 5-10 см в поперечнике, а вершины и склоны подводных гор покрыты железомарганцевыми корками различной толщины, от менее 1 до 20 см [8, 24–25, 36 и др.]. Крупные скопления этих образований, в той или иной мере обогащенных наряду с железом и марганцем некоторыми цветными и редкими металлами, являются перспективными рудными месторождениями, разработка которых неизбежна по мере истощения континентальных ресурсов [9].

Ресурсы Берингова моря, самые отдаленные от центральной России, наименее исследованы по сравнению с прочими российскими морями. Железомарганцевые абиссальные конкреции на дне Берингова моря были впервые обнаружены в первых экспедициях НИС "Витязь" в середине прошлого века. Наиболее полное обобщение данных о собранных ранее осадках было опубликовано в монографии А.П. Лисицына [23], в которой описано комплексное исследование осадков и среды их образования в этом бассейне, что явилось первым обобщением такого типа в самой северной части Тихого океана. В дальнейшем часть этого материала была передана первому автору для исследования микроэлементов в составе глинистых осадков из центральной глубоководной части Берингова моря как наиболее обогащенной железом [7, 22].

Железомарганцевые корки и конкреции (ЖМК) на подводных горах Тихого океана, а также Охотского и Японского морей распространены широко [1, 3, 9–10, 18–19, 28, 33, 37–38, 41–42 и др.], но в Беринговом море они представительно найдены лишь в 2009 г. в ходе российскогерманской экспедиции по проекту KALMAR на германском научно-исследовательском судне "Sonne" (рейс So201–2) [27]. Основными участками работ в рейсе были: гайот Мейджи, Алеутский желоб, массив Вулканологов, подводный вулкан Пийпа, хр. Ширшова, Командорская котловина. В ходе работ выполнялось драгирование склонов подводных поднятий, что позволило получить значительную коллекцию скальных пород, донных осадков и железомарганцевых корок.

#### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В данной работе проведено обобщенное исследование минерального, микроэлементного и микрохимического состава коллекции проб, полученных в рейсе So201–2 на НИС "Sonne" в Беринговом море [17]. При исследовании материала были выбраны представительные образцы железомарганцевых образований, включая уплотненные и слабо литифицированные фрагменты.

Железомарганцевые конкрешии в сейсмически активном и рудоносном регионе Берингова моря представляют значительный интерес в геологическом плане. В связи с этим было выполнено комплексное исследование минералогии и геохимии 10 наиболее представительных образцов с 6 драгировочных станций: на Массиве Вулканологов (обр. 1-4), в зоне разлома Альфа (обр. 5-7) и на подводном хребте Ширшова (обр. 8-10). Образцы представлены рыхлыми и уплотненными бугорчатыми корками неравномерной толщины (до 2-3 см) на поверхности коренных и вулканогенно-осадочных пород. Наряду с железомарганцевыми корками со дна подняты фрагменты базальтов, покрытые железистой пленкой (обр. 5), и слабо ожелезненная пемза (обр. 2). В некоторых корках зацементированы мелкие и крупные обломки подстилающих скальных пород и осадочный материал. Места сбора и описание морфологии образцов приведены в табл. 1.

Минеральный состав исследовали методами электронной микроскопии во Всероссийском научно-исследовательском институте минерального сырья им. Н.М. Федоровского (ВИМС) [12, 26]; микроэлементный состав был проанализирован в Институте проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (ИПТМ РАН) с применением высокочувствительной аналитической техники методом ИСП-МС [21]; содержание кремнезема, алюминия и фосфора определено микрохимическим методом в Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН) [12].

#### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Просмотр образцов в растровом электроном микроскопе показал, что для них характерна преимущественно колломорфная и глобулярная микроструктуры. Размер глобул колеблется в широких пределах, от долей микрометра до десятков микрометров в поперечнике. Слоистая микроструктура наблюдается значительно реже. В некоторых образцах присутствуют разнообразные, но обычно немногочисленные органические остатки — относительно свежие или частично ожелезненные панцири диатомовых водорослей, спикулы губок, трубчатые оболочки червей.

С помощью микродифракционного метода, позволяющего определить параметры элементарной кристаллической ячейки минералов, в составе корок установлено неравномерное распределение участков, состоящих из железистого вернадита (рис. 1) и гематита (Fe–Mn минералов) и аморфного кремнезема.

Из нерудных компонентов среди основной гидроксидной массы встречены также включения частиц кварца, карбонатный материал и глинистые минералы, главным образом, монтмориллонит. В некоторых специально подготовленных суспензионных препаратах рудного материала установлены также единичные частицы самородного золота микронного и субмикронного размера.

При исследовании образцов под просвечивающим электронным микроскопом получить четкие микродифракционные картины минералов оказалось довольно сложно из-за слабой степени кристаллизации вещества. Вместе с этим, с помощью микродиффракции удалось выявить наличие в общей минеральной массе микронных включений самородного золота. Просмотр материала под сканирующим микроскопом в сочетании с микрозондированием выявил неравномерное распределение участков, состоящих либо из аморфного кремнезема, либо из железистого вернадита с примесью гематита. При этом ни в одном из препаратов тодорокит не выявлен.

Детальный микрозондовый анализ профильного разреза, пересекающего несколько слоев одной из корок, выявил значительную изменчивость их основного химического состава при наличии локальной и частичной корреляции между некоторыми элементами. Так, кремнезем коррелирует с алюминием, что свидетельствует о слабом влиянии биогенного опала на валовый состав корок. Железо и марганец меняются в одних слоях однотипно, а в других распределяются противоположным образом. Титан тяготеет к железу. Калий и кальций распределяются более стабильно по сравнению с другими элементами, но в конце профиля примыкают к алюминию и кремнезему. Хлор не тяготеет ни к одному из проанализированных элементов и только в конце профиля, вего периферической части, присоединяется к алюминию, кремнезему и кальцию.

Основной компонентный состав породообразующих элементов железомарганцевых корок

No	No officiation	Коорд	инаты	Глубина	Описание и морфология
JN≌	ле ооразцов	с.ш.	в.д.	драгирования, м	образцов
1	So201-2DR-53	55°18.69	167°31.07	3000-2430	Фрагменты Fe–Mn корок среди глыб подушечных лав
2	So201-2DR-60	55°22.80	169°23.15	2421-2221	Пемза, импрегнированная Fe—Mn оксидами
3	So201-2DR-61-a	55°34.11	167°16.76	3910-3425	Рыхлая тонкая корка на бугристой поверхности вулканической брекчии
4	So201-2DR-61-b	55°34.11	167°16.76	3910-3425	Неравномерный рыхлый Fe—Mn слой толщиной до 3 мм на плотном песчанистом осадке
5	So201-2DR-63-1S	55°45.74	167°28.34	3978–3801	Fe—Mn пленка до 1 мм толщи- ной на поверхности базальта, импрегнированной оксидами на глубину до 2 мм
6	So201-2DR-63-3MA-top	55°45.74	167°28.34	3978–3801	Верхняя часть рыхлой Fe—Mn корки толщиной 2—5 мм на плотной глинистой породе, с включениями угловатых обломков базальта и пронизан- ной черными жилками оксидов
7	So201-3DR-63-3MA-bottom	55°45.74	167°28.34	3978-3801	Нижняя более плотная часть той же корки
8	So201-2DR-74	56°15.07	169°52.82	2517-2199	Рыхлая корка толщиной от 1 до 5–7 мм на плотной глинистой породе, импрегнированной Fe–Mn оксидами
9	So201-2DR-88A	57°34.09	170°05.89	1158-895	Плотная Fe—Mn корка толщиной 2—4 мм на базальте
10	So201-2DR-88B	57°34.09	170°05.89	1158-895	Верхняя более рыхлая часть той же корки

Таблица 1. Координаты отбора проб и макро описание образцов

Берингова моря приводится в табл. 2. Сразу обращает на себя внимание содержание основного состава породообразующих элементов железомарганцевых корок Берингова моря: образцы №№ 6 и 7 с максимальным содержанием оксидов железа и марганца (31% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и 33.8% MnO); образцы №№ 6 и 10 с максимальным содержанием пентоксида фосфора (0.52% Р<sub>2</sub>О<sub>5</sub>) и образец № 9 с содержанием элементной серы 0.50% S<sub>обш</sub> (при обычном содержании менее 0.16% S<sub>обш</sub>). Среди породообразующих элементов марганец отличается наиболее широким диапазоном концентраций – от 2% MnO в минерализованной пемзе (обр. № 9) до 33.8% в нижней части корки из драги (обр. № 7). В распределении железа проявляется противоположный тренд, при колебаниях содержания Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 4.1 до 31.0% в корках из драг (обр. №№ 7 и 6).

Те же 10 образцов железомарганцевых корок Берингова моря были проанализированы на 37 микроэлементов, содержание которых (г/т) представлено в табл. 3. В этих же образцах железомарганцевых образований определено содержание 15 редкоземельных элементов (табл. 4), где демонстрируется суммарное перспективное их содержание в земной коре  $\Sigma TR = 346$  г/т, а также их суммарное содержание по отношению к урану  $\Sigma TR/U = 72$ .

Результаты анализа усредненных валовых проб корок (табл. 3) показали, что в целом диапазон колебания содержаний железа, марганца, главных рудных элементов (Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Mo, V) довольно значителен, что относится также и к содержанию микроэлементов. Для оксида марганца этот диапазон находится в пределах 5.6–33.8%,



Рис. 1. Слабо кристаллизованный железистый вернадит (а) и его микродифракционная картина (б) [17].

оксида железа 4.1–31.0%. Распределение главных нерудных компонентов – кремнезема и глинозема – более равномерно, соответственно 25.5–39.9 и 4.7–7.6%. Содержание прочих породообразующих элементов, от титана до серы, колеблется в пределах двух раз. Но при этом следует иметь в виду, что некоторые микроэлементы исследованы недостаточно, особенно Ag, Au, Bi, Ga, Hg, Se, Ta, Te, Tl, W, металлы платиновой группы.

Сравнение содержаний микроэлементов ЖМК Арктических морей и ЖМК из Берингова моря (табл. 5) выявило увеличенное содержание многих микроэлементов: селена (Se) от 2.4 до 16.6 раз; висмута (Bi) от 8 до 33 раз; гафния (Hf) от 1.6 до 7.5 раз; теллура (Те) от 11.5 до 42.8 раз; тория (Th) от 3.3 до 7.2 раз; сурьмы (Sb) от 1.8 до 13.2 раз; ниобия (Nb) от 3.6 до 7.1 раз; вольфрама (W) от 9.5 до 32 раз; таллия (Tl) от 5.3 до 50 раз; итрия (Y) от 1.5 до 2.5 раз; циркония (Zr) от 4.2 до 9,6 раз; свинца (Pb) от 2.2 до 27 раз; цинка (Zn) от 1.1 до 3.7 раз; бария (Ba) от 2.07 до 4.15 раз; кобальта (Co) от 0.44 до 844 раз; меди (Cu) от 4.8 до 68 раз; никеля (Ni) от 7.25 до 54.6 раз.

Для рассмотрения химического состава корок мы разделяем элементы на 4 группы: породообразующие, включая марганец и железо (табл. 2); рудные (Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Mo, V), другие микроэлементы (табл. 3), а также отдельно редкозе-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023

Konnonanz		Станции Берингова моря, %									
KOMHOHEHI	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	среднее
Na <sub>2</sub> O	2.6	2.9	2.6	2.6	3.3	2.4	2.1	2.4	7.2	2.9	2.87
MgO	1.7	1.9	2.1	2.0	1.8	1.6	3.1	3.4	1.3	1.8	1.90
$Al_2O_3$	5.7	6.1	5.6	7.1	7.6	4.7	5.5	7.8	10.7	7.6	6.33
$P_2O_5$	0.40	0.46	0.45	0.46	0.43	0.52	0.14	0.20	0.18	0.52	0.36
S <sub>общ</sub>	0.09	0.14	0.16	0.13	0.15	0.11	0.090	0.078	0.50	0.11	0.126
K <sub>2</sub> O	0.68	1.0	1.1	1.2	1.3	1.0	1.9	1.7	2.1	1.1	1.03
CaO	1.6	2.4	2.1	2.5	2.4	1.3	1.3	1.8	1.9	2.1	1.79
TiO <sub>2</sub>	0.52	0.67	0.73	0.74	0.53	0.90	0.26	0.42	0.28	0.88	0.56
MnO	10.6	15.2	14.0	12.3	8.0	6.5	33.8	22.6	2.0	5.6	11.96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.6	19.0	18.7	18.8	17.4	31.0	4.1	5.6	4.9	24.1	16.27
Mn/Fe	0.71	0.94	0.88	0.77	0.54	0.24	9.65	4.22	0.48	0.27	1.87
<u>Mn + Fe/Ti</u>	49.5	64	56	53	58	50	196	90	30	40	68.65

**Таблица 2.** Основной компонентный состав железомарганцевых корок Берингова моря (%), нумерация образцов согласно табл. 1

S<sub>обш</sub> – общее содержание серы; жирным шрифтом выделены максимальные значения.

мельные элементы (РЗЭ) (табл. 4). В целом диапазон колебания содержаний элементов находится в тех же пределах, которые установлены для железомарганцевых конкреций и корок Мирового океана (табл. 5) [2, 8, 9, 24, 42].

Соотношение максимальных и минимальных содержаний рудных элементов составляет: для свинца 18, для никеля и кобальта около 10, для ванадия 6, для меди, цинка и молибдена от 3 до 3.5. Для многих микроэлементов этот диапазон значительно шире, включая Tl (80), Sn, Te, Sb, Ag (от 20 до 40), Bi, Au, As, Nb, Hf, Th, V (10–20). В одном образце установлено повышенное содержание золота (0.55 г/т), в трех других образцах – на порядок ниже (0.037-0.049), в остальных – менее 0.01 г/т (табл. 3).

Особого внимания заслуживает распределение редкоземельных элементов (РЗЭ), суммарное содержание которых колеблется от 122.6 г/т в слабо ожелезненной пемзе до 1423.2 г/т в корке из обр. 8. Для оценки поведения РЗЭ в морской среде определяют величины цериевой и европиевой аномалий, которые рассчитываются как нормализованные по сланцам океана [34] содержания церия и европия к полусумме нормализованных содержаний соседних двух элементов (соответственно лантана-празеодима и самария-гадолиния) [6]. В исследованных образцах пониженная цериевая аномалия (0.87) установлена только в одном образце, а в остальных образцах ее величина колеблется в пределах 1.08-1.89, что характерно для верхних горизонтов водной толщи океана [6]. При этом европиевая аномалия близка к нейтральной: в 7 образцах ее величина составляет

0.96—1.03 (в среднем 1.0) и лишь в трех образцах незначительно повышена (1.05—1.07), что считается признаком проявления (в данном случае слабым) гидротермальной активности (табл. 4, 6).

Для оценки влияния седиментационных, диагенетических и гидротермальных процессов на состав океанских железомарганцевых образований предлагались разнообразные критерии, из которых наиболее широко используются два: отношение Mn/Fe и отношение (Mn + Fe)/Ti [29]. Так, для гидротермальных корок характерны резкие колебания Mn/Fe и высокие (более 40) величины титанового модуля, что было успешно использовано, в частности, для оценки гидротермального вклада в состав железомарганцевых корок Магеллановых гор в Тихом океане [24].

При ранжировании исследованных образцов по величине титанового модуля можно выстроить следующий ряд: 196 (обр. 9) – 90 (обр. 10) – 64 (обр. 3 и 4) – 54 (среднее для остальных корок). Во всех случаях этот модуль выше 40, что является значимым аргументом в пользу влияния гидротермального фактора на состав корок. Сопоставление этих величин с данными о содержании ряда исследованных элементов выявляет тренды их прямой или обратной корреляции с титановым модулем. Прямая корреляция установлена для Ва, Со, Мо, W, Li, Rb, Cs, Sb, Ga и обратная – для фосфора, свинца и серии микроэлементов – Se, Te, Hf, Ta, Th, As, Zr, Sc, Nb, P3Э.

В целом приведенные результаты свидетельствуют, что исследованные железомарганцевые образования формировались под воздействием двух факторов: с одной стороны — в результате мед-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023

## БАТУРИН, НОВИГАТСКИЙ

<b>D</b>	Станции Берингова моря										
Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	среднее
Ag	< 0.03	0.14	0.075	0.12	0.081	<ПО	<ПО	<ПО	1.7	<ПО	0.42
As	111	127	150	127	110	172	32.4	27.6	18.1	153	101.9
Au	< 0.03	0.55	0.044	0.037	0.049	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	0.17
Ba	973	916	1136	977	819	1301	5858	1911	487	1045	1605
Be	1.8	2.2	2.3	2.0	2.2	2.9	0.91	0.92	1.6	3.1	2.01
Bi	2.3	2.9	2.7	3.2	2.4	6.4	0.33	0.54	0.47	3.7	2.51
Cd	3.1	4.3	3.2	2.5	2.1	0.96	3.1	1.9	0.60	0.89	2.17
Ce	2.94	304	403	366	283	776	61.6	91.9	58.2	549	162
Co	—	534	868	503	346	780	1304	837	135	394	633
Cr	31.6	56.2	34.8	35.7	36.1	31.4	38.7	57.6	21.6	35.9	38.6
Cs	0.80	0.95	1.5	1.5	1.7	1.2	2.3	2.3	0.58	1.7	1.52
Cu	350	698	594	433	277	290	279	282	36	157	344
Ga	77.8	39.4	44.7	28.3	24.1	20.6	74.7	54.1	14.2	21.2	35.7
Hf	5.7	7.9	9.6	8.5	6.7	11.2	1.1	1.5	2.8	11.6	6.7
Hg	0.048	0.18	0.048	0.039	0.045	0.022	0.033	0.037	0.076	0.059	0.059
Li	16.6	17.4	17.3	14.9	15.2	12.9	16.9	30.2	15.1	13.1	17.0
Мо	136	218	173	181	68.6	40.1	383	292	14.7	12.1	153
Nb	14.4	26.0	39.3	27.3	18.5	41.0	4.4	5.6	4.4	37.1	22.6
Ni	2666	3616	2644	1779	1113	1025	1805	1743	347	415	1609
Pb	438	311	258	296	245	683	37.6	54.7	44.4	394	276
Rb	16.0	17.3	25.6	27.8	28.0	20.0	41.5	41.4	14.0	26.8	26.9
Re	—	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	<ПО	<ПО	<ПО	< 0.01	< 0.01
Sb	16.2	16.2	27.1	13.5	8.5	36.2	69.4	45.4	3.3	12.9	25.8
Sc	11.7	8.4	9.1	8.6	6.0	8.6	2.1	1.4	1.3	8.8	6.6
Se	2.0	11.5	12.2	12.8	12.2	14.2	6.2	8.3	4.6	12.7	9.6
Sn	1.1	2.0	2.9	3.9	1.3	2.4	0.56	0.65	22.6	2.1	2.6
Sr	598	688	702	691	590	696	613	330	223	803	700
Та	0.27	0.43	0.47	0.48	0.39	0.70	0.23	0.31	0.33	0.52	0.34
Te	5.3	6.9	9.4	6.9	4.5	15.6	1.0	0.67	0.43	8.5	5.6
Th	19.2	27.0	28.1	31.9	27.5	42.4	4.0	6.3	3.5	39.2	21.2
T1	—	71.3	60.1	35.7	19.3	5.7	1.6	0.91	0.89	4.0	22.1
U	4.4	8.5	5.9	5.3	4.2	4.9	7.8	4.0	2.2	3.9	4.7
V	275	322	332	321	283	337	472	303	78	345	292
W	19.7	35.7	35.1	27.9	14.6	11.9	60.1	42.6	5.5	8.6	23.2
Y	77.3	88.8	97.5	88.4	68.5	73.2	23.1	17.6	17.6	71.9	69.1
Zn	458	575	424	395	349	403	334	308	163	321	340
Zr	368	399	428	374	323	664	58.2	67.2	103	511	346

**Таблица 3.** Содержание микроэлементов и рудных металлов в составе железомарганцевых корок Берингова моря (г/т), нумерация образцов согласно табл. 1

Примечание: <ПО – ниже предела обнаружения.

Элемент	Станции Берингова моря										
JICMEHI	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	среднее
La	96	121	158	123	98	228	32	21.0	17.1	203	109
Pr	23.1	30.8	37.4	30.3	25.4	52.0	7.1	5.3	4.8	49.8	25.1
Nd	100	30.8	164	128	110	213	30	22	20	189	106
Sm	22.9	32.0	35.2	29.8	25.0	43.5	6.4	4.9	4.6	37.8	23.6
Eu	5.8	7.5	8.7	7.0	5.9	9.8	1.4	1.1	1.0	8.3	5.7
Gd	24.2	33.0	36.8	31.1	25.4	38.0	6.4	4.7	4.6	34.6	24.1
Tb	3.6	5.1	5.8	4.7	3.9	5.6	1.0	0.81	0.74	4.9	3.6
Dy	19.5	27.7	30.7	27.3	21.1	26.4	5.7	4.3	4.2	24.3	19.2
Ho	3.9	5.5	5.9	5.2	4.1	4.7	1.2	0.91	0.90	4.4	3.7
Er	10.9	14.7	16.4	14.4	11.3	13.0	3.4	2.5	2.6	11.9	10.4
Tm	1.5	2.1	2.3	2.1	1.5	1.8	0.5	0.37	0.38	1.6	1.45
Yb	14.1	14.1	14.9	13.4	10.1	12.4	3.2	2.3	2.6	10.6	11.6
Lu	1.6	2.2	2.3	2.1	1.6	2.0	0.48	0.38	0.43	1.6	1.52
ΣTR											346
ΣTR/U											72
Pt	_	0.10	0.15	0.087	0.089	0.17	0.19	0.16	0.024	0.065	0.115
U	4.4	8.5	5.9	5.3	4.2	4.9	7.8	4.0	2.2	3.9	4.7
TR <sub>tot</sub>		737	921	784	626	1423	161	162	122	1130	—
Ce*		1.08	1.14	1.16	1.24	1.55	0.87	1.91	1.40	1.19	—
Eu*		1.0	1.05	1.0	1.03	1.07	0.96	1.01	0.96	1.01	_

Таблица 4. Содержание редкоземельных элементов в железомарганцевых корках Берингова моря (г/т), нумерация образцов согласно табл. 1.

Се\* – цериевая аномалия; Еu\* – европиевая аномалия.

ленного осаждения металлов из обычной морской воды, а с другой стороны — под возможным воздействием обогащенных металлами гидротермальных растворов [4, 30]. Показателями влияния последнего фактора на состав некоторых наших образцов являются: высокие величины марганцевого и титанового модулей, обилие в породе аморфного кремнезема, доминирование весьма слабо кристаллизованного железистого вернадита в рудной фракции вещества, присутствие свежей ожелезненной пемзы, относительно повышенное содержание бария, щелочных металлов, молибдена и сурьмы. Кроме того, образец пемзы, содержащий всего 2% марганца, резко обогащен серой, серебром и оловом. Содержание в нем ртути составляет 0.076 г/т, но при этом он отличается максимальным по сравнению с другими образцами отношением Hg/Mn. Наличие в железомарганцевой фазе микровключений золота также может свидетельствовать о воздействии на состав корок гидротермального фактора.

Привлекает внимание также то обстоятельство, что тонкая железистая пленка на базальте обогащена мышьяком, селеном и некоторыми металлами (Co, Pb, Sr, Zr, Ta, Bi), источником ко-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023

торых, судя по низкому титановому модулю, является морская вода, но весьма низкое отношение Mn/Fe может свидетельствовать и о гидротермальном источнике железа.

Судя по этим результатам, традиционные критерии для разграничения гидрогенных и гидротермальных железомарганцевых образований в океане не являются незыблемыми, поскольку состав гидротермальных растворов меняется во времени и пространстве как в процессе их формирования ниже поверхности дна, так и после их смешения с морской водой (табл. 7). В частности, отсутствие четко выраженной положительной европиевой аномалии в явно гидротермальных (по комплексу других показателей) рудных образованиях может быть связано с многократно повторявшимися эпизодами функционирования гидротермальной системы, что привело к деплетированному по Eu<sup>2+</sup> составу РЗЭ. Но при этом, нейтральная по своей величине цериевая аномалия совпадает с таковой, во-первых, в некоторых магматических породах (щелочных базальтах и островных толеитах) [6], а во-вторых, в высокотемпературных металлоносных гидротермах Восточно-Тихоокеанского поднятия [32].

# БАТУРИН, НОВИГАТСКИЙ

		Моря Арктики						
Элемент	Океан, [8]	Белое, [11]	Баренцево, [11]	Карское, [13, 16]	Лаптевых, [11]	Восточно- Сибирское, [13]	Чукотское, [13]	Берингово, [17]
Hg	0.02	_	0.31	_	0.15	0.076	0.034	0.045
Se	0.6	_	<1.5	0.6	4.1	2.7	3.4	10
Ag	0.9	0.23	0.065	0.1	0.048	< 0.03	0.054	0.13
Cs	1	0.9	1.2	2.0	2.3	1.8	2.45	1.8
Sn	2	0.65	0.79	2.0	0.66	0.43	0.60	1.6
Be	2.5	0.60	3.3	0.90	1.1	0.73	1.25	1.5
U	5	2.7	3.1	5.5	12	9.3	9.2	5.7
Bi	7	0.18	0.085	0.2	0.135	0.24	0.35	2.8
Hf	8	3.5	3.6	2.0	1.1	0.8	0.95	6.0
Cd	10	1.0	0.44	1.3	2.4	11.2	1.3	2.4
Ga	10	8	5.7	45	15.3	42	28	41
Sc	10	7.2	23.6	8.0	5.4	4.2	5.3	5.0
Та	10	0.6	0.23	0.50	0.20	0.20	0.24	0.46
Te	10	<0.4	<0.2	0.3	0.14	0.52	0.46	6.0
Rb	17	28	20	42	33	31	39	30
Th	30	6.8	3.4	4.2	3.4	3.2	4.1	23
Cr	35	60	34	45	14	26	38	41
Sb	40	5.1	2.5	12.5	14.3	18.4	15.8	33
Nb	50	6.0	3.2	5.0	3.1	3.1	4.0	22
Li	80	49	18	72	34	95	16	18
W	100	4.1	1.0	9.5	8.5	5.5	5.0	32
As	140	220	265	450	750	527	800	100
Tl	150	4.3	0.62	1.8	0.77	7.5	0.46	23
Y	150	24	40	38	30	38	41	60
Мо	400	112	43	173	190	417	90	160
V	500	225	290	330	173	400	305	340
Zr	560	70	58	84	42	37	44	355
Sr	830	570	190	500	1070	970	1335	613
Pb	900	14	10	23	119	48	73	270
Zn	1200	110	100	115	190	320	170	370
Ba	2300	650	560	530	1020	900	1060	2200
Co	2700	0.9	6.1	12.3	340	314	250	760
Cu	4500	11	5	70	24	37	23	340
Ni	6600	84	30	125	127	226	95	1640

Таблица 5. Содержание микроэлементов в ЖМК (г/т) морей Арктики и Мирового океана

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023

	Корк	и с поднятия	Менделеева	ı, [15]	ЖМК	морей	Гидротер-	Сланиы	
Элемент	обр. № 9В	обр. № 9Н	обр. № 12	обр. № 7	Берингово, [17]	Карское, [16]	мальные корки, [2]	Сланцы, [34]	
La	223	226	210	135	228	44.4	133	32	
Ce	1526	1671	1226	976	776	65.9	239	73	
Pr	61.3	64.6	55.7	35.6	52	9.2	20	7.9	
Nd	257	264	221	141	213	40.6	103	33	
Sm	6.2	67.5	54.4	35.6	43.5	10.0	21.6	5.7	
Eu	15.7	16.2	12.5	8.1	9.8	2.3	5.7	1.24	
Gd	76.4	77.5	62.3	40.8	38	10.4	21.8	5.2	
Tb	12.2	12.2	10.2	6.8	5.6	1.4	9.7	0.85	
Dy	68.1	68.1	58.1	38.3	26.4	8.8	17.9	5.2	
Но	13.1	13.0	11.3	7.5	4.7	1.6	3.6	1.04	
Er	37.3	36.5	32.5	21.6	13	4.8	12	3.4	
Tm	5.3	5.2	4.7	3.2	1.8	0.63	1.8	0.5	
Yb	34.3	33.6	29.6	19.7	12.4	3.6	12.7	3.1	
Lu	5.2	5.2	4.3	2.9	2.0	0.48	1.6	0.48	
ΣTR	2400	2560	1980	1475	1423	205	593	172	
Ce*	2.85	3.0	2.47	3.08	1.55	0.70	0.97	1.00	
Eu*	0.96	0.98	0.98	0.93	1.06	0.99	1.15	1.00	

Таблица 6. Распределение редкоземельных элементов в Fe-Mn образцах конкреций, корок и сланцев, (г/т)

Се\* – цериевая аномалия; Еu\* – европиевая аномалия.

Марганцевый минерал тодорокит, считающийся надежным признаком гидротермального происхождения рудных корок, в наших образцах не обнаружен. В некоторых гидротермальных океанских корках он также отсутствует, но при этом он найден нами ранее в морских и озерных конкрециях [8, 11, 14], что не позволяет считать его необходимым показателем гидротермального генезиса железомарганцевых образований.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обнаруженные в Беринговом море железомарганцевые корки, устилающие поверхность скальных вулканических сооружений, являются, скорее всего, продуктом поствулканической активности. Приведенные результаты свидетельствуют, что исследованные железомарганцевые образования формировались под воздействием двух факторов: с одной стороны — в результате медленного осаждения металлов из обычной морской воды, с другой — под возможным воздействием обогащенных металлами гидротермальных растворов.

В микроструктурном и минералогическом плане состав Fe—Mn корок Берингова моря оказался довольно однообразным. Рудная часть представлена преимущественно железистым вернадитом и редко гематитом в сочетании с аморфным кремнеземом, в меньшей степени монтмориллонитом, кальцитом и арагонитом. Марганцевый минерал тодорокит, считающийся надежным признаком гидротермального происхождения рудных корок, в наших образцах не обнаружен.

При ранжировании исследованных образцов по величине титанового модуля (Mn + Fe)/Ті можно выстроить следующий ряд: 196 (обр. 9) – 90 (обр. 10) – 64 (обр. 3 и 4) – 54 (среднее для остальных корок). Во всех случаях этот модуль выше 40, что является существенным аргументом в пользу влияния гидротермального фактора на состав корок.

В исследованных образцах пониженная цериевая аномалия (0.87) установлена только в одном образце, а в остальных образцах ее величина колеблется в пределах 1.08—1.89, что характерно для верхних горизонтов водной толщи океана. При этом европиевая аномалия близка к нейтральной, так в 7 образцах ее величина составляет 0.96—1.03 (в среднем 1.0) и лишь в трех образцах незначительно повышена (1.05—1.07), что считается признаком проявления, в данном случае очень слабым, гидротермальной активности. Кроме того, наличие в железомарганцевой фазе микровключений золота может косвенно свидетельствовать о возможном воздействии на состав корок гидротермального фактора.

# БАТУРИН, НОВИГАТСКИЙ

	Корк	и с поднятия	и Менделеева	a, [15]	Конкреции	Гилротер		
Элемент	обр. № 9В	обр. № 9Н	обр. № 12	обр. № 7	океан, [8]	моря Арктики, [15]	Берингово море, [17]	Гидротер- мальные корки, [2]
Hg	_	0.008	< 0.003	< 0.003	0.02	0.12	0.045	0.22
Se	14.6	13.5	11.4	8.4	0.6	2.7	10	_
Ag	0.49	0.32	0.35	0.25	0.9	0.088	0.13	0.8
Cs	1.3	1.7	1.4	2.0	1.0	1.73	1.8	4.8
Sn	5.6	4.1	3.1	3.0	2	0.64	1.6	6.9
Be	7.4	8.1	3.3	3.0	2.5	1.13	1.5	2.4
U	11.9	12.6	12.2	7.9	5	6.9	5.7	5.6
Bi	8.0	4.6	14.4	8.8	7	0.2	2.8	10
Hf	11.3	12.9	6.0	5.9	8	2.0	6.0	8.6
Cd	4.6	5.5	6.9	5.4	10	2.9	2.4	6.9
Ga	6.3	7.1	7.8	7.2	10	25.3	41	11.2
Sc	53.8	60.6	18.6	17.1	10	9.0	5.0	11.5
Та	1.2	0.75	1.1	0.90	10	0.33	0.46	_
Te	36.4	18.1	30.5	21.7	10	0.25	6.0	_
Rb	22.0	28.3	21.5	38.2	17	32	30	24
Th	96.7	73.4	141	94.7	30	4.2	23	11
Cr	25.7	25.3	23.6	26.0	35	37	41	100
Sb	119	48.7	26.4	21.7	40	12.7	33	17
Nb	64.3	36.8	38.6	28.6	50	4.1	22	54
Li	32.7	65.1	41.9	38.9	80	45	18	800
W	59.5	84.9	48.5	27.4	100	63	32	100
As	761	724	421	302	140	500	100	100
T1	96.8	122	231	110	150	2.6	23	29
Y	279	278	240	161	150	35	60	120
Мо	269	366	280	143	400	167	160	400
V	1252	1074	761	482	500	293	340	400
Zr	385	397	187	157	560	59	355	400
Sr	736	745	974	496	830	772	613	800
Pb	491	345	802	488	900	48	270	500
Zn	510	444	365	270	1200	170	370	500
Ba	534	544	448	368	2300	786	2200	1200
Co	2659	1803	8911	4977	2700	153	760	700
Cu	680	613	539	337	4500	25	340	800
Ni	2677	2166	3880	2228	6600	80	1640	2000

**Таблица 7.** Содержание микроэлементов (г/т) в железомарганцевых и гидротермальных корках, конкрециях морей Арктики и Мирового океана

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023

Приведенные данные показывают, что ареал распространения железомарганцевых корок охватывает, наряду с другими дальневосточными и арктическими морями России, также и Берингово море, где характер этих образований свидетельствует о разнообразии состава, порождаемом тектонической и вулканогенной активностью региона.

Благодарности. Авторы благодарят Н.В. Цуканова за непосредственный отбор материала и Б.В. Баранова за общее руководство работ геологического отряда в рейсе So201–2 RV "Sonne".

Источник финансирования. Обработка материала выполнена при финансовой поддержке РНФ № 19-17-00234-П, интерпретация полученных данных осуществлялась в рамках государственного задания ИО РАН на 2021–2023 гг. по теме № FMWE-2021-0016.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Андреев С.И*. Минерально-сырьевой потенциал дальневосточных морей и перспективы его освоения // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2014. № 4(38). С. 5–23.
- Аникеева Л.И., Андреев С.И., Казакова В.Е. и др. Кобальтбогатые руды Мирового океана. СПб.: ФГУП ВНИИОкеангеология, 2002. 168 с.
- Аникеева Л.И., Казакова В.Е., Гавриленко Г.М., Рашидов В.А. Железомарганцевые корковые образования Западно-Тихоокеанской переходной зоны // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. № 11. С. 10–31.
- 4. Астахов А.С., Иванов М.В., Ли Б.Я. Гидрохимические и атмохимические ореолы рассеяния ртути над гидротермальными источниками подводного вулкана Пийпа (Берингово море) // Океанология. 2011. Т. 51. № 5. С. 879–888.
- 5. Базилевская Е.С. Исследование железо-марганцевых руд океана. М.: Наука, 2007. 189 с.
- Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
- Баранов Б.В., Басов И.А., Гладких П.А. и др. Коренные породы хребта Ширшова (Берингово море) // Океанология. 1984. Т. 24. № 6. С. 936–941.
- 8. Батурин Г.Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986. 344 с.
- 9. *Батурин Г.Н.* Руды океана. М.: Наука, 1993. 304 с.
- Батурин Г.Н. Геохимия гидротермальных железомарганцевых корок Японского моря // Докл. РАН. 2012. Т. 445. № 2. С. 179–182.
- Батурин Г.Н. Распределение элементов в железомарганцевых конкрециях морей и озер // Литология и полезные ископаемые. 2019. № 5. С. 404–417.
- 12. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т. Микроструктуры железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1989. 200 с.
- 13. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т. О составе железомарганцевых конкреций Чукотского и Восточно-Си-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023

бирского морей // Докл. РАН. 2011. Т. 440. № 1. С. 93–99.

- 14. Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т., Авилова Е.В. О минеральном составе железомарганцевых конкреций озера Байкал // Докл. РАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 207–211.
- Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т., Иванов Г.И., Сираев А.И. Особый тип железомарганцевой минерализации на дне арктического бассейна // Докл. РАН. 2014. Т. 458. № 4. С. 436–441.
- Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т., Новигатский А.Н. Фазовое распределение элементов в железомарганцевых конкрециях Карского моря // Докл. РАН. 2016. Т. 471. № 3. С. 334–339.
- Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т., Савельев Д.П. и др. Железомарганцевые корки на дне Берингова моря // Докл. РАН. 2010. Т. 435. № 2. С. 225–229.
- Батурин Г.Н., Дубинчук В.Т., Рашидов В.А. Железомарганцевые корки Охотского моря // Океанология. 2012. Т. 52. № 1. С. 95–103.
- Горшков А.И., Березовская В.В., Батурин Г.Н., Сивцов А.В. Природа железомарганцевых корок с подводных гор Японского моря // Океанология. 1992. Т. 32. № 3. С. 542–549.
- 20. Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане. М.: Наука. 2006. 360 с.
- Карандашев В.К., Хвостиков В.А., Носенко С.В., Бурмий Ж.П. Использование высокообогащенных стабильных изотопов в массовом анализе образцов горных пород, грунтов, почв и донных отложений методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2016. Т. 82. № 7. С. 6–15.
- 22. Левитан М.А., Кузьмина Т.Г., Лукша В.Л. и др. Позднеплейстоценовая история осадконакопления на подводном хребте Ширшова (Берингово море) // Геохимия. 2013. № 3. С. 195–195.
- Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 574 с.
- 24. *Мельников М.Е.* Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: Южморгеология, 2005. 230 с.
- 25. Михайлик П.Е. Состав, строение и условия формирования железомарганцевых корок Японского и Охотского морей. Автореф. дисс. ... к.г.-м.н. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 2009. 22 с.
- 26. Ожогина Е.Г., Дубинчук В.Т., Кузьмин В.И., Рогожин А.А. Особенности методики изучения минерального состава железомарганцевых конкреций океана // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2004. № 3. С. 86–90.
- 27. Савельев Д.П., Портнягин М.В., Цуканов Н.В., Кувикас О.В. Рейсы научно-исследовательского судна "Sonne" в мае–октябре 2009 года // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 2. С. 176–178.
- 28. Скорнякова Н.С., Батурин Г.Н., Гурвич Е.Г. и др. Железомарганцевые корки и конкреции Японского моря // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 2. С. 430–434.
- 29. Страхов Н.М. Об эксгаляциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов

в океанических осадках // Литология и полезные ископаемые. 1974. № 3. С. 20–37.

- 30. Торохов П.В. Сульфидная минерализация гидротермальных образований подводного вулкана Пийпа (Берингово море) // ДАН СССР. 1992. Т. 326. № 6. С. 1060–1063.
- 31. *Baturin G.N., Gordeev V.V., Lisitzin A.P.* Geochemical anomalies in South Caspian sediments // Doklady Earth Sciences. 2016. V. 468. P. 463–468.
- Douville E., Bienvenu P., Charlou J.L. et al. Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1999. V. 63(5). P. 627–643.
- 33. *Fitzgerald C.E., Gillis K.M.* Hydrothermal manganese oxide deposits from Baby Bare seamount in the Northeast Pacific Ocean // Marine Geology. 2006. V. 225. Nº 1–4. P. 145–156.
- Gromet L.P., Dymek R.F., Haskin L.A., Korotev R.L. The "North American Shale Composite", its compilation, major and trace element characteristics // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. P. 2469–2482.
- 35. *Gordeev V.V., Lisitzin A.P.* Geochemical interaction between the freshwater and marine hydrospheres // Russian Geology and Geophysics. 2014. V. 55. № 5–6. P. 562–581.
- 36. Hein J.R., Koschinsky A., Halbach P. et al. Iron and manganese oxide mineralization in the Pacific // Geo-

logical Society, London, Special Publications. 1997. V. 119. № 1. P. 123–138.

- Hein J.R., Schulz M.S., Dunham R.E. et al. Diffuse flow hydrothermal manganese mineralization along the active Mariana and southern Izu Bonin arc system, western Pacific // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2008. V. 113. B08S14.
- Lisitzin A.P., Lukashin V.N., Gordeev V.V. et al. Hydrological and geochemical anomalies associated with hydrothermal activity in SW Pacific marginal and backarc basins // Marine geology. 1997. V. 142(1–4). P. 7–45.
- 39. *Menendez A., James R., Shulga N. et al.* Linkages between the genesis and resource potential of ferromanganese deposits in the Atlantic, Pacific, and Arctic oceans // Minerals. 2018. V. 8(5). 197.
- 40. *Nicholson K., Hein J.R., Buhn B., Dasgupta S.* Manganese mineralization: Geochemistry and mineralogy of terrestrial and marine deposits. Geological Society. London. Special Publications. 1997. V. 119. 357 p.
- Nishi K., Usui A., Nakasato Y., Yasuda, H. Formation age of the dual structure and environmental change recorded in hydrogenetic ferromanganese crusts from Northwest and Central Pacific seamounts // Ore Geology Reviews. 2017. V. 87. P. 62–70.
- 42. Usui A., Someya M. Distribution and composition of marine hydrogenetic and hydrothermal manganese deposits in the northwest Pacific // Geological Society. London. Special Publications. 1997. V. 119. № 1. P. 177–198.

# **Geochemistry of Iron-Manganese Crusts of the Bering Sea**

G. N. Baturin<sup>*a*</sup>, A. N. Novigatsky<sup>*a*, #</sup>

<sup>a</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia <sup>#</sup>e-mail: novigatsky@ocean.ru

The ferromanganese crusts found in the Bering Sea on the Volcanology Massif, the Alpha Fault Zone, and the Shirshov Submarine Ridge that cover the surface of rocky volcanic structures are most likely the product of post-volcanic activity. The present results indicate that the studied ferromanganese formations were formed under the influence of two factors: on the one hand—as a result of slow precipitation of metals from ordinary seawater, on the other hand—under the possible influence of metal-enriched hydrothermal solutions. In microstructural and mineralogical terms, the composition of Fe–Mn crusts of the Bering Sea turned out to be rather monotonous. The ore part is represented mainly by ferruginous vernadite and rarely hematite in combination with amorphous silica, to a lesser extent montmorillonite, calcite, and aragonite. The manganese mineral todorokite, considered a reliable sign of hydrothermal origin of ore crusts, was not detected in our samples. In the studied samples the reduced cerium anomaly (0.87) was established only in one sample, and in other samples its value varies within 1.08–1.89, which is typical for the upper horizons of the ocean water column. At the same time, the europium anomaly is close to neutral, so in 7 samples its value is 0.96–1.03 (average 1.0) and only in three samples it is slightly increased (1.05–1.07), which can be considered a very weak sign of hydrothermal activity. In addition, the presence of gold microinclusions in the ferromanganese phase can indirectly indicate the possible influence of gold microinclusions in the crust composition.

Keywords: Bering Sea, bottom sediments, ferromanganese nodules, geochemistry of metals and trace elements ——— МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ —

УДК 550.83:551.24(267)

# РЕЛЬЕФ ДНА И АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ВОСТОЧНО-ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА В РАЙОНЕ 5° с.ш.

© 2023 г. О. В. Левченко<sup>1,</sup> \*, А. Н. Иваненко<sup>1</sup>, И. А. Веклич<sup>1</sup>, Н. Н. Турко<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия <sup>2</sup>Геологический институт РАН, Москва, Россия \*e-mail: olevses@mail.ru Поступила в редакцию 26.12.2022 г.

> После доработки 04.02.2023 г. Принята к публикации 27.03.2023 г.

Геофизическая съемка в 42-ом рейсе НИС "Академик Борис Петров" (2017 г.) на полигоне в районе скв. 758 существенно уточнила представления о рельефе дна северного сегмента Восточно-Индийского хребта. Его ортогонально секут линейные субширотные ложбины, по-видимому, являющимися молодыми тектоническими нарушениями. Детально охарактеризована морфология узкого поднятого блока в центральной части глубокой депрессии между соседними большими вулканическими массивами. Наряду с линейными тектоническими структурами основными морфоструктурами этого блока являются две подводные вулканические горы. Результаты полигонной магнитной съемки впервые позволили рассмотреть природу источников магнитных аномалий Восточно-Индийского хребта. Здесь наблюдаются интенсивные локальные магнитные аномалии как приуроченные к локальным структурам рельефа дна и фундамента, так и явно с ними не связанные. Эти аномалии носят сложный интерферирующий характер, вызванный наложением полей от источников, разделенных по намагниченности, пространственному положению и возрасту. По результатам палеомагнитного анализа аномалий диапазон оценок возраста структур полигона весьма широк: самые молодые образовались примерно 20 млн лет назад, самые древние – свыше 80 млн лет назад.

Ключевые слова: Восточно-Индийский хребет, подводная гора, батиметрия, разлом, магнитное поле, аномалия

DOI: 10.31857/S0030157423060072, EDN: QMVUEI

#### введение

Восточно-Индийский хребет (ВИХ) в рельефе дна восточной части Индийского океана является самым протяженным асейсмичным хребтом Мирового океана и самым большим линейным океаническим поднятием. ВИХ протягивается более чем на 5.5 тыс. км почти строго в меридиональном направлении вдоль 90° в.д., поэтому его еще называют Хребтом Девяностого градуса (Ninetyeast Ridge).

Основные геолого-геофизические данные, на которых основаны современные представления о строении и природе Восточно-Индийского хребта, были собраны в 70–80-е гг. прошлого века. В тот период здесь выполнялись регулярные рейсы отечественных и зарубежных научно-исследовательских судов. Геофизическая съемка в этих рейсах выполнялась вдоль протяженных региональных профилей. Площадная съемка выполнялась только на небольших участках хребта в районе глубоководных скважин [19, 33, 34] и очень редко на специальных полигонах [3, 13]. При этом использовалась аналоговая аппаратура. Полученные данные обрабатывались вручную, а точность астрономической навигационной привязки данных была невысока.

Позже дополнительные фактические данные были получены на Восточно-Индийском хребте в редких единичных экспедициях [7, 22]. По этой причине новые выводы о строении ВИХ в большой степени стали основываться на результатах анализа спутниковых данных и математического моделирования [например, 24, 30]. Все эти материалы обеспечили общее представление о структуре ВИХ в целом, выявив его сильную морфологическую изменчивость и неоднородность глубинного строения вдоль простирания [11]. Глубоководное бурение однозначно показало, что ВИХ имеет вулканическую природу и его возраст закономерно омолаживается в южном направлении от позднего мела (~80 млн. лет, скв. 758) до позднего эоцена (~40 млн. лет, скв. 254).

История формирования Восточно-Индийского хребта связана с многоэтапной позднемеловой—кайнозойской эволюцией восточной части Индийского океана. В процессе его изучения было сделано множество предположений о природе и эволюции хребта, которые уточнялись по мере получения новых геолого-геофизических данных [11]. В настоящее время наиболее признанной является гипотеза "следа горячей точки", которая предполагает формирование Восточно-Индийского хребта под воздействием мантийного плюма Кергелен в пределах древней спрединговой зоны хребта Вартон вблизи гигантского трансформного разлома [15, 23]. Однако многие положения этой гипотезы остаются дискуссионными.

В изучении рельефа дна ВИХ можно выделить два этапа. На первом этапе вдоль редких одиночных профилей осуществлялась батиметрическая съемка с однолучевыми эхолотами, по результатам которой строились карты рельефа дна хребта [например, 3, 4, 6], которые передавали общие представления о его неоднородной по простиранию морфологии. Севернее ~10° ю.ш. ВИХ расчленен впалинами относительной глубиной 3-5 км и выглядит как цепочка отдельных массивов, в то время как остальная его часть выглядит относительно монолитной массивной. На втором этапе, когда начала осуществляться площадная съемка акваторий методами спутниковой альтиметрии, эти представления подтвердились и уточнялись по мере сгущения спутниковых маршрутов. Еще больше деталей о рельефе дна ВИХ принесла батиметрическая съемка с многолучевыми эхолотами. К сожалению, пока такой съемкой покрыты небольшие участки хребта [8, 22, 28], тогда как в целом его рельеф, по-прежнему демонстрирует спутниковая карта [11]. Еше в большей степени это относится к изучению аномального магнитного поля (АМП) ВИХ. До сих пор представления о его АМП основаны на редких одиночных профилях судовой магнитной съемки [например, 1, 16].

На участке ВИХ в районе скв. 758 в 42-м рейсе НИС "Академик Борис Петров" в 2017 г. была выполнена площадная геофизическая съемка (батиметрия с многолучевым эхолотом, сейсмоакустическое профилирование и магнитная съемка) на полигоне 1 (рис. 1) [10]. В этой статье подробно рассматриваются полученные в этом рейсе данные, которые существенно дополнили и уточнили особенности рельефа дна и морфологии северного сегмента хребта, а также впервые выявили детали структуры его АМП. При построении использованы также данные, полученные на этом участке в рейсе KNOX06RR И/С "Роджер Ревелл" в 2007 г. [7].

#### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Комплексные геофизические исследования северного сегмента ВИХ на полигонах были начаты в рейсе KNOX06RR И/С "Роджер Ревелл" в 2007 г. [8, 28] и продолжены в 42-м рейсе НИС "Академик Борис Петров" [9, 10]. В первом рейсе, где основной целью был выбор точки драгирования, съемка на полигоне 1 выполнялась по нерегулярной сетке вдоль косых разно ориентированных профилей на скорости судна 13 узлов, кроме 2 широтных и 3 меридиональных профилей (6 узлов) (рис. 26). В 42-м рейсе НИС "Академик Борис Петров" съемка на полигоне 1 выполнялась, во-первых, по регулярной сетке широтных (6) и меридиональных (7) профилей с межгалсовым расстоянием ~10 км (рис. 26) и, во-вторых, на меньшей скорости – 9 узлов. Общий объем съемки в этом рейсе составил около 475 миль.

Батиметрия. В обоих этих рейсах впервые для северного сегмента Восточно-Индийского хребта на полигонах была выполнена детальная батиметрическая съемка с многолучевым эхолотом (мультибим). Полигон 1 размерами ~55 × 65 км расположен в осевой части хребта в районе скв. 758 (рис. 2а).

Высокоразрешающая многолучевая батиметрия в рейсе KNOX06RR И/С "Роджер Ревелл" выполнена с 12 кГц мультбимом Kongsberg Simrad EM120. В зависимости от глубины дна обеспечивалось перекрытие в полосе 10—30 км. В 42-м рейсе НИС "Академик Борис Петров" батиметрическая съемка выполнена с судовым многолучевым эхолотом ATLAS HYDROSWEEP DS-2. Полученные в двух рейсах данные обеспечили полное покрытие полигона 1 площадной батиметрической съемкой, позволяя подробно отобразить океанское дно исследованного участка хребта и построить детальную карту его рельефа дна (рис. 2а, 3).

Магнитная съемка. Основой для интерпретации аномального магнитного поля полигона 1 послужили данные геомагнитных съемок, полученные с участием авторов в рейсе KNOX06RR И/С "Роджер Ревелл" (2007) [7] и 42-м рейсе НИС "Академик Борис Петров" (2017) [10], а также имеющиеся доступные международные данные [25]. Общий объем обработанных материалов составил 2117 км модульных и градиентометрических съемок. В рейсе KNOX06RR прецизионная градиентная магнитная съемка выполнялась с магнитометром Sea Spy. Первая гондола буксировалась на удалении от кормы судна на расстоянии 350 м, вторая через 100 м от нее. В рейсе 42 АБП магнитная съемка выполнена с магнитометром MPMG-4, являющимся оригинальной разработкой Лаборатории геофизических полей ИО РАН. Гондола магнитометра буксировалась с помошью специального немагнитного кабеля за кормой в кильватерной струе на удалении от судна 250 м. Применение разработанного нами программного комплекса обработки морских магнитных данных "MATROS-IV" позволило успешно объединить всю эту разрозненную информацию и получить кондиционный материал для дальнейшей



**Рис. 1.** Карта рельефа дна северной части ВИХ [18]. Показано положение полигона 1 в 42-м рейсе НИС "Академик Борис Петров" (2017 г.).

геолого-геофизической интерпретации. Среднеквадратическая ошибка съемки, оцениваемая по 345 точкам пересечения галсов, составила на полигоне 6.5 нТл — весьма малая величина для открытых океанских акваторий. С использованием всех данных магнитной съемки построена детальная карта аномального магнитного поля полигона 1 (рис. 26).

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

*Рельеф дна*. Детальная площадная батиметрическая съемка с многолучевым эхолотом по рав-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023

номерной регулярной сетке широтных и меридиональных галсов на полигоне 1 в 42-м рейсе НИС "Академик Борис Петров" существенно дополнила представления о рельефе этого участка северного сегмента ВИХ. На батиметрической карте полигона 1 (рис. 2а, 3), построенной по результатам этой съемки и съемки рейса И/С "Роджер Ревелл", наглядно отражены основные контрастные морфоструктуры этого участка хребта. Полигон 1 охватывает юго-восточную окраину одного из больших вулканических массивов [28] или эшелонированных тектонических блоков северного сегмента ВИХ [3, 12] и узкий перешеек в



**Рис. 2.** Рельеф (а) и АМП (б) на полигоне 1 с указанием структур, упомянутых в тексте. *1* – контур "принципиальной" магнитной модели – основного источника магнитных аномалий на полигоне, *2* – галсы НИС "Академик Борис Петров" (2017), *3* – галсы И/С "Роджер Ревелл" (2007), *4* – галсы съемок разных годов из [25].

центральной части глубокой депрессии, соединяющий в виде своеобразного "*моста*" соседние большие вулканические массивы (рис. 1).

Вершинная поверхность блока находится на глубинах 2750—2900 м и представляет собой выровненную покровом осадков слабоволнистую

равнину (рис. 3). В наиболее высокой ее части (северо-запад полигона) широкие ложбины северного простирания разделяют вершинную поверхность на субмеридиональные гряды относительной высотой до 100 м. На восточном склоне блока на глубинах около 3100 м находится широ-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023



Рис. 3. Батиметрическая карта полигона 1 42-го рейса НИС "Академик Борис Петров". Сечение изобат 50 м.

кая ступень, выровненная покровом осадков. Нижняя часть склона на глубинах более 3100 м крутая и ступенчатая, на отдельных участках его крутизна до 40°. В центральной ее части вдоль края ступени протягивается узкий гребень, обрывающийся в котловину крутым уступом (свыше 60°). Подножье склона узкое, крутизна его здесь уменьшается до 4°-10° и переходит в плоское дно котловины с глубинами около 3850 м.

Ступень восточного склона ограничена с севера и юга ложбинами СЗ–ЮВ простирания, глубина вреза которых в нижней части склона доходит до 200 м, а в верховьях – до 50 м. Две ложбины подобного простирания прослеживаются и в центре ступени, но только в верхней части склона и на вершинной поверхности, образуя фестончатый рисунок изобат. На дне котловины на их продолжении прослеживаются уступы. Южная ложбина, наиболее крупная, также имеет СЗ–ЮВ простирание (310°–320°) и прослеживается вниз по склону от глубин 2900–3000 м до 3300–3400 м.

Она ограничивает седловину между двумя блоками хребта и отделяет от дна котловины несколько поднятий относительной высотой до 200 м (рис. 4).

Наиболее крупное поднятие относительной высотой более 350 м находится в прилегающей к перешейку ("*мосту*") котловине Вартон. Оно имеет асимметричную форму с крутым западным склоном ЮЗ–СВ простирания. Вместе с гребнем на краю ступени оно отграничивает участок котловины ромбовидной формы. Ограничивающие его формы рельефа относительно небольшого размера, но ярко выражены в магнитном поле и *названы* "врата" котловины (рис. 2а).

Большая часть полигона 1 расположена в широкой глубокой впадине, отделяющей северный массив/блок от следующего к югу массива/блока (рис. 1). ЮЗ–СВ простирание впадины четко подчеркивается крутыми уступами ее северного и южного склонов с азимутом ~55° и ~35° соответственно. Они определяют грабенообразную форму



Рис. 4. Трехмерное изображение рельефа дна полигона 1.

впадины, расширяющейся от ~30 км на северовостоке в котловине Вартон до ~50 км на юго-западе в Центральной котловине. Эта грабенообразная форма более четко проявляется в северовосточной части впадины с крутыми склонами, которая является фрагментом дна котловины Вартон, чем в юго-западной части, являющейся фрагментом дна Центральной котловины из-за более пологих склонов (рис. 5).

Центральная поднятая часть впадины с глубинами 3150-3200 м образует седловину между двумя блоками хребта. Склоны этой седловины круто обрываются в прилегающие участки впалины. Глубины к западу от хребта в Центральной котловине более 3580 м, а к востоку в котловине Вартон более 3850 м. Интересно, что южный край этой седловины четко ограничен крутым склоном прилегающего с юга большого блока. Его северным краем является дугообразный узкий хребет ("Восточный хребет", рис. 2а) с глубинами 2400-2500 м и относительной высотой до 900 м, протягивающийся вдоль южного борта седловины. Этот вулканический гребень на краю южного блока, описанного ранее [4], отмечает образование седловины, разделяющей блоки хребта. Северный край седловины никак не выражен, и она выглядит как естественное продолжение северного большого блока. Депрессии и уступы запад-северо-западного простирания являются наиболее выразительными отрицательными формами в пределах седловины. Эти формы отчетливо выявляются и на морфологической схеме, составленной с помощью программы анализа данных SAGA-GIS [27].

В центральной части седловины возвышаются две подводных горы (рис. 2а, 3). Северная из них имеет овальную форму с длинной осью, вытянутой с ЗСЗ на ВЮВ, глубина вершины менее 2450 м. Крутой западный склон высотой более 700 м обрывается к дну котловины. Северный и южный склоны ниже (высотой около 450 м), северный склон представляет собой крутой уступ высотой более 250 м, подножье которого образовано ступенью с глубинами около 2600 м. С севера она ограничена крутым уступом высотой около 250 м ЗСЗ-ВЮВ простирания. На продолжении этого уступа по простиранию через всю седловину между блоками ВИХ прослеживаются отдельные небольшие впадины и поднятия. Южный склон северной горы более пологий, его подножье переходит в широкую ступень с глубинами около 2900 м. Южнее на этой ступени протягивается узкий гре-



**Рис. 5.** (а) Морфологическая схема полигона 1: *1* –депрессии, *2* – долины, *3* – подножье склона, *4* – впадины, *5* – склоны, *6* – выступы, *7* – ступени, *8* – хребты и гряды, *9* – вершинные поверхности, *10* – плоское дно. (б) Морфоструктурная схема полигона 1: *1* – поверхность блока ВИХ, *2* – дно котловин, *3* – вулканические сооружения, *4* – ложбина ССВ простирания, *5* – ложбины СЗ простирания, *6* – ложбины ЗСЗ–ВЮВ простирания.

бень высотой 200–250 м. Он отделен узкой ложбиной ЗСЗ–ВЮВ простирания от южной горы относительной высотой около 400 м. Подобная узкая ложбина ограничивает южную гору с юга, а параллельная ей ложбина выделяется еще южнее на дне котловины. На сейсмическом профиле видно, что эти ложбины представляют собой асимметричные узкие депрессии с крутыми бортами и более крутым северным склоном.

Аномальное магнитное поле. Общим свойством АМП на полигоне 1 в северном сегменте ВИХ является его слабая корреляция с рельефом дна. Здесь наблюдаются интенсивные локальные аномалии как приуроченные к локальным структурам рельефа дна и фундамента, так и явно с ними не связанные. Основной массив хребта не везде четко отражается в АМП, что хорошо иллюстрирует рис. 26.

Магнитные аномалии на полигоне 1 представлены обычно парами сопряженных экстремумов разного знака, несколько вытянутых в субширотном и северо-восточном направлении. Наиболее выразительные аномалии приурочены к основным морфоструктурам полигона — двум подводным горам в центральной седловине, локальным вытянутым поднятиям ("врата" и "Восточный хребет") в восточной половине полигона (рис. 2). К этому небольшому линейному поднятию в самой юго-восточной части полигона приурочена цепочка слабых (до100 нТл) положительных и отрицательных аномалий, вытянутых в северо-восточном направлении.

Наиболее интенсивные аномалии наблюдаются над северной подводной горой, над ее северным склоном и прилегающей частью массивного северного блока ВИХ, над северной и южной частью "ворот" и над массивной частью южного блока ВИХ на юго-востоке полигона 1. Зоны наибольших градиентов совпадают с центрами этих объектов. Все отмеченные аномалии имеют характерную форму для объектов, образовавшихся в южном полушарии в эпоху нормальной полярности магнитного поля Земли (МПЗ) – отрицательная аномалия на юге сопряжена с положительной на севере. Исключение составляет наиболее выраженная по амплитуде и пространственным размерам аномалия над северной горой. Здесь, наоборот, положительная аномалия на юге сопряжена с отрицательной на севере. Это с большой вероятностью указывает на образование источника этой аномалии в южном полушарии в эпоху обратной магнитной полярности МПЗ.

Результаты палеомагнитного изучения образцов скв. 758 ODP, расположенной в пределах полигона 1, демонстрируют большую однородность этих данных по наклонению остаточной намагниченности, среднее значение составляет около -60° [29]. Близкая оценка получена нами при решении обратной задачи в целом для полигона 1 в предположении однородной намагниченности

#### ЛЕВЧЕНКО и др.



**Рис. 6.** Подбор принципиальной модели для источника АМП в северо-западной части полигона 1. (а) АМП, пересчитанное вверх на 5 км, и положение фрагмента карты, для которого осуществлялся подбор; (б) исходное АМП для выбранного фрагмента, контур модельного тела и положение контрольного профиля АВ; (в) модельное АМП для выбранного фрагмента; (г) исходное (синяя линия) и модельное (красная линия) АМП на контрольном профиле; (д) параметры подобранной модели.

слагающих его пород: наклонение -64° и склонение +24°. Палеоширота образования всего комплекса в среднем составляет 46° ю.ш. Поскольку источник "главной" магнитной аномалии нал северной подводной горой на полигоне 1 отличается от остальных обратной магнитной полярностью, нами была построена "принципиальная" магнитная модель для этого фрагмента карты АМП. Исходное АМП для всего полигона предварительно было пересчитано вверх на 5 км — это существенно ослабило влияние на подбор модели соседних источников и неоднородностей намагниченности. В качестве модели было интерактивно подобрано цилиндрическое тело с неправильной формой верхней и нижней граней, размерами 18 × 19 км, залегающее в диапазоне глубин 3-7 км от уровня моря (0.5-4.5 км ниже дна), намагниченное в направлении 50° по наклонению и 170° по склонению (обратная магнитная полярность для южного полушария) (рис. 2, 6). Объект имеет намагниченность 1.78 А/м. Она близка к измеренной в образцах скв. 758 ODP [29], но имеет противоположное направление (рис. 6). Подобранная модель хорошо соответствует наблюденному магнитному полю, особенно отчетливо это демонстрируется на контрольном профиле АВ, проходящем через вершину северной подводной горы и экстремумы магнитной аномалии (рис. 6б, г). Были также подобраны эквивалентные по полю источники для наиболее характерных магнитных

аномалий для других структур полигона 1: южной подводной горы, ее восточного склона, пары островершинных линейных поднятий ("врата") и центральной части "Восточного хребта" (рис. 2). Для всех этих объектов было рассчитано положение и магнитный момент эквивалентного диполя, аппроксимирующего приуроченные к ним локальные магнитные аномалии [2]. Полученные оценки направления намагниченности для всех этих объектов использовались в качестве начальных приближений и ограничений при решении задачи векторной трехмерной инверсии по определению намагниченности на полигоне 1. Для всех объектов такие оценки направления намагниченности были существенно ближе к горизонтальному направлению. Они лежат в интервале  $-15^{\circ}...-35^{\circ}$ , что соответствует образованию структур во время прямой магнитной полярности в тропической зоне южного полушария.

Для палеомагнитного анализа отдельных аномалий  $\Delta T_a$  методом магнитных моментов также использовались рассчитанные аномалии по осям координат  $\Delta X$ ,  $\Delta Y$ ,  $\Delta Z$ , а для геолого-геофизической интерпретации — решение общей геологоструктурной задачи по полю  $\Delta T_a$  в векторной постановке [5]. Для нахождения векторной намагниченности по магнитным аномалиям  $\Delta T_a$  и рельефу использовались 2D-технологии инверсии магнитных аномалий, применявшейся нами для расчета скалярной эффективной намагниченности разрезов [14]. В стабилизирующий функционал мы добавили взвешенную сумму отклонений искомых векторов намагниченности от заданных направлений. В определенном смысле наш способ обобщает хорошо известный метод Паркера для нахождения намагниченности подводных гор [26]. Мы, однако, не постулируем наличие некоторого единственного "среднего" направления намагниченности внутри тела горы, а априорно фиксируем несколько таких направленний, в том числе и противоположно направленных, для конкретных областей рельефа.

Трехмерная постановка задачи резко увеличила ее размерность – для полигона 1 число определяемых параметров составило 27900 (размер элементарного блока равнялся 1.4 × 1.4 км) при залании массива исходного поля по гриду в 70020 точках. При таких размерах матрицы (прямой) задачи и сопоставимом количестве дополнительных уравнений-ограничений на направления намагниченности и/или гладкость решения, SVDспособ обрашения системы, используемый нами в 2D постановке [14], оказался недостижим из-за недостатка оперативной памяти (32 Гб для этого не хватило) и огромного времени счета. Поэтому мы были вынуждены использовать менее надежный в плане точности и сходимости, но более эффективный в вычислительном отношении метод би-сопряженных градиентов со стабилизацией [31] для обращения системы нормальных уравнений, возникающих на каждом шаге итерационного процесса. При использовании утилиты MATLAB bicgstab, метод обычно сходился за 300-400 шагов с относительной погрешностью 10<sup>-7</sup>, время счета составляло до 10 мин. на "внешнюю" итерацию (цикл по контрастному сжатию намагниченности в процессе оптимизации свойств каждого промежуточного решения). Использование такого способа инверсии магнитных данных позволило нам построить устойчивое векторное распределение намагниченности для всего полигона 1 с учетом полученных предварительных оценок направления намагниченности отдельных характерных структур (рис. 6).

На рис. 7 приводятся распределения: (*a*) намагниченности (с учетом знака), ( $\delta$ ) модуля (интенсивности) намагниченности (без учета знака) и (*в*) возраста структур, рассчитанного по палеоширотам с помощью специального онлайн преобразования [21]. Палеоширота  $\phi$ , в свою очередь, оценивается по углу наклонения *I* вектора намагниченности с помощью известного соотношения в предположении, что в масштабе геологического времени главное поле Земли соответствует полю осевого геоцентричного диполя:

$$\phi = a \mathrm{tg}\left(\frac{\mathrm{tg}(I)}{2}\right).$$

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023

Для преобразования значений палеоширот в возраст структур мы использовали эмпирическую зависимость между ними, рассчитанную с учетом положения объекта и палеогеодинамических реконструкций [32].

В распределении намагниченности (рис. 7а), обращает на себя наличие прямой и обратной полярности намагничения, что свидетельствует об образовании магнитных источников на стыке двух геомагнитных эпох. Второй важной особенностью в распределении этого параметра можно считать видимое тяготение участков с прямой полярностью (красный цвет на карте распределения), к более мелким (высоким относительно дна котловин) топографическим отметкам рельефа. Области с обратной полярностью (синий цвет), вероятно, проступают снизу, перекрытые в более высоких областях зонами с прямой полярностью. Учитывая также свойства "принципиальной" модели – наличие мощного глубинного блока с обратной полярностью в северной части полигона 1, мы вправе предположить, что зоны с обратной полярностью являются более древними и слагают цоколь рельефа на полигоне. Самыми магнитными структурами на полигоне являются "врата" (рис. 7б), особенно их южная часть, а также восточный склон южной горы и северный склон южной горы. Можно предположить, что здесь залегают наиболее железистые слабо метаморфизованные базальты с высокими (до 5.5 А/м) значениями намагниченности.

Распределение возраста структур на полигоне отчетливо коррелирует с интенсивностью намагничивания — самые магнитные являются одновременно и самыми молодыми. Несколько выбивается из этого правила северный склон северной горы, хотя и он моложе окружающих его по периметру (кроме востока, где расположены молодые "врата котловины") участков полигона. В целом, диапазон оценок возраста структур полигона весьма широк — самые молодые образовались примерно 20 млн лет назад, самые древние — свыше 80 млн лет назад.

Для полигона 1 также был проведен анализ гравитационных аномалий в редукции Буге. Из глобальных данных для этой области был исключен билинейный тренд, в результате чего были получены остаточные аномалии в этой редукции (рис. 7г). Эти аномалии, в основном, отражают неоднородности в низах коры — уплотнение/ разуплотнение и/или вариации формы границы кора—мантия. Полученные данные весьма любопытны в свете проведенной нами интерпретации АМП. Так, судя по остаточным гравитационным аномалиям, нижняя граница коры в пределах полигона плавно погружается в СЗ направлении под северный массив ВИХ. При этом наиболее характерные локальные положительные аномалии со-



**Рис. 7.** Распределение характеристик АМП: (а) эффективной намагниченности, (б) модуля эффективной намагниченности и (в) возраста структур, наложенное на рельеф полигона 1; (г) остаточные аномалии Буге для полигона, полученные вычитанием билинейного тренда из данных WGM-2012 [17].

ответствуют южной горе, "вратам котловины", особенно, их северной части, и зоне "Восточного хребта", т.е. совпадают с положением наиболее интенсивных источников магнитных аномалий (положительные локальные аномалии по краям в южной части полигона, скорее всего, связаны с артефактами обработки при удалении тренда и последующей интерполяцией данных). Положительные локальные аномалии Буге, совпадающие в плане с наиболее интенсивными по намагниченности и молодыми по возрасту зонами на полигоне, с большой вероятностью указывают на положение подводящих каналов, по которым поднималась магма на заключительных стадиях формирования данной структуры.

Предварительный анализ магнитных данных, собранных на полигоне 1 в 42-м рейсе НИС "Академик Борис Петров", показал, что основные морфоструктурные элементы находят свое отражение в аномальном магнитном поле в виде значительных (до 350 нТл) знакопеременных локальных аномалий, приуроченных либо к поднятиям в рельефе, либо к бортам линейных структур [2]. Также были выделены слабо выраженные в рельефе интенсивные локальные магнитные аномалии, которые создают объекты с оцениваемой глубиной до центра магнитных масс ~ 5-7 км ниже поверхности дна, т.е. в слое 3 стандартной модели магнитоактивного слоя океанической литосферы. Подбор модели для источника одной из этих аномалий показал намного более северную



**Рис. 8.** Геофизический профиль ИС "Чейн" (1971 г.) через ВИХ по 1° ю.ш. [25]: (а) аномальное магнитное поле, (б) гравитационные аномалии в свободном воздухе, (в) рельеф дна.

палеошироту образования и существенно более молодой возраст по сравнению с окружающим массивом ВИХ.

Отдельный вопрос – выделение линейных магнитных аномалий на Восточно-Индийском хребте. Формирование ВИХ магматизмом мантийного плюма Кергелен, с которым связана мощная тепловая аномалия, предполагает разрушение магнитоактивного слоя с характерными линейными аномалиями в спрединговой коре, подстилающей хребет. В 20-м рейсе НИС "Морской геофизик" были выполнены детальные геомагнитные исследования в северной части ВИХ непосредственно южнее полигона 1 и впервые были выделены линейные магнитные аномалии С31 и С32, соответствующие палеоаномалиям M31 и M32 [16]. Правда А.А. Шрейдер [16] высказывает сомнения в такой интерпретации в условиях комбинации трансформного разлома с горячей точкой, когда размер последней составляет десятки-сотни километров и существенно затрудняет запись геомагнитных хронов. В работе [23, рис. 5] вдоль ВИХ показаны линейные аномалии от 20 до 31, которые выделены всего по одному профилю. В статье М. Деса и др. [20] на основании анализа имеющиеся редких профилей магнитной съемки в полосе 1° ю.ш.-9° с.ш., где расположен полигон 1, рассмотрена эволюция коры северной части Восточно-Индийского хребта. Было выполнено магнитное моделирование с использованием геомагнитной шкалы. Наилучшие модели получены для палеоспредингового центра на 50° ю.ш. Путем корреляции с синтетической моделью на профиле 22 рейса DSDP идентифицированы широтные линейные магнитные аномалии 31–34. Детальная магнитная съемка на полигоне 1 линейных магнитных аномалий не выявила, что согласуется с доминирующей гипотезой происхождения Восточно-Индийского хребта в результате магматизма плюма Кергелен.

#### выводы

В рельефе полигона 1 выделяются несколько морфоструктурных планов. Наиболее крупные элементы – блоки ВИХ и седловина между ними – ограничены уступами северо-восточного простирания. Ортогональные к седловине широкие ложбины расчленяют поверхность северного блока ВИХ. Наиболее глубокая из них ограничивает седловину с востока. К югу от нее поверхность седловины расчленяют узкие ложбины 3С3–ВЮВ простирания. Они секут не только поверхность седловины, но и возвышающиеся на ней вулканические сооружения. По-видимому, эти ложбины являются наложенными формами, наиболее поздними по времени образования (рис. 7в).

Магнитные аномалии на полигоне 1 носят сложный интерферирующий характер, вызванный наложением полей от источников, разделенных по намагниченности, пространственному положению и возрасту. Подобная картина наблюдается на 4-х профилях ИС "Чейн" (1971 г.), ортогонально секущих ВИХ между 1° и 4° ю.ш [25]. На всех профилях отмечаются среднеинтенсивные локальные аномалии МПЗ амплитудой от 350 до 500 нТл и шириной несколько десятков км, в то время как ширина основания хребта достигает 350 км (рис. 8).

При этом наиболее четко выражены аномалии, приуроченные к флангам хребта, что свидетельствует в пользу наличия здесь контрастных границ намагниченности. Кроме того, отмечается ряд четких локальных аномалий, приуроченных к небольшим положительным формам рельефа. Расчеты положения источников магнитных аномалий, выполненные с помощью нашего оригинального программного комплекса, уверенно выделяют слой 2 океанической литосферы в абиссальной части профилей, мощность которого варьирует от 0.5 до 1.5 км. В зоне ВИХ наблюдается существенно больший разброс положения источников по глубине, с закономерным выходом верхних кромок на уровень дна в крайней правой (восточной) части почти плоской вершины хребта. Отмечается также наличие в теле ВИХ узких в плане зон со значительным разбросом оценок глубин до источников, возможно, вызванным присутствием контрастных как по геометрии, так и по физическим свойствам границ, что свидетельствует о существенно блоковом строении хребта. В целом же, к поперечному сечению хребта, представленному куполообразным асимметричным поднятием высотой до 2.5 км. не приурочена соответствующая длинноволновая магнитная аномалия, в отличие от гравитационного поля (рис. 8). Наиболее вероятным объяснением отсутствия четкой корреляции рельефа и магнитного поля в области длинных волн, на наш взгляд, может служить представление о сложном и длительном процессе формировании массива хребта. Формирование его магнитной структуры при остывании извергнутой магмы ниже температуры Кюри, по-видимому, захватывало периоды с разной полярностью и/или напряженностью МПЗ и имело несколько пространственных источников. действующих одновременно или поочередно. В результате такого генезиса тело хребта не является однородным с точки зрения магнитных свойств и, скорее всего, представляет собой некое подобие "слоеного пирога", возникшего в результате многократного перекрытия лавовых потоков с различной или даже противоположной по направлению намагниченностью. Во всяком случае, можно с уверенностью утверждать, что процесс формирования источников магнитных аномалий не был монотонным, быстрым и одноактным.

На основании выделенных ранее по одиночным магнитным профилям в северном сегменте ВИХ линейных палеомагнитных аномалий спрединговой природы, предполагали его тектоническую природу [16]. Детальная съемка на полигоне 1 не подтвердила их, свидетельствуя, в пользу происхождения Восточно-Индийского хребта в результате магматизма плюма Кергелен, как считает большинство исследователей. Благодарности. Авторы благодарны капитану С.Ю. Андрееву и экипажу НИС "Академик Борис Петров" и членам отряда геофизики и тектоники 42-го рейса за всестороннюю помощь в выполнении научных задач экспедиции.

Источники финансирования. Данная работа выполнена в рамках государственного задания (темы № FMWE-2021-0005, О.В. Левченко, И.А. Веклич, А.Н. Иваненко и № FMMG-2023-0005, Н.Н. Турко).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Булычев А.А., Гилод Д.А., Дубинин Е.П. Гетерогенное строение литосферы восточной части Индийского океана по результатам анализа гравитационного и аномального магнитного полей // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. Вып. 24. С. 41–54.
- Веклич И.А., Иваненко А.Н., Левченко О.В. Аномальное магнитное поле ∆Та экваториальной части Индийского океана (съемка на полигонах) // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2020. № 1. Вып. 45. С. 17–37.
- Геология и геофизика дна Восточной части Индийского океана / Под ред П.Л. Безрукова, Ю.П. Непрочнова. М.: Наука, 1981. 255 с.
- 4. *Евсюков Ю.Д.* Морфология Восточно-Индийского хребта к северу от экватора // Океанология. 2003. Т. 43. № 2. С. 286–291.
- Иваненко А.Н. Моделирование магнитного поля подводных гор // Магнитное поле океана / Под ред. Городницкого А.М. М.: Наука, 1993. С. 68–88.
- Канаев В.Ф. Рельеф дна Индийского океана. М.: Наука, 1979. 265 с.
- 7. Левченко О.В. Рейс #KNOX066RR научно-исследовательского судна "Роджер Ревелл" 2007 г., геолого-геофизические исследования на Восточно-Индийском хребте// Океанология. 2009. Т. 49. № 6. С. 947–954.
- Левченко О.В., Сборщиков И.М., Маринова Ю.Г. Тектоника хребта Девяностого градуса // Океанология. 2014. Т. 54. № 2. С. 252–266.
- 9. Левченко О.В., Ананьев Р.А., Веклич И.А. и др. Комплексные исследования подводной горы в основании северного сегмента Восточно-Индийского хребта // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2018. № 3. Вып. 39. С. 90–104.
- Левченко О.В., Шаповалов С.М. Возвращение российских океанологов в Индийский океан: мультидисциплинарные исследования в 42-м рейсе научно-исследовательского судна "Академик Борис Петров" // Океанология. 2019. Т. 59. № 1. С. 181–183.
- Левченко О.В., Сущевская Н.М., Маринова Ю.Г. Природа и история формирования Восточно-индийского хребта — ключевой тектоно-магматической структуры восточной части Индийского океана // Геотектоника. 2021. № 2. С. 41–69.
- Милановский В.Е. Строение и геологическая история Восточно-Индийского хребта. Дис. канд. г.-м.н. М., 1984. 175 с.

- 13. *Непрочнов Ю.П., Гринько Б.Н., Ганжа О.Ю.* Строение земной коры Восточно-Индийского хребта // Океанология. 2000. Т. 40. № 1. С. 85–96.
- Пальшин Н.А., Иваненко А.Н., Алексеев Д.А. Неоднородное строение магнитоактивного слоя Курильской островной дуги. // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. С. 583–594.
- Сущевская Н.М., Левченко О.В., Дубинин Е.П., Беляцкий Б.В. Восточно-Индийский хребет – магматизм и геодинамика // Геохимия. 2016. № 3. С. 256–277.
- 16. Шрейдер А.А. Геомагнитные исследования Индийского океана. М.: Наука, 2001. 319 с.
- 17. *Bonvalot S., Balmino G., Briais A.et al.* World gravity map. Commission for the Geological Map of the World, UNESCO, Paris, France, 2012.
- GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans). The GEBCO\_2019 Grid. https://www.gebco.net/data\_and\_products/gridded\_ bathymetry\_data.
- 19. *Davies T.A., Luyendyk B.P. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washigton: US Government Print. Office, 1979. V. 26. 860 p.
- Desa M., Ramana M.V., Ramprasad T. Evolution of the Late Cretaceous crust in the equatorial region of the Northern Indian Ocean and its implication in understanding the plate kinematics // Geophys. J. Int. 2009. V. 177. P. 1265–1278.
- 21. [http://www.paleolatitude.org/].
- Kopf A., Klaeschen D., Weinrebe W. et al. Geophysical evidence for late stage magmatism at the central Ninetyeast ridge, Eastern Indian Ocean // Marin. Geophys. Res. 2001. V. 22. P. 225–234.
- Krishna K.S., Abraham H., Sager W.W. et al. Tectonics of the Ninetyeast Ridge derived from the spreading records of the contiguous oceanic basins and age constraints of the ridge // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. B04101.

- 24. *Kumar R.T., Windley B.F.* Spatial variations of effective elastic thickness over the Ninetyeast Ridge and implications for its structure and tectonic evolution // Tectonophysics. 2013. V. 608. P. 847–856.
- 25. National Geophysical Data Center (NGDC), https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/trk/trackline/chain/.
- Parker R.L., Shure L., Hildebrand J.A. The application of inverse theory to seamount magnetism // Rev. Geophys. 1987. V. 25. P. 17–40.
- 27. SAGA GIS https://saga-gis.sourceforge.io/en/index.html.
- Sager W.W., Bull J.M., Krishna K.S. Active faulting on the Ninetyeast Ridge and its relation to deformation of the Indo-Australian plate // J. Geophys. Res. 2013. V. 118. P. 4648–4668.
- Smith G.M., Gee J., Klootwijk Ch.T. Magnetic petrology of basalts from Ninetyeast ridge // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1991. V. 121. P. 525–545.
- 30. *Tiwari V.M., Diament M., Singh S.C.* Analysis of satellite gravity and bathymetry data over Ninety-East Ridge: Variation in the compensation mechanism and implication for emplacement process // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № B2 2109.
- Van der Vorst H.A. "BI-CGSTAB: A fast and smoothly converging variant of BI-CG for the solution of nonsymmetric linear systems // SIAM J. Sci. Stat. Comput. 1992. V. 13. № 2. P. 631–644.
- Van Hinsbergen D.J.J., de Groot L.V., van Schaik S.J. et al. A Paleolatitude Calculator for Paleoclimate Studies // PLoS ONE. 2015. V. 10(6). e0126946.
- Von der Borch C.C., Christopher C., Sclater J.G. et al. Init. Repts. DSDP. Washington: U.S. Gov. Printing Office, 1974. V. 22. 890 p.
- Weissel J., Peirce J., Taylor E. et al. Proc. ODP Sci. Results. College Station, TX Ocean Drilling Programm, 1991. V. 121. 990 p.

# The Bottom Relief and the Anomalous Magnetic Field of the Ninetyeast Ridge in Near 5° N

## O. V. Levchenko<sup>a, #</sup>, A. N. Ivanenko<sup>a</sup>, I. A. Veklich<sup>a</sup>, N. N. Turko<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia <sup>b</sup>Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia <sup>#</sup>e-mail: olevses@mail.ru

The geophysical survey in cruise# 42 of R/V *Akademik Boris Petrov* (2017) at the polygon near Site 758 ODP clarified significantly knowledge about the bottom topography of the northern segment of the Ninetyeast Ridge. It is crossed by E–W transversal linear troughs, apparently being young tectonic fractures. The morphology of the narrow elevated block in the central part of the deep depression between neighboring large volcanic edifices is characterized in detail. Along with linear tectonic structures, the main features of this block are two volcanic seamounts. The detail magnetic survey at the polygon identified for the first time the nature of the sources of magnetic anomalies on the Ninetyeast Ridge. Intense local magnetic anomalies are observed here, both confined to local structures of the bottom and basement relief, and clearly unrelated to them. These anomalies are of a complex interfering nature caused by the superposition of fields from sources separated by magnetization, spatial position and age. According to the results of paleomagnetic analysis of the anomalies, the age of the structures here is very wide: the youngest features were formed about 20 million years ago, the oldest ones—over 80 million years ago.

Keywords: Ninetyeast Ridge, seamount, bathymetry, fault, magnetic field, anomaly

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023

УДК 551.435.3

# ПРОГНОЗ ДИНАМИКИ ПЕСЧАНОГО ПЛЯЖА В СЛОЖНЫХ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

### © 2023 г. И. Г. Кантаржи\*

Национальный исследовательский Московский государственный строительный университет, Москва, Россия \*e-mail: kantardgi@yandex.ru Поступила в редакцию 26.11.2022 г. После доработки 07.12.2022 г.

Принята к публикации 16.12.2022 г.

Исследуются изменения береговой зоны под воздействием течений различной природы и ветровых волн. В качестве объекта рассматривается песчаный пляж, расположенный в акватории "Парка 300-летия Санкт-Петербурга", Невская губа Финского залива Балтийского моря. Пляж подвергается активному воздействию ветровых волн и в итоге размывается с интенсивностью отступания берега примерно 4 м в год. Для численного моделирования используется комплекс моделей: SWAN — ветроволновая модель и СОАSTOX-UN — двумерная модель течений, транспорта наносов и переформирования дна. Была разработана модель Невской губы и устья р. Невы от Комплекса защитных сооружений (K3C) на западе до створа р. Невы в районе Литейного моста на востоке. На основе реанализа данных по ветру были отобраны за пятилетний период с 2014 по 2018 гг. 36 сильных штормов, для последовательности которых проводилось численное моделирование волн, течений и литодинамических процессов. Получены балансы намывов и размывов после десятилетнего моделируемого периода по секторам пляжа. Для верификации результатов используются спутниковые снимки района моделирования, установлено, что модель адекватно описывает основные наблюдаемые тенденции в развитии пляжа.

**Ключевые слова:** литодинамические процессы, динамика пляжа, волны, течения, численное моделирование, спутниковые снимки

DOI: 10.31857/S0030157423060059, EDN: QMLYJB

### введение

Динамика песчаных берегов зависит от волн, течений, колебаний уровня, возможного влияния береговых гидротехнических сооружений. Основным методом прогноза литодинамических процессов и соответствующих морфодинамических изменений является математическое моделирование. Возможности физического моделирования для решения таких задач ограничены по известным причинам.

При математическом моделировании литодинамических процессов на пляжах в береговой зоне серьезной проблемой является валидация результатов. Для этой цели не может быть использовано физическое моделирование. Можно использовать натурные данные — исторические данные, данные отдельных измерений, данные космических наблюдений.

Развитие технологии математического моделирования пляжей является актуальной задачей, чему посвящена настоящая работа.

Распространенная практика математического моделирования режима волн, течений и переформирования дна в мелководных водоемах на многолетний период — использование двумерной модели течений, транспорта наносов и морфодинамики берега в связке с моделью ветровых волн.

Примеры известных программных комплексов, в которых объединены модели ветровых волн, течений, транспорта наносов и переформирования дна:

• Программный пакет Mike 21, разработанный компанией DHI, Дания [13];

• Интегрированный набор численных моделей CMS, разработанных US Army Corps of Engineers [14], входящих в программный комплекс SMS от компании Aquaveo, США [15].

В программном пакете Mike 21 ветровые волны в водоемах моделируются спектральной волновой моделью Mike 21 SW [11]. Течения и транспорт наносов — моделью MIKE 21 Flow Model FM [12]. Волновые параметры могут быть промоделированы на весь исследуемый период и затем использоваться моделью течений и транспорта наносов. Либо модели могут работать взаимосвязано, поэтапно, и волновая модель будет использовать рельеф, обновленный после переформирования дна, а транспортная модель на новом этапе — пересчитанные волновые параметры.

Подобным образом функционирует комплекс численных моделей CMS: ветровые волны рассчитываются спектральной волновой моделью CMS-Wave [21], течения, транспорт наносов и переформирование дна — моделью CMS-Flow [23].

В настоящей работе для решения задач динамики пляжа используется модель ветровых волн SWAN в комплексе с двумерной моделью течений, транспорта наносов и переформирования дна COASTOX-UN.

SWAN — спектральная волновая модель открытого доступа по изучению волн в открытом море и в прибрежных водах, получившая свое развитие в Дельфтском Университете Технологий, Нидерланды [8, 22]. SWAN — волновая модель третьего поколения для получения реальных оценок волновых параметров в прибрежных зонах шельфа по данным ветрового поля, батиметрии и течений на основе численного решения уравнения баланса плотности волнового действия с источниками и стоками.

Модель COASTOX-UN [1–3, 18–20] была разработана для моделирования течений, переноса взвешенных наносов и морфодинамики в речных системах и прибрежных водах морей под действием речного стока, ветра и атмосферного давления, приливов и радиационных напряжений, созданных ветровым волнением.

Модель основана на двумерных нелинейных уравнениях мелкой воды, двумерных уравнениях адвективно-диффузионного переноса наносов с источниками и стоками, уравнении размыва-осаждения и баланса массы донного материала. Донные и взвешенные наносы в модели описываются единым образом, аналогично неравновесной модели транспорта наносов в CMS. Локальная интенсивность процессов осаждения и размыва дна принимается пропорциональной разности мгновенной и равновесной концентрации наносов. Для расчета последней используется библиотека известных формул современной теории транспорта прибрежных наносов. При этом для несвязных наносов, песчаных и близким к ним по размерам фракций в качестве основной используется формула Van Rijn [24, 25], а для галечных наносов – формула Camenen–Larsen [9, 10].

Уравнения модели решаются численно методами конечных объемов на неструктурированных сетках с треугольными ячейками. Алгоритмы численного решения распараллелены для ускоренных вычислений на многоядерных компьютерных системах и графических процессорах (GPU).

Модель верифицирована на аналитических решениях уравнений, лабораторных тестах, полевых измерениях. Прошла апробацию при выполнении инженерных проектов в России, Камбодже, Сингапуре, США.

При моделировании переформирования дна под воздействием ветрового волнения комплексом моделей SWAN и COASTOX-UN. модели выполняют вычисления поэтапно. SWAN рассчитывает параметры ветрового волнения на исходном рельефе и передает в COASTOX-UN значения периода, направления и высоты значительных волн, а также компоненты волновых напряжений. COAS-TOX-UN использует радиационные напряжения при расчете течений и вычисляет равновесную концентрацию наносов с учетом параметров волн. Равновесная концентрация затем используется в источниковых слагаемых уравнений переноса наносов и баланса массы донного материала. Когда изменение дна достигает определенной величины, обновленный рельеф передается в модель SWAN и используется для пересчета волновых полей на новом этапе. Вычисления продолжаются до завершения периода моделирования.

#### ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве объекта исследования рассматривается пляж базы водных видов спорта в Приморском районе, расположенный на акватории Невской губы Финского залива Балтийского моря, в ее северо-восточной части, вблизи береговой черты "Парка 300-летия Санкт-Петербурга" (рис. 1). Она простирается вдоль побережья парка от Лахтинской гавани на западе до Яхтенного моста на востоке.

Побережье "Парка 300-летия Санкт-Петербурга" от Лахтинской гавани до Яхтенного моста представляет собой песчаный пляж шириной 50-80 м (рис. 2). С запада со стороны гавани пляж огорожен дамбой из каменных валунов. Дамба выступает в губу на расстояние около 80 м, имеет поворот в восточном направлении около 40 м. Она представляет только частичную защиту западной части пляжа от ветровых волн и размыва. Центральная и восточная части пляжа подвергаются активному воздействию ветровых волн и волновой эрозии. Вдольбереговой транспорт наносов и вынос песка в восточном направлении ничем не ограничены. В результате размыва берег отступает (рис. 2) на величину до 4 м в год согласно материалам инженерно-гидрометеорологических изысканий.

Морской канал, служащий для прохода морских судов с большой осадкой в порт Санкт-Петербург, пересекает Невскую губу с востока на запад от устья Большой Невы до судопропускного сооружения С-1 у о. Котлин. Его ширина около 80–100 м и глубина около 14 м. Помимо Морского канала в губе имеются еще несколько судоходных трасс – Северный фарватер, Ломоносовский КАНТАРЖИ



Рис. 1. Схема расположения изучаемого района "База водных видов спорта в Приморском районе".



Рис. 2. Спутниковый снимок изучаемого пляжа 2020 г. Зеленая линия показывает контур берега в 2009 г.

фарватер (между Ломоносовым и Кронштадтом), Петродворцовый фарватер (от Петродворца до Морского канала), подходной канал на Невском баре до морского пассажирского вокзала.

Рельеф дна влияет на распределение течений в Невской губе. Помимо рельефа, режим течений в Невской губе определяется рядом взаимодействующих факторов: стоком р. Невы, ветровыми сгонно-нагонными явлениями, волновыми течениями. Последние особенно существенны в прибрежной зоне. Они оказывают влияние на транспорт наносов и переформирование побережья Невской губы.

До строительства Комплекса защитных сооружений (K3C) большая часть твердого материала транспортировалась в Невскую губу из восточной части Финского залива. После строительства K3C донные осадки поступают в губу, в основном, под воздействием стокового течения р. Невы. По мере снижения скорости стокового течения с востока на запад в губе образуются песчаные (мелко- и тонкозернистые пески) и алевро-песчаные (алевритовые пески, песчаные алевриты) осадки аллювиально-морского происхождения.

В центральной части Невской губы дно сложено в основном мелкими заиленными песками. Прибрежные районы представлены песками различных фракций — от крупнозернистых вблизи уреза до мелко-тонкозернистых на глубинах 1.5–2.0 м.

Гранулометрические исследования проводились во время инженерных изысканий по объекту: "Яхт-клуб со встроенной трансформаторной подстанцией" [5]. Район изысканий, западная часть Крестовского острова, находится в непосредственной близости от площадки исследований. По результатам изысканий, дно обследуемой акватории сложено песком с преобладающим диаметром 0.10–0.25 мм.

При моделировании переформирования дна был задан для моделирования медианный диаметр частиц донных отложений равный 0.1 мм.

Заметную роль в транспорте наносов в мелководной Невской губе играют волновые воздействия. Их влияние особенно существенно в прибрежной зоне.

Проникновению ветрового волнения из Финского залива в Невскую губу мешает о. Котлин и КЗС. Однако достаточно активное ветровое волнение развивается в самой Невской губе. В период свободный ото льда с апреля по ноябрь, 221 сутки в году в среднем, около 90% времени в губе наблюдается волнение и лишь 10% времени – штиль. Довольно значительное волнение может продолжаться 3–4 дня.

В естественном состоянии северо-восточная часть акватории Невской губы, где расположен рассматриваемый участок, мелководна. Средняя глубина здесь составляла около 3—4 м и мало изменялась по площади.

По данным навигационных карт 1874 и 1967 гг. в месте расположения участка исследования имелась Собакина отмель с отметками дна 0...—2 м. Эта отмель достигла устойчивого состояния и не претерпевала деформаций.

В современном состоянии значительные карьерные выемки, проведенные на акватории Невской губы и устьевого бара р. Невы в последние десятилетия, коренным образом изменили ситуацию. Теперь в северо-восточной части губы, в непосредственной близости от объекта проектирования имеется большое количество хаотически расположенных карьерных выемок донного материала.

В результате карьерных выемок рельеф дна усложнился, уклоны подводной части береговых склонов увеличились, образовались условия для переформирования берегов под воздействием волн и течения.

### МОДЕЛЬ НЕВСКОЙ ГУБЫ С ДЕТАЛИЗАЦИЕЙ В РАЙОНЕ ПЛЯЖА

С учетом изложенной характеристики района исследования для прогноза режима течений и переформирования дна была разработана изолированная модель Невской губы и устья реки Невы от КЗС на западе до створа р. Невы в районе Литейного моста на востоке.

Для волновой модели и модели течений и переформирования дна были разработаны единые расчетные сетки.

Для создания сеток использовалась Community Edition версия программного пакета SMS 13.1 [3]. Основой для сеток стала цифровая модель Невской губы, построенная в пакете SMS.

Источником батиметрических данных для модели Невской губы служили навигационные карты Невской губы масштаба 1 : 8000, 1 : 12000 и 1 : 22000. Карты были оцифрованы, точки со значениями глубин приведены к декартовой системе координат в географической проекции UTM, зона 36. Границы берегов Невской губы, о. Котлин, островов в устье Невы также были оцифрованы с навигационных карт, уточнены по современным космическим снимкам и добавлены к единой цифровой модели Невской губы.

На основе границ берегов Невской губы были созданы многоугольники расчетных областей. Распределение вершин на их границах соответствует размерам треугольных ячеек создаваемых расчетных сеток. Вдоль берега залива и островов расстояние между вершинами 20—30 м, вдоль берега исследуемого пляжа расстояние уменьшается до 5 м. В центральной части Невской губы базовый размер ячеек был задан равным 500 м. Сгущение расчетных сеток также было задано вдоль фарватеров и Морского канала, размер ячеек здесь уменьшается до 50 м.



Рис. 3. Расчетная сетка исследуемого района.

На основе построенных многоугольников с помощью пакета SMS, были сгенерированы расчетные сетки. Детализация расчетной сетки показана на рис. 3.

#### СЦЕНАРИИ ПОЛЯ ВЕТРОВ НАД АКВАТОРИЕЙ НЕВСКОЙ ГУБЫ И В РАЙОНЕ БЕРЕГОВОЙ ЧЕРТЫ ИССЛЕДУЕМОГО ПЛЯЖА ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ

Для моделирования ветрового волнения были использованы значения скорости и направления ветра из базы реанализа NEWA (New European Wind Atlas, www.neweuropeanwindatlas.eu) за период с 2014 по 2018 гг. Ветра из этой базы имеют получасовую дискретность по времени и хорошую детализацию в пространстве — около 3 км. В формировании ветрового поля над областью расчетной сетки было задействовано около 80 "ветровых" точек. Стоит отметить, что для других доступных ветровых баз реанализа (NCEP2, ERA-40) для акватории Невской губы этот показатель был равен 4—6 точкам.

Для отбора дат штормовых сценариев были проанализированы ветровые данные за усредненный "безледный" период с апреля по ноябрь (включительно) в 9 точках, которые покрывают область исследуемого пляжа. Критерием выбора даты шторма было условие превышения скорости ветра значения 12.5 м/с хотя бы в одной точке из 9 и условие попадания направления ветра в интервал  $170^{\circ}-271^{\circ}$ , т.е. западные, юго-западные и южные направления. Далее анализировались скорости ветра из соседних с выбранными датами, и период шторма расширялся до тех пор, пока скорость ветра не падала ниже 7 м/с или направление не выходило из выбранного интервала. Шторма длительностью до 10 временны́х точек (по 30 мин) не рассматривались.

Таким образом были отобраны за 5-летний период с 2014 по 2018 гг. следующие 36 штормов. Даты и характеристики штормов (максимальная скорость ветра и среднее направление ветра в момент максимальной скорости) приведены в табл. 1 (даты записаны в формате ггггммдд.чч).

#### МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ НА АКВАТОРИИ НЕВСКОЙ ГУБЫ И РАСЧЕТ РЕЖИМНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ВОЛНЕНИЯ НА ПОДХОДЕ К ПЛЯЖУ

Для расчета характеристик ветровых волн использовалась численная спектральная модель ветрового волнения в прибрежной зоне Делфтского технологического университета SWAN ver. 41.31A (Simulating WAves Nearshore). Физико-географическое положение рассматриваемого района, расположенного в северо-восточной части Невской губы, приводит к наибольшим высотам волн при сильных ветрах с направлениями от южного до западного, так как в этих случаях разгон волн будет максимальным.

	-	- · · -	· ·	
Ν	Дата начала шторма	Дата конца шторма	Максимальная скорость ветра, м/с	Среднее направление ветра, °
1	20140702.03	20140704.20	13.84	262.16
2	20140817.23	20140823.03	14.04	188.24
3	20140923.15	20140929.15	13.98	197.89
4	20150408.00	20150413.07	15.53	255.07
5	20150422.10	20150424.23	17.22	216.64
6	20150428.07	20150430.13	15.93	203.91
7	20150523.06	20150524.17	15.09	259.03
8	20150603.04	20150612.00	14.86	221.84
9	20150723.21	20150726.08	14.55	235.82
10	20150826.11	20150830.17	14.11	154.15
11	20151001.00	20151003.15	17.37	219.28
12	20151021.16	20151023.08	13.13	198.26
13	20160510.23	20160511.21	12.74	178.04
14	20160608.09	20160613.14	16.83	252.60
15	20160617.01	20160620.16	14.44	187.91
16	20160703.16	20160708.03	15.98	233.28
17	20160827.00	20160831.05	16.30	205.96
18	20160906.11	20160908.22	14.08	273.94
19	20160928.09	20161002.01	16.26	224.22
20	20161106.00	20161110.09	13.51	224.56
21	20161124.00	20161126.10	16.47	185.34
22	20170425.11	20170429.17	14.19	211.36
23	20170530.22	20170603.19	15.13	270.17
24	20170626.00	20170628.21	16.29	200.58
25	20170913.08	20170917.06	13.86	179.92
26	20171002.07	20171005.15	14.73	213.60
27	20171025.10	20171029.07	13.44	227.79
28	20180406.10	20180407.16	13.63	180.93
29	20180604.03	20180608.18	13.38	174.52
30	20180618.11	20180623.05	19.03	196.12
31	20180630.00	20180702.18	13.71	171.02
32	20180805.09	20180807.18	15.12	149.97
33	20180911.13	20180914.00	17.42	273.86
34	20180925.00	20180930.23	18.80	202.49
35	20181004.00	20181006.18	14.54	200.06
36	20181128.11	20181130.23	13.58	213.85

**Таблица 1.** Даты выбранных для моделирования максимальных штормов за 5-летний период 2014—2018 гг. и характеристики максимальных ветров в эти периоды (направление ветра измеряется от севера по часовой стрелке)

Выполнено сравнение высот волн, рассчитанных по методике СП 38.13330.2018 [4] и полученных на модели SWAN в расчетной точке. Значения средних высот волн, рассчитанных разными методами, различаются не более чем на 10 см, а значения периодов не больше, чем на 1 с [16].

Для иллюстрации характера волновых полей при различных направлениях было выполнено численное моделирование для трех направлений Ю, ЮЗ, З и экстремальных скоростей ветра 1% обеспеченности из отчета по ИГМИ [6]. Соответствующие значения скорости ветра составляют: 17.9, 23.4 и 24.8 м/с. Все сценарии моделировались при уровне воды обеспеченностью 1% – 1.96 м БСВ.

На рис. 4 представлены полученные поля значительных высот волн для одного из трех направлений ветра.

Для моделирования литодинамических процессов были просчитаны каждый из 36 штормовых периодов, приведенных в табл. 1. На входе задавался ветер с реанализа NEWA и уровень моря, взятый из измерений на станции Санкт-Петербург (http://www.marineinsitu.eu/dashboard/ [17]).



Рис. 4. Поле значительных высот волн. Естественные условия, ветер южный, 17.9 м/с.

### МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ НА АКВАТОРИИ НЕВСКОЙ ГУБЫ В РАЙОНЕ ИССЛЕДУЕМОГО ПЛЯЖА

Течения в Невской губе формируются под влиянием стока р. Невы, ветра, нагонных явлений, штормовых волн.

Для исследования режима течений использовалась расчетная сетка, описанная ранее. Большая часть боковых границ сеток вдоль берегов залива и островов — закрытые, с условием свободного прохождения для течения и нормальной компонентой скорости, равной нулю. Открытыми являются граница на востоке по створу Невы около Литейного моста — на ней для моделирования задается расход реки. И западные границы на пропускных створах КЗС. На них задается уровень свободной поверхности воды в м, Балтийской системы высот.

Поскольку данные срочных измерений расхода воды в Неве не находятся в свободном доступе, в качестве значений расхода воды использовались средние месячные величины расхода на посту Новосаратовка из свободной базы данных по расходу рек Глобального центра данных о стоке.

При моделировании исторических штормов значения уровня на створах КЗС задавались по измерениям уровня воды на посту Кронштадт, полученными из базы данных морской службы Copernicus Marine Service [7], куда они передаются Росгидрометом. Это позволяет моделировать ветровые нагоны без включения в расчетную область части Балтийского моря, поскольку длинная нагонная волна начинает формироваться западнее Невской губы в Финском заливе и Балтийском море.

Для верификации модели течений использовались данные наблюдений за течениями в Невской губе вдоль судоходных фарватеров и в устье Невы. А также данные измерений скорости течения, выполненные в районе западной части Крестовского острова в ходе проведения Инженерных изысканий по объекту "Яхт-клуб со встроенной трансформаторной подстанцией" [5].

Согласно наблюдениям, наибольшие скорости стоковых течений наблюдаются в восточной части губы на фарватерах. Здесь течение на выходе из дельты достигает 0.3–0.4 м/с. Далее оно уменьшается примерно на 0.06–0.07 м/с на каждый километр.

Удаляясь от фарватеров, примерно за 3-метровой изобатой водный поток становится более однородным, а резкие различия в распределении скоростей сглаживаются. В центральной части Невской губы скорость стокового течения составляет 0.06 м/с, у северного побережья — 0.04 м/с, а южнее Морского канала — около 0.03 м/с. По фарватеру Морского канала воды движутся быстрее — со скоростью 0.08—0.10 м/с.

Моделирование течений было выполнено на расчетной сетке для естественных условий побережья в штилевых условиях, без ветра и волн, со среднемноголетним расходом Невы равным



Рис. 5. Распределение течений в районе пляжа во время западного шторма. 1% обеспеченности, скорость ветра 24.8 м/с.

2510 м<sup>3</sup>/с и со среднемесячными расходами согласно измерениям на посту Новосаратовка.

Пример результатов численного моделирования полей течений для определенных ветровых условий показан на рис. 5.

#### МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛИТОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Для анализа интенсивности литодинамических процессов моделируемого участка побережья проанализированы спутниковые снимки 2013— 2020 гг.

Анализ показывает тенденции и интенсивность литодинамических процессов в последние годы, согласующиеся с результатами инженерно-гидрометеорологических изысканий: наибольшая интенсивность процессов размыва имеет место в восточной части пляжа, она постепенно снижается в центральной и западной части пляжа при межгодовой изменчивости размывов/намывов возле насыпной дамбы, фиксирующей пляж с запада. В настоящее время нет возможности восстановить батиметрию подводной части пляжа по состоянию на 2013 г., представленные в этой работе расчеты литодинамики стартуют с батиметрии 2020 г. на основе характеристик штормов после 2013 г. Поэтому они не могут в точности воспроизвести реальную картину эволюции пляжа, но их сравнение со спутниковыми снимками важно для анализа физической достоверности результатов моделирования.

Сценарий десятилетнего моделирования трансформации пляжа при штормовом воздействии был сформирован полями волн и течений, рассчитанных для 36 штормов периода 2014—2018 гг. (табл. 1), повторенных дважды. Исходная для расчета батиметрия и отметки прибрежной зоны

	Объем зон размыва, м <sup>3</sup>	Объем зон намыва, м <sup>3</sup>	Сумма изменений объема, м <sup>3</sup>
Сектор 1	-571	637	66
Сектор 2	-12820	109	-12711
Сектор 3	-617	32	-584
Сектор 4	-482	11	-472
Сектор 5	-1193	347	-846
Все сектора	-15.683	1.136	-14.547
Сектора 1 + 2 + 3	-14.007	0.778	-13.229

Таблица 2. Объемы размытого и намытого материала на пляже по секторам 1-5 за 10-летний период

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023



**Рис. 6.** Изменения глубин и отметок берегов за 10 лет по сравнению с начальными отметками (красная часть шкалы – намыв, голубая часть шкалы – размыв).

задавались, как указано выше, по данным инженерных изысканий 2000 г.

Баланс намывов и размывов после 10-летнего моделируемого периода по секторам пляжа (рис. 6) представлен в табл. 2.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Целью проведенного исследования являлось изучение динамики размыва пляжа под действием волн и течений. Исследовался песчаный пляж в акватории "Парка 300-летия Санкт-Петербурга", который интенсивно размывается последнее время.

Использована современная технология моделирования, основанная на совместном применении волновой модели открытого доступа SWAN и двухмерной модели гидродинамики течений, генерируемых ветром, приливами и радиационными напряжениями ветровых волн, переноса взвесей и переформирования дна и берегов – COASTOX.

Адаптированный для Невской губы и акватории "Парка 300-летия Санкт-Петербурга" комплекс численных моделей позволил проводить расчеты многолетней литодинамики пляжной зоны Парка в результате последовательности 36 отдельных сильных штормов, выбранных по штормовым характеристикам ветра в период 2014—2018 гг. Из выбранных штормов были рассчитаны штормовые поля волн за 10-летний период.

Исследование показало, что наиболее интенсивный размыв наблюдается в восточной части пляжа. В западной части пляжа восточнее существующей каменно-набросной буны отмечены небольшие разнонаправленные от года к году размывы. Центральная часть пляжа стабильно размывается. Сопоставление результатов моделирования с данными анализа спутниковых снимков динамики береговой полосы в 2014—2020 гг. показало, что модель адекватно описывает основные наблюдаемые тенденции в развитии пляжа для гидрометеорологических условий рассматриваемого периода.

Результаты работы могут быть использованы для определения инженерных мер по стабилизации пляжа.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Железняк М.И., Кантаржи И.Г., Леонтьев И.О. Шахин В.М. Математическое моделирование береговых процессов Имеретинской низменности для обоснования берегозащитных мероприятий // Гидротехническое строительство. 2011. № 10. С. 22–29.
- Кантаржи И.Г., Мордвинцев К. П. Численное и физическое моделирование в МГСУ морских портовых гидротехнических сооружений // Наука и безопасность. 2015. № 32 (15). С. 2–16.
- Кивва С.Л., Железняк М.И., Коломиец П.С., Сорокин М.В. Математическое моделирование наката волн и берегового размыва Имеретинского побережья во время экстремальных штормов // International Journal for Computational Civil and Structural Engineering. 2011. V. 7. Is. 2. P. 77–84.

- Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов). Актуализированная редакция СНиП 2.06.04-82\*. СП 38.13330.2018. Свод правил. М.: 2019.
- 5. Отчет 186-19-ИГМИ. Технический отчет по результатам инженерно-гидрометеорологических изысканий для подготовки проектной документации по объекту: "Яхт-клуб со встроенной трансформаторной подстанцией" по адресу: г. Санкт-Петербург, Южная дорога, участок 21 (Невская губа Финского залива (Балтийское море) в районе западной части Крестовского острова). СПб.: ЗАО "ЛенТИСИЗ", 2019.
- Отчет 1290—2020. ИГМИ. Технический отчет по результатам инженерно-гидрометеорологических изысканий. АО "Фирма УНИКОМ", 2020.
- Отчет о НИР "Оценка влияния гидротехнических сооружений на гидродинамический режим акватории Невской губы, прилегающей к "Парку 300-летия Санкт-Петербурга". Санкт-Петербургский филиал Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 2022. 30 с.
- Booij N., Ris R.C., Holthuijsen L.H. A third-generation wave model for coastal regions. Part 1. Model description and validation // Journal of Geophysical Research. 1999. № 104 (C4). P. 7649–7666.
- 9. *Camenen B., Larson M.* A bed load sediment transport formula for the nearshore // Estuarine, Coastal and Shelf Science. 2005. № 63. P. 249–260.
- Camenen B., Larson M. A unified sediment transport formulation for coastal inlet applications, ERDC/ CHL-TR-06-7. US Army Engineer Research and Development Center, Coastal and Hydraulics Laboratory, 2007.
- DHI. MIKE 21 Spectral Wave Module Scientific Documentation, MIKE by DHI. Hørsholm, Denmark. 2017. 56 p.
- 12. DHI. MIKE 21 & MIKE 3 Flow Model FM, Hydrodynamic and Transport Module Scientific Documentation. MIKE by DHI. Hørsholm, Denmark. 2017. 64 p.

- https://www.mikepoweredbydhi.com/products/mike-21-3.
- 14. https://cirpwiki.info/wiki/CMS.
- 15. https://www.xmswiki.com/wiki/SMS:SMS.
- https://www.compositerunoff.sr.unh.edu/html/Polygons/P6972430.html.
- 17. http://www.marineinsitu.eu/dashboard/.
- 18. Kantardgi I., Zheleznyak M., Demchenko R. et al. Modeling of Nonlinear Hydrodynamics of the Coastal Areas of the Black Sea by the Chain of the Proprietary and Open-Source Models // EGU General Assembly Conference Abstracts. 2014. V. 16.
- 19. *Kantardgi I.G., Zheleznyak M.J.* Laboratory and numerical study of waves in the port area // Magazine of Civil Engineering. 2016. № 6. P. 49–59.
- Kantardgi I.G., Zheleznyak M.I., Anshakov A.S. Numerical modeling of nonlinear hydrodynamics of the coastal areas // Magazine of Civil Engineering. 2019. № 87(3).
- Lin L., Demirbilek Z., Mase H. et al. CMS-Wave: A nearshore spectral wave processes model for coastal in-lets and navigation projects. Coastal and Hydraulics Laboratory, Technical Rep. No. ERDC/CHL TR-08-13. Vicksburg, MS: U.S. Army Engineer Research and Development Center. 2008.
- Ris R.C., Holthuijsen L.H., Booij N. A third-generation wave model for coastal regions, Part 2. Verification // Journal of Geophysical Research, 1999. № 104 (C4). P. 7667–7681.
- 23. *Sánchez A, Beck T, Lin L. et al.* Coastal Modeling System Draft User Manual. Vicksburg, Mississippi: US Army Corps of Engineers, Engineers Research and Development Center. 2012.
- van Rijn L.C. Unified View of Sediment Transport by Currents and Waves. I: Initiation of Motion, Bed Roughness, and Bed-load Transport // Journal of Hydraulic Engineering. 2007. № 133(6). P. 649–667.
- 25. *van Rijn L.C.* Unified View of Sediment Transport by Currents and Waves. II: Suspended Transport // Journal of Hydraulic Engineering. 2007. № 133(6). P. 668–689.

## Forecast of the Dynamics of a Sandy Beach in Complexed Hydrodynamic Conditions

## I. G. Kantarzhi<sup>#</sup>

National Research University Moscow State University of Civil Engineering, Moscow, Russia #e-mail: kantardgi@yandex.ru

Changes in the coastal zone under the influence of currents of different nature and wind waves are being investigated. A sandy beach located in the water area of the "Park of the 300th Anniversary of St. Petersburg", the Neva Bay of the Gulf of Finland of the Baltic Sea, is considered as an object. The beach is actively affected by wind waves and eventually washes away with the intensity of the retreat of the shore of about 4 m per year. For numerical modeling, a set of models is used: SWAN—wind-wave model and COASTOX-UN—a two-dimensional model of currents, sediment transport and bottom reformation. It was developed a model of the Neva Bay and the mouth of the Neva River from the Flood Prevention Facility Complex in the west to the river Neva near the Liteiny Bridge in the east. Based on the reanalysis of wind data, 36 strong storms were selected for a five-year period from 2014 to 2018, for the sequence of which numerical modeling of waves, currents and lithodynamic processes was carried out. It was obtained balances of alluvial and washouts after a ten-years simulated period for beach sectors. To verify the results, satellite images of the modeling area are used, it was found that the model adequately describes the main observed trends in the development of the beach.

Keywords: lithodynamic processes, beach dynamics, waves, currents, numerical modeling, satellite images
## ПРИБОРЫ и метолы

УЛК 582.273:546.56

## РАЗРАБОТКА СИСТЕМЫ КРУГЛОГОДИЧНОГО МОНИТОРИНГА ПАРАМЕТРОВ ВОДНОЙ СРЕДЫ С ПРИМЕНЕНИЕМ БЕНТОСНЫХ МИКРОБНЫХ ТОПЛИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

© 2023 г. Н. Н. Волченко<sup>2,</sup> \*, А. А. Лазукин<sup>3</sup>, С. И. Масленников<sup>1</sup>, А. А. Пахлеванян<sup>1</sup>, А. А. Самков<sup>2</sup>, А. А. Худокормов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Национальный научный центр морской биологии имени А.В. Жирмунского ДВО РАН, Владивосток, Россия <sup>2</sup>Кубанский государственный университет, Краснодар, Россия <sup>3</sup>Национальный исследовательский университет ИТМО, Санкт-Петербург, Россия \*e-mail: volchenko.n@mail.ru Поступила в редакцию 27.12.22 г.

После доработки 27.03.23 г. Принята к публикации 27.03.23 г.

С помощью микробных топливных элементов (МТЭ) бентосного (донного) типа и системы автоматического онлайн-мониторинга проведено исследование биоэлектрогенной активности естественных природных микробных сообществ донных осадков залива Петра Великого Японского моря в круглогодичном эксперименте с паралельным мониторингом температуры, освещенности, электрической проводимости воды. Разработаны микробные топливные элементы бентосного типа, датчики мониторинга водной среды, системы сбора и передачи информации. Устройства способны создавать электрическое напряжение до 216 мВ и удельную мощность (по площади анода) до 239 мВт/м<sup>2</sup>. Электрогенная активность природной микрофлоры зависит при температуре воды 20– 25°С. Подобные устройства могут служить основой для автономных станций мониторинга состояния водной среды на протяжении длительного времени. Электрогенная активность донной микроботы потенциально может стать новым возобновляемым источниками энергии для маломощной морской электроники. в том числе применяемой в марикультуре.

Ключевые слова: бентосный микробный топливный элемент, мониторинг водной среды, электрогенная активность микрофлоры, вещества-токсиканты DOI: 10.31857/S0030157423060163, EDN: QVVZNQ

Интенсивное развитие марикультуры в прибрежных морских акваториях России [4] требует все более точных методов мониторинга морской среды. При этом основным методом получения данных является периодический отбор проб воды и донных осадков с последующим их анализом в береговых лабораториях или, реже, непосредредственно на исследовательском судне [7]. Применяются и инструментальные методы дистанционного автоматизированного мониторинга – как правило для климатических параметров с помощью метеобуев [6]. При этом, если активность планктонных организмов можно оценить дистанционно стандартными методами, то интенсивность биологических процессов в донных осадках остается относительно малоисследованной в силу дефицита методов удаленного мониторинга. В то же время именно биогеохимические процессы на морском дне являются ключевыми в круговороте

органических и минеральных веществ биосферы. Бентосная микробиота способна к ассимиляции как естественных оседающих соединений, так и детоксикации антропогенных поллютантов, неизменно попадающих в морскую среду. Отдельный интерес представляет оценка ее жизнедеятельности в зонах с интенсивной марикультурой, создающей повышенную органическую нагрузку на местные экосистемы. Таким образом оценка ее активности является актуальной научной и прикладной задачей.

Другой, в большей степени инженерно-технической проблемой, является вопрос автоматизация мониторинга, а также энергообеспечения находящихся в водной среде устройств. Как правило в таких случаях применяются солнечные батареи, гальванические или радиоизотопные источники энергии. Наряду с ними в качестве потенциально перспективного направления рассматриваются

микробные топливные элементы (МТЭ) бентосного (донного, седиментного) типа – биоэлектрохимические устройства, способные создавать маломощную электроэнергию за счет процессов анаэробного переноса электронов бактериями естественной микрофлоры донных осадков [22]. Подобные устройства с одной стороны способны служить индикатором биологической активности донных осадков, в том числе в режиме биосенсоров на появление в среде токсикантов. А с другой – вырабатываемая ими электроэнергия может быть применена для питания автономных морских электронных устройств [18]. Третьим важным фактором служит возможность биоремедиации загрязенных донных осадков за счет активизации окислительно-восстановительных процессов при функционировании МТЭ [14].

Принципы работы микробных топливных элементов как биоэлектрохимических систем описаны в ряде фундаментальных трудов и обзоров [15, 20]. Общим принципом для них является перенос электронов с терминальных цитохромов дыхательных цепей бактерий не на кислород, а на анод устройства. Далее электроны передаются через внешнюю цепь с измерительными устройством на катод, находящийся в более аэробных условиях. Туда же по градиенту концентрации поступают протоны. В случае бентосных МТЭ (бМТЭ) – анод соответственно заглублен в грунт, а катод расположен на его границе с водной толщей выше или непосредственно в ней. Такие МТЭ относятся к безмембранным и безмедиаторным. В ряде зарубежных исследований показана возможность функционирования донных МТЭ в условиях пресных и морских водоемов, однако для российских условий такие иследования единичны [2, 5]. Так в работе [21] показана возможность извлечения энергии из донных осадков в количестве, достаточном для питания плавающего метеобуя. В работе [10] донный МТЭ в морских условиях на протяжении 112 суток генерировал 3–10 мВт, при колебаниях напряжения от 0 до 500 мВ. Этой энергии хватало для функционировании гидрофона, вместо двух штатных литий-ионных батарей по 3.6 В. В эксперименте в заливе Сан-Диего донный МТЭ ВМФ США применяли для питания магнитометра, регистрирующего прохождение кораблей [8]. Удельная мощность установки составляла 1-5 мВт/м<sup>2</sup> площади анода, что позволяло заряжать питающие магнитометр две LiFePO<sub>4</sub> 12-вольтовые батареи. Известны исследования по возможности применения МТЭ в режиме биосенсоров, когда по электрическому отклику системы можно судить о наличии в воде ассимилируемых бактеряими органических веществил и появлении токсикантов, угнетающих метаболическую активность бентосной микрофлоры [1]. Другим перспективным направлением считается усиление биодеградации веществ-поллютантов в

донных осадках за счет биоэлектрохимических процессов [12]. Известны работы по исследованию биоэлектродеградации углеводородов [24], пестицидов [9], детекции [17] и детоксикации [11] тяжелых металлов. Ведутся исследования по применнию бентосных МТЭ в аквакультуре [19, 25], в составе устройств для мониторинга водной среды [3].

В целом, на фоне взрывного интереса к теме за рубежом, исследования функционирования подобных систем в полевых условиях в РФ практически отсутствуют. Таким образом, актуальной представляется оценка микробного биоэлектрогенеза в полевых условиях морских водоемов, в том числе в разные климатические периоды и в сочетании с электронным дистанционным мониторингом параметров водной среды.

В связи с вышеизложенным, целью нашего исследования являлась оценка биоэлектрической активности естественных природных микробных сообществ донных осадков залива Петра Великого Японского моря в круглогодичном эксперименте с паралельным мониторингом температуры, освещенности, электрической проводимости воды. Задачами исследования являлись:

 конструирование модельной установки микробных топливных элементов, способной к круглогодичному функционированию в прибрежных услових с непрерывной автоматической передачей данных;

 – описание динамики уровня биоэлектрогенеза донной микрофлоры на протяжении годового климатического цикла, в том числе в условиях низких температур;

 – оценка эффекта влияния на биоэлектрогенез веществ-токсикантов и веществ-стимулятов анаэробных микробиологических процессов.

#### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Эксперимент проводился с тремя последовательно испытанными приборами контроля окружающей среды с функцией измерения электродвижущей силы (ЭДС), создаваемой в микробных топливных элементах. В экспериментах применяли устройства включающие 8 и 16 МТЭ. Они представляли собой погружной каркас, на котором устанавливались микробные топливные элементы и подводный электронный блок контроля окружающей среды. Блок имел микропроцессорное управление и поллерживал полключение датчиков температуры, освещенности и электропроводности воды, а также осуществлял измерение, обработку, и передачу информации на берег посредством коммуникационного кабеля. Все микробные топливные элементы подключались к подводному электронному блоку, для последующего измерения ЭДС каждого отдельного МТЭ. Питание электронного блока осуществлялось с берега, посредством коммуникационного кабеля, проложенного от погруженного устройства до наземной инфраструктуры, где функционировал блок-ретранслятор, осуществляющий обработку, хранение и передачу информации посредством сети "Интернет" в облачное хранилище. Таким образом электропитание датчиков и электронного блока осуществлялось от наземного сетевого источника тока для обеспечения непрерывности регистрации данных.

Подводный электронный блок имел водонепроницаемый корпус, в который были встроены датчики температуры и освещения. В качестве коммуникационного был применен гидроаккустический кабель ГПЭУ 0.2 × 4 длиной 100 м. Коммуникация между подводным электронным блоком и наземным блоком-ретранслятором осуществлялась посредством протокола UART. Период измерений параметров воды и ЭДС МТЭ составлял 30 мин на протяжении более 12 месяцев. Устройства погружались на глубину 2 м на биостанции "Запад" Национального центра морской биологии ДВО РАН им. А.В. Жирмунского в бухте Тихая Заводь залива Восток, залив Петра Великого Японского моря. Микробные топливные элементы были изготовлены в цилиндрических пластиковых ПСХ корпусах-сосудах. В разные периоды экспериментов размеры корпусов МТЭ отличались (обозначим их как варианты "А" "Б" "В"). Микробные топливные элементыварианта "А", имели размеры (высота × диаметр) – 20 × 10 см, варианта "Б"  $-30 \times 5$  см; варианта "В"  $-15 \times 15$  см. Внутренняя конструкция всех вариантах МТЭ была идентичной, за исключением того, вариант "В" имел перфорированные крышки. В нижней части каждого МТЭ размещался слой иловых осадков высотой до 10 см и объемом соответственно для "А", "Б" и "В" 2460, 196 и 1766 см<sup>3</sup>. Во всех МТЭ в нижней части илового слоя размещался анодный электрод, в виде диска углеродного войлока марки "Карбопон" (ООО "М-Карбо") толщиной 5 мм. Диаметр анадов для вариантов "А", "Б" и "В" составлял соответсвенно 10, 5 и 15 см. Полностью аналогичный катодный электрод размещался над поверхностью ила у горловины сосуда.

Измерение электрического напряжения, создаваемого в МТЭ, производилось при условии подключения к внешнему сопротивлению в виде резистора номиналом 1000 Ом. Мощность рассчитывали с применением формулы:

$$P=\frac{U^2}{R},$$

где P = мощность МТЭ (Вт), U – напряжение МТЭ (В), R – электрическая нагрузка (Ом).

Удельная мощность по отношению к площади анода рассчитывалась по формуле

$$P_{\rm a}=\frac{P}{S_{\rm a}},$$

где  $P_a$  — удельная мощность (Вт/м<sup>2</sup>), P = мощность МТЭ (Вт),  $S_a$  — площадь анода (м<sup>2</sup>).

В качестве соединенений-токсикантов вносилилось нефтепродукты на основе моторного масла в концентрации 5 мг/г сухого ила. Как модельный токсикант из группы тяжелых металлов вносили нитрат кадмия, в концентрации (по катиону) 8 мг/кг сухого ила, соответствующей 10 ПДК. Для стимуляции анаэробных микробиологических процессов сульфидогенеза и моделирования естественного органического загрязения донных осадков вносили смесь гипса, целлюлозы и белка (соответственно 50, 50 и 4 г/кг ила), как это применяется в модельных колонках Виноградского.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В ходе работы нами был исследован биоэлектрогенез образцов бентосной микрофлоры и динамика температуры, освещенности, солености воды с помощью трех вариантов устройств. Они имели общий принцип работы, отличаясь массогабаритными характеристиками, последовательно усовершенствуемой электронной системой регистрации и передачи данных. На рис. 1 показан один из вариантов устройств, отражающий все ключевые составляющие его компоненты.

Первичным вопросом при работе с биоэлектрохимическими системами на основании природных образцов является воспроизводимость их работы, которая зависит от ряда физических, химических, биологических, технических факторов. Из литературных данных известно, что подобные системы, помещенные в полевые условия водной среды, могут давать значительные флуктуации результатов. Так в эксперименте [18] с донными МТЭ даже на глубине 580 м периодически наблюдались значительные флуктуации создаваемой устройством мощности в диапазоне 8–32 мВт, при меньших глубинах установки устройств колебания мощностных показателей носили постоянный характер.

В июле 2019 г нами был испытан первый вариант ("А") исследуемой системы, состоящей из 9 однотипных МТЭ, заполненных одинаковыми образцами донного грунта. Автоматическое измерение напряжения велось на протяжении более 100 часов с периодичностью 1 раз в 2 часа. Как видно из рисунка 2 все устройства показали сходную динамику электрогенеза — на протяжении первых 2 суток напряжение большинства из них колебалось в пределах от 5 до 24—40 мВ. Начиная с 3-х суток отмечался непрерывный рост до 130—



**Рис. 1.** Схема устройства и внешний вид системы бентосных МТЭ (вариант "В" на 8 элементов), с датчиками мониторинга.

(a) — внешний вид устройства в сборке, включая донный модуль, поверхностный модуль, донные и поверхностные датчики температуры, освещенности, электропроводности воды

(б) – Чертеж печатной платы электронного блока донной части измерительного комплекса

(в) — Внешний вид емкости микробного топливного элемента перед загрузкой образцами донного грунта (виден анод) (г) — Внешний вид шести микробных топливных элементов после загрузки образцами донного грунта (видны катоды) (д) — Схема устройства бентосного МТЭ (1 — анодный провод; 2 — катодный провод; 3 — катод; 4 — корпус МТЭ; 5 — донный грунт; 6 — анод).



Рис. 2. Электрическое напряжение (милливольты), создаваемое девятью однотипными МТЭ (№ 1–9, вариант "A") в течение 100 часов вначале эксперимента (июль 2019 г).

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023



Рис. 3. Электрическое напряжение (милливольты) создаваемое МТЭ № 1, 2 и 10 в течение июля—октября 2019 г. (а) и температура воды за этот же период (б).

140 мВ с некоторым снижением флуктуации данных. Это может быть объяснено тем, что вначале опыта у микрофлоры доминировала аэробная дыхательная активность за счет кислорода, попавшего в грунт при заполнении ячеек. По мере его исчерпания и перехода к анаэробному метаболизму, биоэлектрогенез вырос и стабилизировался.

В дальнейшем электрогенез во всех устройствах возрос к 10 сут до 200–250 мВ, однако далее начали увеличиваться колебания значений с постепенным отключением большей части устройств к концу октября 2019. Последующее извлечение установки показало, что причиной флуктуаций было как воздействие донной биоты, так и коррозионные процессы электрических проводов с поврежденной крабами изоляцией. При этом снижение температуры воды не оказало критического влияния на электрогенную активность тех МТЭ, что сохранили работоспособность.

На рис. За показаны уровни биоэлектрогенеза трех сохранивших работоспособность (величины электрического напряжения порядка десятковсотен милливольт) МТЭ и динамика температуры воды около установки за этот же период рис. 3б). Биотопливные элементы на протяжении 4 месяцев демонстрировали колебания электрического напряжения в диапазоне 100-300 мВ, с сохранением воспроизводимости показателей. Причины данных колебаний не известны. Так в работе [8] наблюдаемые в ходе 38-суточного эксперимента значительные колебания электрической мошности бентосных МТЭ объясняли волнением, иным возмущениями в придонной зоне, приводящими к изменениям физико-химических условий вокруг электродов. Снижение температуры среды с 22 до 12°C не привели к кратному снижению электрогенеза, как это следовало бы из закона Вант-Гоффа.

Была рассчитана средняя электрическая мощность (мкВт), создаваемая микробными топливными элементами в период июля-октября 2019 г. Она составляла соответственно для МТЭ № 1 – 24.3;  $\mathbb{N}_{2} = -32.4$ ;  $\mathbb{N}_{2} = 3 - 1.6$ ;  $\mathbb{N}_{2} = 4 - 3.2$ ;  $\mathbb{N}_{2} = 5 - 2.0$ ; № 6 – 5.1; № 7 – 3.0; № 8 – 2.7; № 10 – 15.3 мкВт. Таким образом, полученные мощностные характеристики теоретически могут позволить батарее из донных микробных топливных элементов служить источником питания для микроэлектронных устройств с низкими энергетическими потребностями [23]. В период наиболее полной работы системы ее мощность составляла 180-350 мкВт, что теоретически может обеспечивать периодическую отправку радиосигнала. Периолические колебания электрических показателей устройств и их снижение в зимний период могут быть компенсированы масштабированием количества биоэлектрохимических ячеек и применением специальных вольтамперных преобразователей.

На втором этапе эксперимента было изготовлено устройство (вариант "Б") с повышенной коррозионной и механической устойчивостью для эксплуатации, в том числе в зимних условиях. В рамках данного этапа изучалась возможность запуска системы в холодный период года с возможностью дальнейшей активизации микроорганизмов по мере наступления благоприятных условий. В качестве факторов влияния оценивали негативные эффекты внесения в донные осадки токсикантов в виде углеводородов и нитрата кадмия. В качестве возможных субстратов-стимуляторов анаэробных микробиологических процессов сульфидогенеза применяли смесь гипса, целлюлозы и белка. Все вещества вносились в донный ил, хранившийся в высушенном состоянии около полугода. Он был извлечен со дна в летний пери-



Рис. 4. Электрическое напряжение (милливольты) создаваемое МТЭ № 2 (ил без внесения дополнительных соединений), № 5 (ил с добавлением углеводородов), № 7 (ил с добавлением Cd<sup>2+</sup>), № 9 (ил с добавлением веществ-субстратов для сульфидогенеза), № 11 (ил с добавлением углеводородов, Cd<sup>2+</sup> и веществ-субстратов для сульфидогенеза) в течение декабря 2019 г. – декабря 2020 г.

од и применялся специалистами биостанции для кормления трепангов в условиях их аквариального выращивания. Нами он был применен в качестве заменителя свежего нативного ила, извлечение которого со дна было затруднительно в зимний период запуска данного эксперимента. Для восстановления активности анаэробных микробных сообществ, ответственных за биоэлектрогенез, во все образцы вносилось несколько миллилитров водной вытяжки ила, извлеченного из анодной зоны активных МТЭ первого этапа эксперимента. Графики динамики электрогенеза на протяжении годового цикла измерений показаны на рис. 4.

Состав иловой среды каждого МТЭ, средние величины электрического напряжения и удельной мощности в каждом за год и в период летней пиковой активности приведены в табл. 1.

	МТЭ № 2	МТЭ № 5	МТЭ № 7	МТЭ № 9	МТЭ № 11
Состав	Ил без внесения дополнительных соединений	Ил с добавлением углеводородов	Ил с добавле- нием Cd <sup>2+</sup>	Ил с добавле- нием субстратов для сульфидоге- неза	Ил с добавле- нием УВ, Cd <sup>2+</sup> и субстратов для сульфидогенеза
Среднее напряжение (мВ) за 12 мес.	60.67	2.84	0.50	31.62	30.24
Средняя удельная мощ- ность (мВт/м <sup>2</sup> ) за 12 мес.	18.77	0.40	0.001	5.09	4.65
Среднее напря- жение (мВ) за июнь—август	216.16	2.43	0.73	128.48	131.74
Удельная мощ- ность (мВт/м <sup>2</sup> ) за июнь—август	239.06	0.029	0.0025	84.14	96.20

**Таблица 1.** Состав иловой среды микробных топливных элементов, средние величины электрического напряжения и удельной мощности в каждом за год и в период июня—августа 2020



**Рис. 5.** Температура придонного слоя воды в месте расположения устройства, автоматически регистрируемая в течение декабря 2019 г. – декабря 2020 г.

В литературе имеется ограниченное количество сведений о длительных круглогодичных испытаниях донных МТЭ в открытых природных системах [18]. Как правило, длительность полевых экспериментов ограничивается десятками суток [8, 14, 16] или несколькими месяцами [13]. Сравнение с ними полученных нами данных показывает, что например уровень мощности МТЭ в эвтрофицированных донных отложениях Токийского залива Японского моря на протяжении 5 месяцев эксперимента в теплый период года колебался от 2 до 12 мВт/м<sup>2</sup>, что объяснилось приливно-отливными процессами, колебаниями концентрации растворенного кислорода, колебаниями температуры воды.

Уровень электрогенеза МТЭ в нашем эксперименте был различен, исходя из состава внесенного ила и веществ. Максимальные величины наблюдались у нативного ила без внесения дополнительных соединений — в среднем за год 60.67 мВ, что соответствует по удельной мощности (на геометрическую площадь анода) 18.77 мВт/м<sup>2</sup>. Внесение токсикантов в исследуемых концентрациях практически полностью подавило биоэлектрическую активность — до  $2.84 \text{ мB} (0.40 \text{ мBt/m}^2)$  в случае углеводородов и до 0.5 мВ (0.001 мВт/м<sup>2</sup>) в случае кадмия. Однако наблюдался эффект ее повышения в случае внесения в загрязненный обоими токсикантами ил веществ-индукторов сульфидогенеза – до 30.24 мВ (4.65 мВт/м<sup>2</sup>). Характерно, что практически такие же величины наблюдались и в случае внесения сульфидогенных соединений в нативный ил без токсикантов -31.62 мВ (5.09 мВт/м<sup>2</sup>).

Динамика биоэлектрогенеза на протяжении года положительно зависела от динамики температуры воды в придонном слое (рис. 5) и не зависела от ее солености (рис. 6).

На начальном периоде эксперимента, в течение декабря, все устройства демонстрировали около нулевые величины напряжения, что вероятно было связано как с отсутствием метаболически активной микрофлоры в них, так и низкой температурой водной среды (+3...-1°С). В январе, несмотря на стабильно отрицательные температуры (до -1.25 °C) начался рост напряжения (1−5 мВ) в МТЭ № 2 с нативным илом. В феврале произошел рост до 24 мВ (при -1...-0.5°С), в марте – до 74 мВ (при –0.5...+2.9°С), в апреле – до 227 мВ с последующим падением до 107 мВ (при +3.0...+8.4°С). После резкого снижения неизвестной природы в мае он вновь вырос в июне и на протяжении лета имел колебательный характер в области 200-400 мВ. С марта начался рост биоэлектрогенеза в МТЭ № 9 с веществами-индукторами микробного сульфидогенеза, в апреле в МТЭ № 11 с обоими токсикантами и индукторами микробного сульфидогенеза. В МТЭ № 5, содержащем углеводородный загрязнитель, в течение 6 месяцев произошла адаптация микробного сообщества к присутствию поллютанта, возможно с автоселекцией аборигенной нефтеокисляющей микрофлоры, что привело к росту электрогенеза в июле-сентябре до 30-40 мВ. В МТЭ № 7, содержащем кадмий, значимого роста электрогенеза не произошло, отмечались небольшие его показатели в пределах 10 мВ в августе-сентябре.

В целом в летний период у всех МТЭ отмечались максимальные показатели биоэлектрогенеза, кратно превышающие средние годовые – до 216.16 мВ (239.09 мВт/м<sup>2</sup>) у МТЭ № 2 с нативным илом. Одновременно в летний период во



**Рис. 6.** Соленость придонного слоя воды в месте расположения устройства, автоматически регистрируемая в течение декабря 2019 г.—декабря 2020 г.

всех биотопливных ячейках возросли колебания напряжения, составляя например до 30% от среднего уровня в течение нескольких суток, с последовавшим кратным падением во всех трех активных МТЭ в период июня-июля. Данный феномен не был связан с температурой, т.к. она в этот период имела оптимальные значения 20-25°С. Более того, МТЭ № 2 и № 9 сохранили электрогенез до 20-30 мВ в декабре, при температуре воды 0...-1°С, что соответствует сходным величинам электрического напряжения и температуры в марте и свидетельствует о формировании психрофильного электрогенного микробного сообщества. Наиболее вероятной причиной нарастания колебаний электрогенеза с последующим падением максимальных летних показателей мы считаем внешнее биологическое воздействие морского макробентоса – при финальном демонтаже установки внутри всех корпусов ячеек были обнаружены крабы, черви, иные беспозвоночные, приведшие к смещению располагающихся исходно сверху катодов, их заиливанию и, как следствие, снижению биоэлектрохимических градиентов в МТЭ. Перемещение беспозвоночных внутри слоя ила ниже катода, вероятно приводило к колебаниям показателей напряжения.

Для нейтрализации подобного эффекта с точки зрения применения МТЭ в качестве источника электроэнергии целесообразно применять сборки из большого количества МТЭ, где колебания напряжения в отдельных устройствах будут взаимно компенсироваться.

Отключение 2 из 4 действующих МТЭ в начале сентября связано с разрушительным действием тайфуна "Майсак", ставшего одним из сильнейших за последние десятилетия. Однако в целом все устройство, находившееся на глубине 2 м в зо-

ОКЕАНОЛОГИЯ том 63 № 6 2023

не прибоя, показало высокую штормоустойчивость, сохранив механическую целостность и работу всех трех датчиков. На рис. 7 показана регистрируемая в автоматическом режиме динамика освещенности на уровне дна, за период 1– 5 сентября 2020 г. Как видно 03.IX.2020 года, в день прохождения тайфуна над Приморьем, она была из-за мутности воды в 7–9 раз ниже, чем в предшествующие и последующие двое суток.

На третьем этапе эксперимента было изготовлено устройство, включающее как донные, так и поверхностные датчики температуры, освещенности, солености (электропроводности), а также усиленную защиту от повреждений гидробионтами и заиливания катода. Устройство было размещено на глубине 3 м на естественное дно и функционировало в течение августа—октября 2021 г. Глубина погружения соответствовала средним глубинам в бухте в районе пирса на котором был установлен береговой электронный блок, кроме того она позволяла осуществлять визуальный осмотр устройства без применения водолазного



**Рис.** 7. Освещенность придонного слоя воды в месте расположения устройства, автоматически регистрируемая в период 1–5 сентября 2020 г.



Рис. 8. Электрическое напряжение (милливольты)создаваемого бентосными МТЭ с тремя различными типами донного грунта.

оборудования. Задачей эксперимента являлась сравнительная оценка биоэлектрогенеза донных грунтов с различной биологической активностью и содержанием органических веществ. Соответственно в микробные топливные элементы были заправлены 3 образца: (1) нативный свежий ил, отобранный с глубины 1 м из участков с признаками анаэробного разложения органических остатков водорослей и др.; (2) высушенный ил (как в предыдущем опыте, для сравнительной оценки его показателей в зимний и летний периоды), предварительно увлажненный в течении суток; (3) песчано-ракушечный грунт из прибойной полосы, глубины до 0.5 м.

На рис. 8 приведена динамика напряжения, создаваемого микробными топливными элементами, заполненными тремя различными вариантами грунтов. Образцы на основе обоих типов ила показали сходные величины биоэлектрогенеза на уровне около 200 мВ, прибойный грунт — около 15 мВ. Наблюдаемая разница вероятно связана с наличием в иловых осадках разнообразной микрофлоры, в том числе анаэробно дышащей, и запаса органических веществ, ею ассимилируемых. В прибойном песчано-ракушечном грунте, могут присутствовать потенциально электрогенные микроорганизмы, за счет приспособленности к регулярной смене уровня окислительно-восстановительного потенциала среды, однако лимитирующим фактором будет выступать дефицит органических веществ для ассимиляции ими. Что и подтверждается нисходящей динамикой электрогенеза, на фоне постепенного его нарастания в случае иловых образцов.

Графики динамики напряжения в МТЭ с образцами ила показывают, что исходно сухой ил, при помещении в МТЭ обладал биоэлектрической активностью на уровне 30 мВ (0.11 мВт/м<sup>2</sup> анода), выросшей в течении месяца до 200 мВ (5.1 мВт/м<sup>2</sup> анода). Что, вероятно, обусловлено развитием в нем анаэробно-дышащих микробных сообществ, образованием анодофильной биопленки, создающей эффект переноса электронов. В МТЭ, в которых был размещен нативный свежий ил с явными признаками анаэробных процессов, исходный уровень демонстрируемого им электрического потенциала был сразу высок (около 210 мВ, 5.62 мВт/м<sup>2</sup> анода). Вероятно, он был обусловлен градиентом окислительно-восстановительного потенциала между более восстановленной средой в глубине ила вокруг анода и более окисленной вокруг катода на границе с аэробным водным слоем. В дальнейшем потенциал заметно не вырос, колеблясь около  $200 \pm 40$  мВ (3.26–7.34 мВт/м<sup>2</sup> анода). Сравнение динамики разброса колебаний электрического напряжения обоих образцов ила подтверждает тезис о заметном влиянии на их показатели присутствующей в бентосе макробиоты. Исходно сухой ил, не имеющий зообентоса, давал более стабильные показатели. Нативный ил, отобранный со дна, содержал визуально массово присутствующих полихет, моллюсков, которые перемещаясь в его объеме между электродами, меняли структуру ила, его проводимость и, как следствие, вызывали колебания напряжения.

#### выводы

Показана возможность круглогодичного функционирования микробных топливных элементов бентосного (донного) типа и системы автоматического онлайн-мониторинга параметров водной среды в морских условиях в заливе Петра Великого Японского моря. Подобные экспериментальные устройства могут быть основой для автономных станций мониторинга на протяжении длительного времени и в широком диапазоне изменения условий, в том числе в подледном режиме. В данном эксперименте автоматическая регистрация температуры, освещенности, солености воды и ЭДС МТЭ с периодичностью 48 раз в сутки проводилась на протяжении 13 месяцев (28.11.2019-31.12.2020) при электропитании от берегового источника тока.

Биоэлектрическая активность донных осадков в составе бентосных микробных топливных элементов меняется в разные климатические периоды – от 5–10 мВ в зимний, до 300–500 мВ в летний. Среднегодовые величины биоэлектрогенеза составляли – 61 мВ по напряжению, 19 мВт/м<sup>2</sup> по удельной мощности. Максимальные показатели (июнь-август) составляли – 216 мВ по напряжению, 239 мВт/м<sup>2</sup> по удельной мощности, при температуре воды в летний период 15-25°С. Это может послужить в качестве нового показателя микробиологической активности донной микробиоты, с возможностью автоматической его регистрации, без отбора донных проб. Полученные результаты могут послужить основой для оценки потенциала применения донных биотопливных элементов как источников электропитания автономных морских устройств.

Внесение в образцы донных осадков таких веществ-токсикантов как кадмий (8 мг/кг сухого грунта) и углеводороды (5 г/кг сухого грунта) снижает уровень биоэлектрогенеза на 95–99%. Внесение в загрязненный токсикантами ил веществстимуляторов микробного сульфидогенеза приводило к восстановлению его биоэлектрогенной активности. Изменение уровня биоэлектрогенеза донных осадков в ответ на изменение их химического состава может рассматриваться как основа для биосенсорной технологии детекции загрязняющих веществ, аккумуляция которых может происходит в донных осадках вследствие техногенной деятельности человека.

Благодарности. Авторы признательны сотрудникам ННЦМБ ДВО РАН Л.А. Боцун, Т.А. Геворгяну, Л.Н. Куличковой, А.Ю. Николенко и В.Н. Югаю за помощь в работе и предоставленные данные по измерениям параметров водной среды.

Источники финансирования. Работа выполнена при частичной поддержке Российского научного фонда (№ гос. регистрации 21-74-30004).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Волченко Н.Н., Лазукин А.А., Самков А.А, Худокормов А.А. Биосенсор для определения наличия органических веществ в воде // Патент RU 2650634 С1. 2018. Бюл. № 11.
- Волченко Н.Н., Лазукин А.А., Масленников С.И. и др. Биоэлектрическая активность донных микробных топливных элементов в круглогодичном полевом эксперименте в условиях Японского моря // 3-й Российский микробиологический конгресс. (Псков, 26 сентября—01 октября 2021 г.). Псков: Псковский государственный университет. 2021. С. 159— 160.
- 3. Лазукин А.А., Волченко Н.Н., Самков А.А, Худокормов А.А. Биоплато для очистки водоёмов с электронным блоком// Патент RU2753349 C1. 2021. Бюл. № 23.
- 4. *Масленников С.И., Щукина Г.Ф.* Взаимодействие плантаций марикультуры и морских прибрежных экосистем // Рыбное хозяйство. 2018. № 4. С. 96–99.
- 5. Самков А.А, Волченко Н.Н., Барышев М.Г. Биотопливный элемент// Патент RU2657289 C1. 2018. Бюл. № 17.
- 6. Трусенкова О.О., Лобанов В.Б., Лазарюк А.Ю. Течения в юго-западной части залива Петра Великого, Японское море (по данным стационарного буя Wavescan, 2016 г.) // Океанология. 2022. Т. 62. № 3. С. 365–379.
- Шевченко О.Г., Масленников С.И., Бложко Т.В. Мониторинг потенциально токсичных микроводорослей в бухте Северной (Славянский залив) в 2008, 2009 гг. // Научные труды Дальрыбвтуза. 2011. Т. 24. С. 34–42.
- 8. *Arias-Thode Y. M., Hsu L., Anderson G. et al.* Demonstration of the SeptiStrand benthic microbial fuel cell powering a magnetometer for ship detection. // Journal of Power Sources. 2017. V. 356. P.419–429.
- Cao X., Li X.-N.,Song H.- L., Yu C.-Y. Simultaneous degradation of toxic refractory organic pesticide and bioelectricity generation using a soil microbial fuel cell // Bioresource Technology. 2015. V. 189. P. 87–93.
- Donovan C., Dewan A., Heo D. et al. Sediment microbial fuel cell powering a submersible ultrasonic receiver: New approach to remote monitoring // Journal of Power Sources. 2013. V. 233. P. 79–85.
- 11. *Gustave W., Yuan Z., Liu F., Chen Z.* Mechanisms and challenges of microbial fuel cells for soil heavy metal(loid)s remediation // Science of The Total Environment. 2021. V. 756. Art. 143865.
- 12. Idris M.O., Kim H.-C., Yaqoob A.A., Ibrahim M.N.M. Exploring the effectiveness of microbial fuel cell for the degradation of organic pollutants coupled with bio-energy generation // Sustainable Energy Technologies and Assessments. 2022. V. 52, part B. Art. 102183.
- Kubota K., Watanabe T., Maki H. et al. Operation of sediment microbial fuel cells in Tokyo Bay, an extremely eutrophicated coastal sea // Bioresource Technology Reports. 2019. V. 6. P.39–45.
- 14. Li W.W., Yu H.-Q. Stimulating sediment bioremediation with benthic microbial fuel cells // Biotechnology Advances. 2015. V. 33. № 1. P.1–12.

- Logan B. E. Exoelectrogenic bacteria that power microbial fuel cells // Nature Reviews Microbiology. 2009. V. 7. P. 375–381.
- 16. *Martins G., Peixoto L., Ribeiro D.C. et al.* Towards implementation of a benthic microbial fuel cell in lake Furnas (Azores): Phylogenetic affiliation and electrochemical activity of sediment bacteria // Bioelectrochemistry. 2010. V.78. № 1. P. 67–71.
- Noori M.T., Thatikayala D., Pant D. et al. A critical review on microbe-electrode interactions towards heavy metal ion detection using microbial fuel cell technology // Bioresource Technology.2022. V. 347. Art. 126589.
- Reimers C.E., Wolf M., Allelau Y., Cheng L. Benthic microbial fuel cell systems for marine applications // Journal of Power Sources. 2022. V. 522. Art. 231033.
- Sajana T.K., Ghangrekar M.M., Mitra A. Application of sediment microbial fuel cell for in situ reclamation of aquaculture pond water quality // Aquacultural Engineering. 2013. V. 57. P. 101–107.
- 20. Santoro C., Arbizzani C., Erable B., Leropoulos I.A. Microbial fuel cells: From fundamentals to applications.

A review // Journal of power sources. 2017. V. 356. P. 225–244.

- 21. *Tender L.M., Gray S.A., Grovman E. et al.* The first demonstration of a microbial fuel cell as a viable power supply: powering a meteorological buoy // Journal of Power Sources. 2008. V. 179. № 2. P. 571–575.
- 22. Xu B., Ge Z., He Z. Sediment microbial fuel cells for wastewater treatment: challenges and opportunities // Environmental Science: Water Research & Technology. 2015. V. 1. № 3. P.279–284.
- 23. Yamashita T., Hayashi T., Iwasaki H et al. Ultra-lowpower energy harvester for microbial fuel cells and its application to environmental sensing and long-range wireless data transmission // Journal of Power Sources. 2019. V. 430. P. 1–11.
- 24. *Zhao L., Deng J., Hou H. et al.* Investigation of PAH and oil degradation along with electricity generation in soil using an enhanced plant-microbial fuel cell // Journal of Cleaner Production. 2019. V. 221. P. 678–683.
- 25. Zou S., Guan L., Taylor D.P. et al. Nitrogen removal from water of recirculating aquaculture system by a microbial fuel cell // Aquaculture. 2018. V. 497. P. 74–81.

## Application of Benthic Microbial Fuel Cells in Systems of Year-Round Monitoring of Water Environment Parameters

N. N. Volchenko<sup>b, #</sup>, A. A. Lazukin<sup>c</sup>, S. I. Maslennikov<sup>a</sup>, A. A. Pakhlevanyan<sup>a</sup>, A. A. Samkov<sup>b</sup>, A. A. Khudokormov<sup>b</sup>

<sup>a</sup>A.V. Zhirmunsky National Scientific Center of Marine Biology Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation

> <sup>b</sup>Kuban State University, Krasnodar, Russian Federation <sup>c</sup>National Research University ITMO, St. Petersburg, Russian Federation <sup>#</sup>e-mail: volchenko.n@mail.ru

The bioelectrogenic activity of sediments of natural microbial association of the Peter's Bay of Japanese sea research was performed in a year-round experiment with parallel temperature, illumination and water electrical conductivity monitoring by means of benthic microbial fuel cell (MFC) and automatic online-monitoring. Several variants of underwater devices, including benthic microbial fuel cells, monitoring water environment sensor, information collection and transmission systems, have been developed. This device make electrical voltage up to 216 mV, specific power up to 239 mW/m<sup>2</sup>. Electrogenic activity of natural microflora depends on water temperature and reach maximum on summer with temperature about 20–25°C. The introduction of toxicants in form as hydrocarbons and cadmium into the sluge led to the suppression of microbial electrogenesis. However the introduction of inductor substances of microbial sulfidogenesis led to the stimulation of microbial electrogenesis. The possibility of functioning of the benthic MFC in the field of the Peter's Great Bay in various climatic periods is shown. It is shown that such experimental devices serve as a basis for autonomous stations monitoring the state of the aquatic environment for a long time and in a wide range of conditions change. Thus, automatic registration of temperature, illumination and salinity of water with a frequency of 48 times a day was carried out for 13 months (11/28/2019-12/31/2020). The electrogenic activity of this microbiota upon MFC scaling can potentially become a new renewable energy source for low-power marine electronics, including those used in mariculture.

**Keywords:** benthic microbial fuel cell, monitoring of the aquatic environment, electrogenic activity of microflora, toxic substances

#### 1020

УДК 551.46+551.352

## ИССЛЕДОВАНИЯ ОСАДОЧНОГО ЗАПОЛНЕНИЯ ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ И ВОДНЫХ МАСС ВОСТОЧНОЙ ТРОПИЧЕСКОЙ АТЛАНТИКИ (63-й РЕЙС НИС "АКАДЕМИК ИОФФЕ")

© 2023 г. Е. В. Иванова<sup>1,</sup> \*, Д. Г. Борисов<sup>1</sup>, А. В. Гавриков<sup>1</sup>, А. Н. Демидов<sup>2</sup>, А. Н. Иваненко<sup>1</sup>, О. И. Кириллова<sup>1</sup>, С. Б. Крашенинникова<sup>3</sup>, О. В. Левченко<sup>1</sup>, Н. А. Шульга<sup>1</sup>

> <sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия <sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия <sup>3</sup>Институт биологии Южных морей им. А.О. Ковалевского РАН, Севастополь, Россия \*e-mail: e\_v\_ivanova@ocean.ru Поступила в редакцию 12.10.2022 г. После доработки 12.10.2022 г. Принята к публикации 27.03.2023 г.

Приведены сведения о комплексе геофизических, седиментологических, гидрофизических исследований и попутных метеорологических и биологических наблюдений в восточной тропической Атлантике в 63-м рейсе НИС "Академик Иоффе" в октябре—декабре 2022 г. Обсуждаются предварительные результаты экспедиции.

**Ключевые слова:** Срединно-Атлантический хребет, Антарктические донные воды, трансформные разломы Романш и Чейн, контуриты, гравититы, сейсмоакустическое профилирование, магнитные аномалии, СТD-зондирование водной толщи

**DOI:** 10.31857/S0030157423060047, **EDN:** QWROOC

Комплексная экспедиция на НИС "Академик Иоффе" (63-й рейс) в восточной тропической Атлантике проведена Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН при участии Географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова и ФИЦ ИнБЮМ РАН по утвержденной Министерством науки и образования Российской Федерации экспедиционной программе с 29 сентября по 7 декабря 2022 г. (порт выхода Калининград, порт прихода Гелиболу, Турция). В экспедиции приняли участие 26 научных сотрудников: из ИО РАН – 20, МГУ – 2 и ИнБЮМ РАН – 4. Начальник экспедиции – Е.В. Иванова (ИО РАН), заместитель начальника экспедиции – Д.Г. Борисов (ИО РАН). Задачи рейса решались отрядами литологии (начальник Н.А. Шульга, ИО РАН), сейсмоакустического профилирования и попутных наблюдений (начальник О.В. Левченко, ИО РАН), гидрофизики (начальник А.Н. Демидов, МГУ), гидробиологии (начальник С.Б. Крашенинникова, ИнБЮМ РАН), метеорологических наблюдений (начальник А.В. Гавриков, ИО РАН).

Основные цели и задачи экспедиции: проведение комплекса (1) геолого-геофизических (сейсмоакустических, седиментологических, магнитометрических), исследований в зонах трансформных разломов Романш и Чейн для сейсмофациальных и палеоокеанологических реконструкций, оценки вклада латеральной и пелагической (вертикальной) седиментации в осадконакопление, а также выявления магнитных аномалий и их источников, (2) детальное изучение структуры, переноса и изменчивости характеристик придонных, глубинных и поверхностных вод, попутных метеорологических и гидробиологических исследований на разрезе от глубоководного прохода Кейн до разлома Чейн и в восточной части разломов Романш и Чейн, (3) оценка состояния морской поверхности с помощью волномерного буя, геомагнитная съемка на подводных горах и попутные наблюдения за облачностью, солнечным излучением, морскими млекопитающими по маршруту судна в нейтральных водах.

Виды и объем работ. На переходе в восточной Атлантике были сделаны 20 буйковых станций для измерения высоты волн, на втором этапе выполнены гидрофизические разрезы Кейн и WOCE A15. На полигоне Романш-Чейн проводи-



**Рис. 1.** Маршрут экспедиции, гидрофизические разрезы и полигон детальных работ Романш-Чейн. Станции: *1* – отбора колонок донных осадков, *2* – гидрофизические, *3* – запуска волномерного буя в дрейфе судна, *4* – комплексные, *5* – точки скважин глубоководного бурения.

лись сейсмоакустическое профилирование. отбор колонок донных осадков, гидрофизическое зондирование, геомагнитная съемка, зондирование поверхностного 50-метрового слоя воды. По маршруту судна проведены попутные наблюдения за облачностью, солнечным излучением, состоянием морской поверхности и морскими млекопитающими, отбор поверхностных проб воды и фитопланктона. Маршрут экспедиции, полигон и разрезы детальных работ показаны на рис. 1. За время экспедиции пройдено 7160 морских миль с сейсмопрофилографом SES-2000 deep и 4000 морских миль с магнитометром SeaPos2. Провелены работы на 74 глубоководных станциях (29 из них комплексные). Получены 18 колонок донных осадков. Выполнены 30 зондирований верхних 50 м и 35 зондирований водной толщи от поверхности до дна зондом SBE19plus V2 с отбором проб воды системой SBE32 Carousel с батометрами Нискина и измерениями скорости течений с помощью ACM Nortek Aquadopp 6000, сделаны 30 буйковых станций с дрейфом волномерного буя Spotter. На борту выполнено 2230 гидрохимических анализов.

**Предварительные научные результаты.** Получены детальные высокоразрешающие данные по акустической структуре верхней части осадочной

толши в активных и пассивных частях долин трансформных разломов Романш и Чейн. Установлен мозаичный характер распределения участков с разным акустическим имиджем осадков. Основными факторами этой мозаичности являются сильно расчлененный рельеф дна в долинах разломов и, вероятно, значительные пространственные вариации скоростей придонных течений. Выделены основные типы сейсмофаций, соответствующие осадкам разного генезиса, включая сейсмофации гравититов и предполагаемых контуритов, описан характер переходов между ними. Обнаружено предполагаемое поле захороненных контуритовых осадочных волн и небольшой пластерный дрифт в разломе Чейн, а также небольшие контуритовые дрифты в западной части разлома Романш.

Активные сегменты трансформных разломов Романш и Чейн демонстрируют очевидные признаки глубинной тектонической переработки, затрагивающей литосферу около границы корамантия. Глубокие троги разломов совпадают с интенсивными отрицательными аномалиями Буге и мощными магнитными глубинными источниками, по-видимому, серпентинитовой природы. Подобные источники обнаружены также в Бискайском заливе. Синтезирована карта аномального магнитного поля для района подводной горы Хуго де Ласерда в Иберийской котловине.

Антарктические донные воды (ААДВ) под Североатлантическими глубинными (САГВ) выделялись по минимуму температуры, солености, растворенного кислорода и максимуму биогенных элементов, особенно силикатов (до 90–118  $\mu$ М у дна). Границей ААДВ в разломах Романш и Чейн по распределению растворенного кислорода и вертикальным градиентам термохалинных характеристик правильней считать изотерму  $\theta = 1.5^{\circ}$ С. Выявлен глубинный фронт на 4° с.ш., отделяющий характерную для Западной Атлантики 4-компонентную структуру слоя САГВ к югу от сильно перемешанной к северу.

Установлено хорошее согласование визуальных наблюдений с измерениями волномерным буем. Отлажен, оптимизирован и проверен алгоритм получения волновой статистики (значимая высота волны, период и направление волнения) по радарным изображениям. Создана модель прогнозирования положения альтиметрических спутников. По маршруту экспедиции встречено 3 вида китов (11 встреч — 12 особей) и 8 видов дельфинов (29 встреч — 143 особи) за 640 часов наблюдений. Всего зарегистрировано 155 особей китообразных (40 встреч), подавляющее большинство из них определены до вида.

Благодарности. Авторы благодарны научному составу экспедиции, капитану А.В. Зыбину и экипажу НИС "Академик Иоффе" за всестороннюю помощь в выполнении научных задач экспедиции.

Источник финансирования. Финансирование экспедиции проводилось за счет средств Госзаданий №№ FMWE-2021-0006 и FMWE-2022-0004 ИОРАН, № 121031900090-6 МГУ, № 121041400077-1, 121030300149-0, 121040500247-0 ФИЦ ИнБЮМ РАН, проектов РНФ 22-27-00421 и 19-17-00110-П, проекта РФФИ № 20-05-00244А, Соглашения с Министерством науки и высшего образования № 075-15-2021-1398. Судовое время оплачивалось за счет Госзадания Министерства Науки и Образования.

## Investigations of the Transform Faults' Sediment Infill and Water Masses of the Eastern Tropical Atlantic (63d Cruise of the R/V "*Akademik Ioffe*")

E. V. Ivanova<sup>*a*, #</sup>, D. G. Borisov<sup>*a*</sup>, A. V. Gavrikov<sup>*a*</sup>, A. N. Demidov<sup>*b*</sup>, A. N. Ivanenko<sup>*a*</sup>, O. I. Kirillova<sup>*a*</sup>, S. B. Krasheninnikova<sup>*c*</sup>, O. V. Levchenko<sup>*a*</sup>, N. A. Shulga<sup>*a*</sup>

<sup>a</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia <sup>b</sup>Lomonosov Moscow State University, Department of Geography, Moscow, Russia <sup>c</sup>Kovalevsky Institute of Biology of the Southern Seas, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia <sup>#</sup>e-mail: e v ivanova@ocean.ru

This paper provides information on the integrated geophysical, sedimentological, and hydrophysical investigations, passing meteorological and biological observations in the Eastern Tropical Atlantic during the cruise 63d of the R/V "*Akademik Ioffe*" in October–December 2022. The preliminary scientific results are discussed.

**Keywords:** Mid-Atlantic Ridge, Antarctic Bottom Water, transform faults Romanche and Chain, contourites, gravitites, sub-bottom profiling, magnetic anomalies, CTD sounding

УДК 551.35,551.46

# ЭКСПЕДИЦИОННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В БАЛТИЙСКОМ МОРЕ В 54-м РЕЙСЕ НИС "АКАЛЕМИК СЕРГЕЙ ВАВИЛОВ"

© 2023 г. Д. В. Дорохов<sup>1, 2, \*</sup>, В. В. Сивков<sup>1, 2</sup>, С. А. Мошаров<sup>1</sup>, П. Б. Семенов<sup>3</sup>, Е. Е. Ежова<sup>1</sup>, А. А. Кондрашов<sup>1</sup>, Е. С. Бубнова<sup>1, 2</sup>, Е. П. Пономаренко<sup>1</sup>, М. А. Герб<sup>1</sup>

> <sup>1</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия <sup>2</sup>Балтийский федеральный университет им. И. Канта, Калининград, Россия <sup>3</sup>ФГБУ "ВНИИОкеангеология", Санкт-Петербург, Россия \*e-mail: d\_dorohov@mail.ru

Поступила в редакцию 24.01.2023 г. После доработки 26.01.2023 г. Принята к публикации 27.03.2023 г.

Приведены краткие результаты экспедиционных исследований в юго-восточной части Балтийского моря и Финском заливе в 54-м рейсе НИС "Академик Сергей Вавилов" (2022 г.). В рейсе проводились гидрологические, гидро- и геохимические, гидробиологические, геоэкологические, геологические и геофизические работы. Получены новые данные о состоянии и динамике природных комплексов Балтийского моря в условиях усиливающейся антропогенной нагрузки и изменения климата.

Ключевые слова: Балтийское море, Финский залив, гидрология, гидрохимия, гидробиология, геоэкология, литология, геохимия

DOI: 10.31857/S0030157423060035, EDN: QWDEJU

В 54-м рейсе НИС "Академик Сергей Вавилов" (04-19 ноября 2022 г.) проведены океанологические исследования в юго-восточной части Балтийского моря и Финском заливе (рисунок). которые являются продолжением многолетних исследований ИО РАН. Цель экспедиции – получение новых данных о состоянии и динамике природных комплексов Балтийского моря в условиях усиливающейся антропогенной нагрузки и изменения климата с учетом влияния Атлантического океана. Помимо ИО РАН в работе экспедиции принимали участие сотрудники БФУ им. И. Канта и ФГБУ "ВНИИОкеангеология". В ходе экспедиции проведена I Молодеж-"Современные ная научная школа метолы океанологических исследований" БФУ им. И. Канта, в работе которой также приняли участие преподаватели, студенты и аспиранты Южно-Уральского государственного гуманитарно-педагогического университета, Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Всероссийнаучно-исследовательского ского института геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. академика И.С. Грамберга.

Общий маршрут составил 1191 морскую милю, в том числе 709 морских миль однолучевых эхолотных профилей. Выполнены 63 океанологические станции, одна постановка донной станции и одна экспозиция дрейфующей седиментационной ловушки.

#### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

На океанологических станциях (рис. 1) использовались зонды — гидрофизический Sea&Sun СТD48Мс с датчиком кислорода и Li-COR для измерения фотосинтетически активной радиации. Прозрачность воды измерялась диском Секки. Отбор проб воды для гидрохимических и гидробиологических исследований проводился розеттой Hvdrobios MWS 12 Slimline с батометрами Нискина, зоопланктона - сетью WP-2, ихтиопланктона - сетью ИКС-80; донных осадков и зообентоса – дночерпателем Ван Вина и бокс-корером, колонок донных осадков – гравитационной грунтовой трубкой длиной 7.5 м с мягким вкладышем и малой герметичной геологической трубкой (МГГТ) длиной 1 м. МГГТ использовалась также для получения проб придонной волы для определения содержание метана. В судовых лабораториях проводились фильтрация взвеси, измерения основных гидрохимических показателей с использованием спектрофотометра КФК-3КМ и дозатор-титратора Аквилон-1Д, активной флуоресценции хлорофилла "а" импульсным флуориметром WATER-PAM-II (Walz). Выполнена экспозиция (спуск, подъем) экспериментальной дрейфующей седиментационной ловушки. Установлена донная станция с инклинометрическими измерителями течений, изготовленных в Атлантическом отделении ИО РАН [1]. По маршруту судна выполнялись съемка судовым однолучевым эхолотом Kongsberg EA-600, непрерыв-



**Рис. 1.** Схема работ в 54-м рейсе НИС "Академик Сергей Вавилов", где *1* – океанологические станции; *2* – точка постановки донной станции; *3* – переходы; *4* – изобаты, м; *5* – граница ИЭЗ, *6* – граница территориальных вод. На врезке показано расположение районов работ.

ные стандартные метеонаблюдения и измерения радиационных потоков радиометром Kipp&Zonen CNR4, концентрации метана и аэрозольных частиц в воздухе кондуктометрическим датчиком.

### ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Гидролого-гидрохимические исследования. В российском секторе Юго-Восточной Балтики (ЮВБ) зафиксировано сезонное заглубление термоклина до 32–42 м. Температура и соленость в верхнем квазиоднородном слое (ВКС) варьировалась в пределах 11–12.2°С и 7.1–7.4 епс. Ядро холодного промежуточного слоя (4.5–4.7°С) располагалось в диапазоне 46–52 м. Глубина галоклина составляла 60–70 м. Придонный слой имел температуру 6.7–7.4°С и соленость 11.0–12.7 епс. В Гданьской впадине ниже галоклина отмечен слой гипоксии  $(O_2 < 2 \text{ мг/л})$  и частичная аноксия. Над Гданьско-Готландским порогом предположительно зафиксировано небольшое поступление вод из Восточно-Готландского бассейна с содержанием растворенного кислорода 2–2.5 мг/л, что согласуется с реконструкцией течений по модели NEMOv.4.0 [2].

Геоэкологические исследования. На всей исследованной акватории моря глубина эвфотического слоя составляла 15 м. Относительно высокие значения хлорофилла "а" и фотосинтетической способности фитопланктона (Fv/Fm) отмечены в ВКС (0–30 м) при значительном их снижении ниже сезонного термоклина. Величины rETR (флуоресцентно определяемый аналог скорости первичной продукции) были умеренными, при этом разброс значений был значительным – от 10 до 30 отн. ед.

Гидробиологические исследования. Биомасса фитопланктона в южной части Гданьской впадины составила 0.547 мг/л, численность 222 тыс.кл./л. Биомассу почти полностью (96%) формировали диатомовые водоросли, преимущественно - Coscinodiscus granii (0.498 мг/л). В зоопланктоне в этом же районе, а также нал южным склоном Восточно-Готландской впадины, отмечен характерный обитатель субгалоклинных вод – калянида Pseudocalanus sp. Количественные показатели и структура зоопланктона были характерными для осенне-зимнего сезона в Южной Балтике. На дне всего района исследования в юго-восточной части Балтийского моря на глубинах более 100 м живой макрозообентос отсутствовал. за исключением участка в Восточно-Готландской впадине. где на глубине 108 м обнаружены живые моллюски Astarte borealis. В Финском заливе по биомассе доминировали характерные представители макробентоса этого района моря Saduria entomon.

Литологические и геохимические исследования. Осадочные разрезы ЮВБ в основном представлены черными пелитовыми обводненными пористыми литориновыми илами с запахом сероводорода. На северо-восточном склоне Гданьской впадины на глубине 93 м в районе метанового сипинга в поверхностном слое осадков (0-15 см) зафиксированы концентрации метана более 1500 ppmV, что превышает предел его растворимости в поровой воде (хэд-спейс). Поверхностные осадки в эрозионной долине на севере Гданьско-Готландского порога представляют собой диамикты, покрытые железомарганцевыми конкрециями различной формы размером 2-5 см. В колонках Финского залива обволненные газонасышенные морские (литориновые) илы характеризуются высокими концентрациями метана в хэд-спейс, что подтверждает существование метанового сипинга. При этом в каждом из опробованных разрезов фиксируются различные градиенты концентраций метана, свидетельствующие о различной интенсивности его потоков.

Источники финансирования. Экспедиция проведена в рамках целевого финансирования морских экспедиционных исследований Министерства науки и высшего образования РФ по темам государственного задания ИО РАН №№ FMWE-2021-0012, FMWE-2021-0007. Исследования потоков метана осуществлялись за счет проекта ВИП ГЗ (соглашение № 71-223/ВИПГЗ-23). Молодежная научная школа финансировалась БФУ им. И. Канта.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Пака В.Т., Набатов В.Н., Кондрашов А.А. и др. Об усовершенствовании инклинометрического измерителя скорости придонных течений // Океанологические исследования. 2019. Т. 47. № 2. С. 220–229.
- 2. NEMO ocean engine // Scientific Notes of Climate Modelling Center, 27. IPSL.

## Expeditional Studies in the Baltic Sea in Cruise 54th of the R/V "*Akademik Sergei Vavilov*"

## D. V. Dorokhov<sup>a, b, #</sup>, V. V. Sivkov<sup>a, b</sup>, S. A. Mosharov<sup>a</sup>, P. B. Semenov<sup>c</sup>, E. E. Ezhova<sup>a</sup>, A. A. Kondrashov<sup>a</sup>, E. S. Bubnova<sup>a, b</sup>, E. P. Ponomarenko<sup>a</sup>, M. A. Gerb<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia <sup>b</sup>Immanuel Kant Baltic Federal University, Kaliningrad, Russia <sup>c</sup>FSBI "VNIIOkeangeologia", Saint-Petersburg, Russia <sup>#</sup>e-mail: d dorohov@mail.ru

Brief results of oceanological studies of the southeastern part of the Baltic Sea and the Gulf of Finland during 54th cruise of the R/V *Akademik Sergei Vavilov* (2022) are presented. Hydrology, hydro- and geochemistry, hydrobiology, geoecology, geology and geophysics investigations were carried out. New data on the state and dynamics of the natural complexes of the Baltic Sea under the conditions of increasing anthropogenic pressure and climate change were obtained.

Keywords: Baltic Sea, Gulf of Finland, hydrology, hydrochemistry, hydrobiology, geoecology, lithology, geochemistry

УДК 551.465

## ИССЛЕДОВАНИЕ АБИОТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ ДИНАМИКУ МОРСКИХ ЭКОСИСТЕМ И ФОРМИРОВАНИЕ АНОМАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ В ПРИБРЕЖНЫХ ВОДАХ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА, В 80-ом РЕЙСЕ НИС "ПРОФЕССОР ГАГАРИНСКИЙ"

© 2023 г. В. Б. Лобанов<sup>1,</sup> \*, А. Ф. Сергеев<sup>1</sup>, П. Ю. Семкин<sup>1</sup>, Н. Б. Лукьянова<sup>1</sup>, В. Цой<sup>1</sup>, П. П. Тищенко<sup>1</sup>, И. Ф. Алексеев<sup>1</sup>, С. П. Кукла<sup>1</sup>, А. А. Мазур<sup>1</sup>, М. С. Обрезкова<sup>1</sup>, И. А. Прушковская<sup>1</sup>, С. Г. Сагалаев<sup>1</sup>, Е. Ю. Тибенко<sup>1</sup>, М.С. Федоров<sup>1</sup>, М. Г. Швецова<sup>1</sup>, А. Ю. Юрцев<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия <sup>2</sup>Национальный оператор научно-исследовательского флота, Владивосток, Россия \*e-mail: lobanov@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 12.10.2022 г. После доработки 12.10.2022 г. Принята к публикации 16.02.2023 г.

В экспедиционном рейсе № 80 НИС "Профессор Гагаринский", выполнявшимся в период 15 июня— 18 июля 2022 г. были проведены комплексные гидролого-гидрохимические исследования в Авачинском заливе Камчатки, на северо-восточном шельфе о. Сахалин и в заливе Петра Великого для оценки современных экологических рисков в прибрежной зоне ключевых районов дальневосточных морей и, в частности, исследования возможных абиотических факторов, обусловивших массовую гибель морских организмов у побережья Камчатки осенью 2020 г. Выполнен комплекс СТД-зонлирований, гилрохимического анализа проб воды, проведена постановка автономных буйковых станций, а также отбор проб планктона и донных осадков. Отмечено повышенное содержание биогенных элементов, как в подповерхностных, так и в промежуточных тихоокеанских водах, в сравнении с данными 1990-2000-х гг. Интенсивное таяние снега на прилегающих горных склонах в период проведения съемки определило сушественное влияние материкового стока на гидрохимические характеристики вод Авачинского залива, вызывая понижение солености и значительное повышение концентрации биогенных элементов и хлорофилла-а в прибрежной зоне. Динамика синоптических вихрей обеспечивает перенос прибрежных вод в океан на расстояние более 100 миль. Полученные результаты позволяют предположить, что катастрофическое явление у берегов Камчатки, связанное с аномальным цветением водорослей обусловлено сопряжением биогеохимических и гидрологических факторов – речного стока и подъема глубинных вод в заливе, вызванного прибрежным ветровым и динамическим апвеллингом в период максимального прогрева и эвтрофикации вод Субарктики Тихого океана, а также орографическими и топографическими особенностями Авачинского залива.

**Ключевые слова:** п-ов Камчатка, Авачинский залив, Охотское море, шельф о. Сахалин, синоптические вихри, гидрология, биогеохимия

DOI: 10.31857/S0030157423060084, EDN: QWAGBL

Экспедиция рейса № 80 НИС "Профессор Гагаринский" была организована Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичева в период с 15 июня по 18 июля 2022 г. Основной задачей экспедиции являлась оценка абиотических факторов среды, которые могли способствовать интенсивному цветению токсичных микроводорослей, вызвавших массовую гибель морских организмов в Авачинском заливе Камчатки и на прилегающих акваториях в 2020 г., а также оценка иных возможных экологических рисков в прибрежной зоне полуострова Камчатка, связанных с климатическими изменениями и другими природными факторами. Для этого была проведена комплексная гидролого-гидрохимическая съемка на прилегающей к юго-восточной части Камчатки акватории Тихого океана, которая позволит выявить крупномасштабные межгодовые изменения, происходящие в западной Субарктике Тихого океана, оценить региональные процессы, связанные с динамикой вод синоптического масштаба, а также локальные воздействия, обусловленные влиянием материкового стока. Исследования биогеохимических процессов в при-



Рис. 1. Схема работ экспедиции ТОИ ДВО РАН на НИС "Профессор Гагаринский" (рейс № 80) в дальневосточных морях и северо-западной части Тихого океана в июне–июле 2022 г. Точками показано положение океанографических станций, треугольниками – положение АБС; изобаты в метрах. На врезках: (а) распределение солености (епс) в поверхностом слое в районе юго-восточной Камчатки; (б) – распределение температуры воды (°С) на разрезе через Камчатский вихрь (КВ); положение станций СТД-зодирований показано тонкими вертикальными линиями.

брежной зоне моря были проведены как в Авачинском заливе, его нескольких бухтах, включая Авачинскую губу, так и на северо-восточном шельфе о. Сахалин в Набильском заливе и прилегающей акватории Охотского моря. Для изучения короткопериодной изменчивости океанологических характеристик были установлены донные автономные буйковые станции (АБС) с измерителями океанологических характеристик на шельфе Сахалина и в Авачинском заливе, а также выполнен мониторинговый разрез в заливе Петра Великого Японского моря (рис. 1).

Общее количество гидрологических станций с СТД-зондированиями составило 156, в том числе с отбором проб воды на химические анализы – 91. На 21 станции отобраны пробы фитопланктона из поверхностного слоя воды с помощью сетки, на 12 станциях отобраны пробы с помощью батометра для анализа видового состава фитопланктона. Выполнено 19 станций с отбором проб донных осадков. Отобрано 19 проб для анализа диатомовых водорослей, 18 проб на анализ спор токсичных микроводорослей и 13 проб на биотестирование. При работах с лодки в прибрежной зоне выполнено 15 станций в Набильском заливе, 4 станции в плюме р. Налычева (Авачинский залив), 11 станций и по одной пробе снега и воды из водопада в б. Вилючинской, а также 1 проба из

р. Авача. Поставлено две АБС на шельфе о. Сахалин и две в Авачинском заливе. В экспедиции проанализировано по 580 проб воды на стандартные гидрохимические параметры: растворенный кислород, биогены (фосфаты, нитраты, нитриты, силикаты), щелочность, рН и 150 проб на аммоний. Законсервировано для анализа в лаборатории ТОИ ДВО РАН 150 проб на общий азот и фосфор, по 48 проб на макрокомпонентный состав воды и стабильные изотопы <sup>18</sup>О и D, 127 проб на хлорофилл-*a*, 84 на гуминовые вещества, 45 на растворенный органический углерод и 120 на соленость.

В качестве основных предварительных результатов можно отметить следующее:

1. Отмечено повышенное содержание биогенных элементов, как в подповерхностных, так и в промежуточных тихоокеанских водах, в сравнении с данными 1990—2000-х гг., что свидетельствует о развивающейся эвтрофикации этого района Мирового океана.

2. Обнаружено существенное влияние материкового стока на гидрохимические характеристики вод Авачинского залива. Значительное распреснение поверхностного слоя до 26–27 епс зарегистрировано в прибрежных бухтах и на расстоянии до 10 миль от берега, воды с соленостью ниже 32 епс и повышенным содержанием биогенных элементов прослеживались на удалении до 100 миль.

3. Выявлены локальные области с повышенной концентрацией хлорофилла-а как в прибрежной зоне, так и в открытом океане, свидетельствующие об интенсивном цветении фитопланктона, признаки которого также наблюдались визуально по прозрачности воды, наличию пленок ПАВ и пены.

4. Исследование прибрежных акваторий Авачинского залива (б. Вилючинская, приустьевая акватория р. Налычева) в период интенсивного таяния снега на прилегающих горных склонах показало значительное влияние речного стока на гидрохимический режим прибрежных вод океана. Многочисленные ручьи и водопады, где концентрация нитратов превышала 35 мкмоль/л, являются точечными источниками биогенных элементов, в их непосредственной близости визуально наблюдались признаки цветения микроводорослей.

5. Отмечено повсеместное повышение концентрации фосфатов в придонных слоях воды в бухтах Вилючинская и Авачинская, до 3 и 5 мкмоль/л соответственно, при относительно низкой их концентрации в реках (около 0.5 мкмоль/л). Причины столь высокой концентрации фосфора в придонной воде, обнаруженные источники азота и отклонения азот-фосфорных соотношений от классического соотношения Редфилда требуют дальнейшего исследования.

6. На акватории Авачинского залива в период работ выявлено два вихревых образования синоптического масштаба, диаметром около 90 км (антициклон) и 50 км (циклон). По результатам гидрологических измерений, включая глубоководные до дна (3150 м), показано, что движение вихрей контролируется донной топографией.

7. Основная роль циклонического вихря заключается в подъеме обогащенных биогенными элементами глубинных вод у континентального склона залива. Установлено, что их выход, в первую очередь, осуществляется по подводным каньонам.

8. Детальная съемка антициклонического вихря, сформировавшегося в Авачинском заливе, показала важную роль вихревых структур в адвекции прибрежных вод в океан и формировании благоприятных условий для цветения фитопланктона на прилегающих океанских акваториях, простирающихся до района северных Курильских островов.

9. Полученные в экспедиции результаты позволяют сформулировать предварительную гипотезу о природе экологической катастрофы у берегов Камчатки: явление возникновения аномального цветения водорослей обусловлено сопряжением биогеохимических и гидрологических факторов – речного стока и подъема глубинных вод в заливе, вызванного прибрежным ветровым и динамическим апвеллингом в период максимального прогрева и эвтрофикации вод Субарктики Тихого океана, а также орографическими и топографическими особенностями Авачинского залива.

10. Получены пробы морских и речных вод, планктона и донных осадков для проведения специальных анализов в лабораториях ТОИ ДВО РАН, ННЦМБ ДВО РАН и ДВФУ, необходимых для выполнения комплексной межведомственной программы "Экологическая безопасность Камчатки: изучение и мониторинг опасных природных явлений и антропогенных воздействий".

11. Анализ качественного и количественного состава диатомовых водорослей на основе собранных проб донных осадков позволит охарактеризовать современное экологическое состояние Авачинского залива и Авачинской губы.

12. Биотестирование проб донных осадков позволит получить характеристику экологического состояния изучаемой акватории, оценить уровень загрязнения среды.

13. Получены новые данные по структуре вод на шельфе о. Сахалин в начале летнего периода, которые свидетельствуют об интенсивном водообмене поперек шельфа и скатывании зимних холодных вод в глубокую часть котловины.

14. Впервые проведены биогеохимические исследования Набильского залива о. Сахалин. Зарегистрирована высокая интенсивность первичного продуцирования — высокая концентрация хлорофилла-а (около 15 мкг/л), практически полное изъятие биогенных элементов в водах залива, концентрация гуминовых веществ, достигающая 46 мгС/л, что почти в два раза выше, чем в эвтрофированных реках Приморского края, таких как Раздольная и Туманная.

15. Получено распределение океанографических характеристик на мониторинговом разрезе в заливе Петра Великого Японского моря для июня и июля, что позволит оценить внутригодовую изменчивость структуры вод и динамику бентического фронта, характеризующую процессы сезонного апвеллинга и даунвеллинга.

Источники финансирования. Экспедиция проводилась за счет средств, предоставленных Минобрнауки России. Исследования выполнялись по Программе фундаментальных научных исследований государственных академий наук на 2021— 2023 гг., подпрограмма 2 "Фундаментальные и поисковые научные исследования", направление 1.5.8. Океанология, раздел 1.5.8.7. Комплексные и междисциплинарные исследования океанов и морей, темы №№ 6 и 11 (рег. №№ 121021700346-7, 121-21500052-9), а также в рамках Комплексной межведомственной программы "Экологическая безопасность Камчатки: изучение и мониторинг опасных природных явлений и антропогенных воздействий" (рег. № 122012700198-9).

## Study of Abiotic Factors Controlling Marine Ecosystem Dynamics and Formation of Anomalous Conditions in the Coastal Waters of the Far East in 80th Cruise of the R/V *Professor Gagarinskiy*

V. B. Lobanov<sup>a, #</sup>, A. F. Sergeev<sup>a</sup>, P. Y. Semkin<sup>a</sup>, N. B. Lukyanova<sup>a</sup>, V. Tsoy<sup>a</sup>, P. P. Tishchenko<sup>a</sup>,
I. F. Alekseev<sup>a</sup>, S. P. Kukla<sup>a</sup>, A. A. Mazur<sup>a</sup>, M. S. Obrezkova<sup>a</sup>, I. A. Prushkovskaya<sup>a</sup>, S. G. Sagalaev<sup>a</sup>,
E. Y. Tibenko<sup>a</sup>, M. S. Fedorov<sup>a</sup>, M. G. Shvetsova<sup>a</sup>, A. Y. Yurtsev<sup>b</sup>

<sup>a</sup>V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia <sup>b</sup>National Research Fleet Manager, Vladivostok, Russia <sup>#</sup>e-mail: lobanov@poi.dvo.ru

In the cruise No. 80 of the R/V Professor Gagarinskiv, from June 15 to July 18, 2022, complex hydrographic and hydrochemical studies were carried out in the Avachinskiy Bay of Kamchatka Peninsula, on the northeastern shelf of Sakhalin Island and in Peter the Great Bay to assess current environmental risks in the coastal zone of key areas of the Far Eastern seas of Russia and, in particular, to study possible abiotic factors that caused the mass mortality of marine organisms in Kamchatka in the fall of 2020. Comprehensive observations including CTD, hydrochemical water sampling, moorings deployment as well as sampling of plankton and bottom sediments were performed. An increased content of nutrients was found, both in subsurface and intermediate Pacific waters, in comparison with the data of the 1990–2000s. Intensive snowmelt on the adjacent mountain slopes during the survey period showed a significant effect of continental runoff on the hydrochemical characteristics of Avachinskiy Bay waters, causing a decrease in salinity and a significant increase in the concentration of nutrients and chlorophyll-a in the coastal zone. The dynamics of mesoscale eddies ensures the transport of coastal waters to the ocean over a distance of more than 100 miles. The obtained results suggest that the catastrophic phenomenon off Kamchatka, associated with anomalous harmful algae bloom, is due to the conjugation of biogeochemical and hydrographic factors – river runoff and the intrusion of deep waters on the shelf caused by coastal wind and dynamic upwelling during the period of maximum warming and eutrophication of the waters of the subarctic Pacific, as well as orographic and topographic features of Avachinskiy Bay.

Keywords: Kamchatka Peninsula, Avachinskiy Bay, the Okhotsk Sea, Sakhalin shelf, mesoscale eddies, hydrography, biogeochemistry